

В. И. СТАРОСТИН

МЕТАЛЛОГЕНИЯ



УНИВЕРСИТЕТ
КНИЖНЫЙ ДОМ

УДК 553.3/.4.078(07)

ББК 26.341я7

С77

Рецензенты:

зав. кафедрой месторождений полезных ископаемых и их разведки
Российского университета дружбы народов,
доктор геолого-минералогических наук, профессор *В. В. Дьяконов*;
зав. кафедрой литологии и морской геологии геологического факультета МГУ
имени М. В. Ломоносова, д-р геолого-минералогических наук,
профессор *О. В. Япаскурт*

Старостин В. И.

С77 Металлогения : учебник / В. И. Старостин. — 2-е изд., испр. и доп. — М. : КДУ, 2012. — 560 с. : табл., ил.

ISBN 978-5-98227-842-5

В учебнике рассмотрены предмет, задачи и главные разделы металлогении. На основе современных теорий образования и эволюции Земли описаны закономерности формирования металлогенических провинций и глобальных поясов на нашей планете. Дана количественная оценка рудного потенциала земной коры на разных этапах ее развития. С учетом новых концепций глубинной петролого-геохимической дифференциации вещества Земли охарактеризованы процессы первичного грандиозного пика рудообразования в раннем докембрии и оценены масштабы рециклинга минерального вещества в последующей геологической истории. Дан анализ эволюционной металлогении основных типов месторождений полезных ископаемых.

С позиции концепции тектоники литосферных плит рассмотрены основные проблемы региональной, исторической, специальной и прикладной металлогении.

Для студентов, магистрантов и аспирантов геологических вузов по направлению «Геология и разведка полезных ископаемых».

УДК 553.3/.4.078(07)

ББК 26.341я7

ISBN 978-5-98227-842-5

© Старостин В. И., 2012

© Издательство «КДУ», 2012

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	6
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ	10

ЧАСТЬ I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ	16
Состав и строение Земли	16
Происхождение и развитие Земли	23
Происхождение полезных ископаемых	48
Основные закономерности распределения полезных ископаемых во времени	58
ГЛАВА 2. ОБЩАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ	67
Геохимические и петрологические основы металлогении	67
Рудные формации	71
Флюидодинамика месторождений полезных ископаемых	79
Синергетика и металлогения.....	128
ГЛАВА 3. ГЕОТЕНТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ	145
Тектоно-металлогеническая модель строения земной коры	152
ГЛАВА 4. ЭВОЛЮЦИОННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ	158
Геосинклинальная концепция	158
Плейттектоническая концепция	162

ЧАСТЬ II

ЭВОЛЮЦИОННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ГЛАВА 5. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ	170
Железное оруденение.....	170
Марганцевое оруденение	189
Хромитовое оруденение.....	195
ГЛАВА 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ	208
Месторождения меди, свинца и цинка.....	208
Месторождения молибдена, вольфрама и олова	238
Распределение месторождений во времени и пространстве	260

ГЛАВА 7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ	271
Лейкограниты нормального ряда и их пегматиты	277
Щелочные изверженные породы	278
Щелочно-ультраосновные массивы и карбонатиты	282
Метасоматиты	283
Размещение месторождений в пространстве и времени	285
ГЛАВА 8. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ (ПЛАТИНОИДЫ – ЗОЛОТО – СЕРЕБРО)	291
Металлы платиновой группы	291
Золотое оруденение	311
Серебряное оруденение	333
ГЛАВА 9. УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	340
Генетические типы месторождений урана	342
Эволюция уранового оруденения в истории Земли	357
ГЛАВА 10. КИМБЕРЛИТОВЫЕ И КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ	364
Месторождения алмазов	364
Карбонатитовые месторождения	387

ЧАСТЬ III

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ, ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

ГЛАВА 11. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК	406
Океанские обстановки	406
Субдукционные обстановки	423
Коллизионные обстановки	427
Внутриплитные континентальные обстановки	433
ГЛАВА 12. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ	438
Архейские кратоны	439
Эпикратонные впадины	443
Протерозойские подвижные (мобильные) пояса	447
Области протоактивизации докембрия	454
ГЛАВА 13. МИНЕРАГИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА	463
Эволюционная экзогенная минерагия	463
Минерагеническое районирование чехла Русской платформы	467
Основные геолого-генетические типы месторождений полезных ископаемых платформенного чехла	472

ГЛАВА 14. РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ	503
Металлогеническое районирование	503
Металлогенические и минерагенические карты	508
Специальная металлогения	520
ГЛАВА 15. ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ.....	528
Основные положения прикладной металлогении	528
Минерально-сырьевые ресурсы мира в третьем тысячелетии	542
СПИСОК РЕКОМЕНДОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	552
УКАЗАТЕЛЬ ПРОВИНЦИЙ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ, РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	553

Введение

Основные закономерности концентрации рудного вещества в земной коре и само происхождение полезных ископаемых тесно связаны с процессом глобальной эволюции Земли. С другой стороны, эти же закономерности распределения полезных ископаемых в пространстве и времени часто являются надежными индикаторами и самого процесса эволюции Земли. Именно поэтому многие металлогенические концепции в целом базировались на господствовавших в свое время теоретических представлениях о развитии геотектонических и петролого-геохимических процессов. Однако несмотря на обилие существовавших и существующих концепций о связи металлогении с развитием Земли, проблема происхождения полезных ископаемых еще далека от разрешения.

Анализ накопленного фактического материала по условиям образования и пространственно-временным соотношениям между геолого-петрологическими характеристиками и тектоническими обстановками образования месторождений полезных ископаемых показал, что металлогенические эпохи представляют собой неповторимые моменты в истории эволюции нашей планеты. С термодинамической точки зрения наша Земля представляет собой открытую диссипативную систему, безвозвратно теряющую свою эндогенную энергию в космическом пространстве, откуда с необходимостью следует, что ее развитие и должно быть принципиально необратимым. Используя этот термодинамический подход, к настоящему времени удалось разработать наиболее общую физическую концепцию глобальной эволюции Земли, изложенную в целом ряде специальных работ А. С. Моница, О. Г. Сорохтина и С. А. Ушакова и в их обобщающих монографиях.

Необратимость процессов развития Земли заставляет нас весьма осторожно пользоваться введенным Ч. Лайелем принципом актуализма в геологии («настоящее — ключ к прошлому»). Надо постоянно помнить, что вместе с глобальной эволюцией Земли со временем необратимо меняется и протекание самих геологических процессов. Отсюда следует, что при рассмотрении тех или иных геологических процессов прошлых эпох необходимо вносить поправки на изменения геологических обстановок, произошедших с того времени. А такие изменения могут быть весьма существенными. Например, мы знаем, что в настоящее время многие из полезных ископаемых формируются в зонах поддвига литосферных плит (в зонах субдукции), но в архее, из-за высоких тепловых потоков, таких зон вообще не существовало, а вместо них возникали зоны скупивания и торошения тонких базальтовых пластин примитивной океанической коры.

При рассмотрении процессов образования широкого круга полезных ископаемых (как эндогенных, так и экзогенных) очень важно учитывать эволюцию геологических обстановок на Земле и, прежде всего, изменения

химического состава мантии, формирование земной коры, развитие на Земле гидросферы и атмосферы. Но эволюцию состава и массы этих геосфер можно количественно изучать, только если нам удастся определить законы дифференциации Земли и химический состав первичного земного вещества, в котором и содержались все элементы и соединения, попавшие затем в земную кору в форме полезных ископаемых. Но первичный состав земного вещества можно определить, только мысленно смешав друг с другом в соответствующих пропорциях составы всех современных геосфер Земли.

Это обстоятельство заставляет нас перед изучением процессов образования месторождений полезных ископаемых предварительно рассмотреть строение и составы всех земных геосфер, а также основные закономерности эволюции Земли. Бурное развитие наук о Земле в последней декаде XX века и в первом десятилетии XXI века коренным образом изменило наши представления о происхождении и эволюции нашей планеты. Изменения коснулись, прежде всего, ранней истории Земли, состава ее оболочек и условий формирования полезных ископаемых. Эволюционное развитие носило необратимый характер, контролировалось степенью дифференциации первичного вещества и протекало в синергетическом режиме. В металлогении исследуются, в том числе и моделируются, общие законы, контролирующие эволюцию и концентрацию полезных компонентов в глобальных геологических структурах на различных этапах развития Земли.

Настоящий учебник «Металлогения» является вторым изданием и входит в серию из трех учебников по курсам, посвященным одному методологически связанному циклу дисциплин: геология полезных ископаемых, структуры рудных полей и месторождений и металлогения. Все они согласно учебным планам университетов, в том числе и геологического факультета МГУ, последовательно читаются для студентов 3 и 4 курсов и магистрантов.

Все они уже изданы и имеют гриф Министерства образования РФ: «Геология полезных ископаемых» (М.: Изд-во МГУ, 1997), «Структуры рудных полей и месторождений» (М.: Изд-во МГУ, 2002) и «Металлогения» (М.: Изд-во МГУ, ч. I и ч. II, 2004).

Учебник полностью соответствует требованиям государственных образовательных стандартов профессионального образования. В нем рассмотрен весь круг вопросов, изложенных в утвержденных Методическим советом геологического факультета МГУ и УМО университетов в программах курсов «Металлогения» для студентов 4 курса и «Основные проблемы металлогении» для магистрантов. Во всех ведущих вузах России и мира, где преподаются дисциплины геологического профиля, читались в прошлом и в настоящее время обязательно читаются различные разделы «Металлогении».

В течение последних 40 лет изданы следующие наиболее значительные учебники и учебные пособия. В Санкт-Петербургском горном техническом университете: И. Г. Магакян «Основы металлогении материков» (1959) и «Металлогения» (1974), Ю. А. Билибин «Общие принципы регионального

металлогенического анализа» (1961), в Санкт-Петербургском государственном университете — Б. К. Львов «Формационные основы металлогенического анализа» (1997). В Московской государственной геологоразведочной академии — А. И. Кривцов «Прикладная металлогения» (1989). В Российском университете дружбы народов — Е. А. Долгинов, Н. А. Стихотворцева «Металлогения» (1987). В МГУ им. М. В. Ломоносова — В. И. Смирнов «Очерки металлогении» (1963). В Канаде (Монреальский университет) — П. Лазничка «Эмпирическая металлогения» (1985). В Германии (Берлинский университет) — Л. Бауманн и Г. Тишendorf «Металлогения-минералогия» (1977). Во Франции (Парижский университет) — П. Рутье «Металлогения, металлические месторождения» (1963). Помимо названных, в различных университетах опубликованы небольшие учебные пособия по отдельным разделам металлогении в период 1960–2010 гг.

В настоящее время отмечается острая потребность в новом учебнике. За последние 20 лет не издано ни одного классического университетского учебника, а те, что изданы, сильно устарели и практически не используются. Нет смысла их переиздавать. Подобная ситуация сложилась в связи с тем, что за последние четверть века в области металлогении, тектоники, петрологии и геологии полезных ископаемых сделаны научные открытия, кардинально изменившие наши представления о минерально-сырьевом потенциале Земли и о процессах, формирующих крупные и уникальные металлогенические провинции. Разработаны и внедрены в практику геодинамические основы металлогении (концепции тектоники литосферных плит, флюидодинамики формирования месторождений полезных ископаемых и ряд других).

Данный учебник органически дополняет серию учебников нового поколения по геологии полезных ископаемых, петрологии, кристаллографии, геохимии, общей геологии и другим дисциплинам, изданных в МГУ в первой декаде XX века. Он, в отличие от существующих, охватывает весь комплекс проблем современной металлогенической науки. В нем с учетом уровня подготовки студентов и магистрантов кратко и в доступной форме изложены: современные теории происхождения Земли, ранние этапы ее развития, причины дифференциации Земли на различные оболочки, формирование земной коры и металлогенических провинций.

Впервые в одной работе изложены в тесной взаимосвязи основные факторы, определившие необратимую эволюцию металлогении на всех этапах развития Земли (тектоника, метаморфизм, геохимия, петрология, литология, климат и др.). В учебнике обобщен огромный фактический материал, накопленный за последнюю четверть века. Подобраны таблицы и иллюстрации, помогающие достаточно легко воспринимать сложные проблемы. Предполагается подготовить интернет-версию учебника.

Предлагаемая работа представляет собой курс лекций по металлогении, читаемый на геологическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова для студентов 4 курса по направлению «Геология» (511000) и специальности

«Геология» (011100) общим объемом 46 часов, а также для магистрантов по магистерской программе «Геология и геохимия полезных ископаемых» (511003) объемом 36 часов.

В данном учебнике рассмотрены предмет, задачи и основные разделы металлогении. На основе современных теорий образования и эволюции Земли описаны закономерности формирования металлогенических провинций и глобальных поясов на нашей планете. Дана количественная оценка рудного потенциала земной коры на разных этапах ее развития. С учетом новых концепций глубинной петролого-геохимической дифференциации вещества Земли охарактеризованы процессы первичного грандиозного пика рудообразования в раннем докембрии и оценены масштабы рециклинга минерального вещества в последующей геологической истории.

С позиции концепции литосферных плит дана характеристика металлогении геодинамических обстановок и рассмотрены основные проблемы региональной, исторической, специальной и прикладной металлогении.

Создание курса «Металлогения» на геологическом факультете МГУ было инициировано академиком В. И. Смирновым. По его поручению автором был соответствующим образом изменен учебный план и сформулированы основные положения данной дисциплины. Затем в течение 20 лет в процессе чтения «Металлогении» осуществлялось постоянное совершенствование отдельных аспектов курса. Существенную помощь в подготовке данного курса и учебника оказали беседы, консультации, советы и доброжелательная критика В. В. Авдониной, Ю. А. Богданова, В. Е. Бойцова, В. И. Воробьева, В. М. Григорьева, А. Л. Дергачева, В. В. Дьяконова, Н. И. Еремина, Г. П. Зарайского, В. И. Казанского, А. И. Кривцова, К. В. Лобанова, А. А. Маракушева, Ф. П. Мельникова, Л. Н. Овчинникова, В. М. Округина, Е. И. Паталаха, Г. А. Пелымского, Д. В. Рундквиста, Г. В. Ручкина, Д. Р. Сакия, Ж. В. Семинского, Р. Н. Соболева, Б. А. Соколова, О. Г. Сорохтина, В. Т. Трофимова, Н. Н. Трофимова, В. Ю. Фридовского, В. Н. Холодова, А. Д. Щеглова, О. В. Япаскурта, А. А. Ярошевского, Джао Пэнда, У. Ганьго, Чень Чжень (КНР), П. Рутье, П. Лаффит (Франция), Габор Гаал (Финляндия), Л. Васайо (Мексика), С. Эспиноса (Чили) и многих других.

Всем им автор выражает искреннюю признательность и благодарность.

История развития металлогении

Термин «металлогения» впервые предложил французский исследователь Л. де Лонэ в 1892 г. Новую науку он определил как область знания, исследующую законы, «управляющие распределением ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры». За прошедшее столетие в развитии металлогении наблюдались две главные тенденции.

1. Максимальные обобщения распределения аномальных концентраций полезных компонентов в земной коре — поиск общих законов эволюции рудных накоплений. Во Франции эту тенденцию разрабатывали Л. де Лонэ, П. Рутье, П. Лаффит; в США — Л. Батес, Ю. Джексон, В. Файф; в СССР, а ныне в России — Ю. А. Билибин, Н. М. Страхов, В. И. Смирнов, Л. Н. Овчинников, А. Д. Щеглов, Д. В. Рундквист, Н. П. Лаверов, Н. Л. Добрецов, Ф. А. Летников и др.

2. Разработка методических принципов последовательной детализации территории нахождения полезных ископаемых. Это направление имело своей целью дать оценку потенциальной рудоносности различных по масштабам участков земной коры (Ю. С. Старицкий, Е. Т. Шаталов, Я. Н. Белевцев, Е. А. Радкевич, С. М. Родионов, Ф. Гайлд (США), И. С. Иовчев (Болгария), В. Сатран (Чехословакия) и др.).

Учение о полезных ископаемых базируется на индуктивном принципе «от частного к общему» (последовательное обобщение материалов в цепи объектов): рудные залежи — месторождения — рудные поля и т. д. В металлогении господствует иной — дедуктивный принцип «от общего к частному», когда исследуются, в том числе и моделируются, общие законы, контролирующие эволюцию и концентрацию полезных компонентов в глобальных геологических структурах на различных этапах развития Земли.

Реализация этих принципов осуществляется двумя путями. Один отдает приоритет коровым процессам, а другой — мантийным. Наиболее полно первый путь выразил Ю. А. Билибин (1961), который писал: «Процессы минерализации, ведущие к возникновению минеральных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В своем историческом развитии они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса, т. е. с осадконакоплением, тектоническими движениями, магматической деятельностью и метаморфизмом...». Подобных взглядов придерживались В. А. Обручев, В. А. Кузнецов, С. С. Смирнов, В. И. Смирнов, Г. А. Твалчредидзе и др.

Второй путь связывает появление большинства эндогенных месторождений с подкоровыми источниками, обуславливая их возникновение особенностями мантийных процессов дифференциации магмы. Эти мантийные струи, сквозьмагматические флюидные колонны и плюмы

действовали в течение длительных глобального масштаба периодов и определили позицию и масштабы рудных поясов и металлогенических провинций.

Этот методологический прием в полной мере воплощен в фундаментальной монографии П. Рутье (1963). В качестве одного из примеров П. Рутье обращает внимание на многочисленные полиметаллические рудные пояса Западной Европы, которые фиксируются во всех геологических формациях от докембрийских вулканогенно-осадочных до каменноугольных и триасовых, представленных карбонатными и терригенными сериями. В пределах поясов месторождения представлены гидротермальными (стратиформными и жильными), скарновыми и вулканогенно-осадочными генетическими типами. Из этого делается вывод, что металлическая специализация металлогенических поясов и провинций обусловлена глубинными мантийными источниками, а коровые процессы только рассеивают минеральное вещество и усложняют формы уже существующих рудных тел.

Близкие взгляды мы находим в трудах А. Д. Щеглова и И. Н. Говорова (1980, 1985), Н. Л. Добрецова (1996, 2001) и др.

Зародившись синхронно с геохимией на рубеже XIX и XX веков, металлогения обязана своими успехами блестящим исследователям Л. де Лонэ (1892), В. Лингрену (1913, 1928), В. Эммонсу (1904), В. И. Вернадскому (1911).

Начиная с середины XX века в науке используется термин «минерогения», который охватывает проблемы происхождения и эволюции более широкого круга полезных ископаемых как рудных (металлических), так и нерудных (неметаллических). В настоящее время это фактически синонимы.

В истории развития металлогении можно условно выделить три периода:

- начальный (1900–1930),
- региональных исследований (1930–1970),
- современный (1970 – ныне).

Начальный период (1900–1930) характеризовался разработкой общих вопросов новой науки. К ним относятся выявление закономерностей поведения рудных элементов в Земле и в земной коре, исследование зональности в распределении полезных компонентов в геологических структурах, изучение эволюционных аспектов металлогении. Впервые в трудах Л. де Лонэ и Лакруа разработано представление о металлогенических провинциях и эпохах. Острая потребность в минеральном сырье, востребованность промышленности большого количества новых элементов способствовали бурному развитию во многих странах поисково-разведочных работ. Для этих целей остро стояла проблема разработки основных принципов металлогенического анализа крупных регионов.

В данный период начались региональные металлогенические исследования сначала в США (В. Эммонс, В. Лингрен и др. составили ряд схематических металлогенических карт рудных районов) и к концу периода в СССР (В. А. Обручев дал предварительное описание золоторудных провинций Сибири; А. Е. Ферсман обосновал выделение Монголо-Охотского рудного пояса; С. С. Смирнов разработал представление о специализированных интрузиях и обосновал поясовую зональность оруденения на примере Восточного Забайкалья и Северо-Востока СССР и др.).

Второй период (1930–1970) отмечен обширными региональными металлогеническими исследованиями. Получили бурное развитие две ветви металлогении — региональная и эволюционная (историческая). В СССР важными были региональные работы И. Г. Магакьяна, Е. А. Радкевич по Приморскому региону, М. И. Ициксона по Дальнему Востоку и Г. А. Твалчредидзе по Кавказу. В 1945 г. Д. И. Щербаков публикует статью «Принципы и методика составления металлогенической карты».

Особенно впечатляют успехи французских геологов. Ф. С. Тюрнор разработал понятия о металлогенических провинциях и эпохах, П. Лаффит издал серию металлогенических карт Европы масштаба 1:2 500 000. П. Рутье изложил принципы региональной металлогении, Ж. Пелисонье издал солидный труд по металлогении меди. Болгарские геологи (И. С. Йовчев, Р. Д. Доков, Р. Димитров и др.) опубликовали серию работ по металлогении Болгарии (особенно детально исследовался Родопский массив). В Чехословакии В. Сатран описал металлогению Чешского массива. Американский геолог Ф. Гайлд опубликовал серию работ по металлогении западных штатов США.

Этот период дальнейшее развитие получила эволюционная металлогения. В курсе лекций и серии статей и брошюр Ю. А. Билибин детально описал многостадийное развитие металлогении геосинклиналей, выделил их типы и особенности внутреннего строения. Это направление в дальнейшем развил В. И. Смирнов. Обширные региональные металлогенические исследования территории СССР проводились в значительном масштабе геологами ВСЕГЕИ (Ю. А. Билибин, В. С. Домарев, М. И. Ициксон, Е. Д. Карпова, А. И. Семенов, В. И. Серпухов, Ю. С. Старицкий, П. М. Татаринов, Е. Т. Шаталов, А. Д. Щеглов, Л. И. Красный и многие другие). Важно отметить металлогеническое изучение Казахстана (Г. Н. Щерба), Балтийского щита (Т. В. Билибина, Ю. Б. Богданов, К. О. Крац), Украины и Молдавии (Я. Н. Белевцев), Дальнего Востока (Н. А. Шило, Е. А. Радкевич), Кавказа (В. Б. Черницын).

Современный период начался примерно с 70 годов XX столетия. В науках о Земле именно в эти годы все большую роль стала приобретать мобилистская геотектоническая концепция. Постепенно подавляющее число исследователей с различными оговорками стали принимать новую для многих геологических дисциплин геотектоническую парадигму.

С металлогенической точки зрения наиболее фундаментальные исследования с позиции тектоники плит провели А. Митчелл, М. Гарсон (1981), Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. М. Моралев (1976), А. А. Ковалев (1985), Д. В. Рундквист, Н. В. Межеловский, М. В. Минц, Н. М. Чернышов, В. В. Зайков, А. Ф. Морозов, Г. С. Гусев, Э. И. Кутырев, Л. М. Парфенов, Г. В. Ручкин, В. Д. Конкин, В. С. Попов и др. (1995, 1998, 1999, 2000).

В многочисленных статьях и монографиях, вышедших из печати в последней четверти XX века, детально описана металлогения типичных, наиболее распространенных геодинамических обстановок; охарактеризована цикличность их проявления в истории развития глобальных тектонических структур Земли и предпринята попытка наметить эволюцию взаимоотношений геодинамики и металлогении в течение всей геологической истории нашей планеты.

По мере развития металлогении содержание этой науки со временем менялось; в ней появлялись новые разделы; углублялись и совершенствовались ранее высказанные представления. На пороге XXI века это общепризнанная фундаментальная наука о Земле. В СССР, а ныне в России уже проведено 14 Всесоюзных, в том числе Всероссийских, металлогенических совещаний. На всех Международных конгрессах, начиная с 20 сессии (ныне 33), непременно имелись секции, где обсуждались металлогенические проблемы. В настоящее время в структуре металлогении выделяют следующие крупные разделы: общая, эволюционная (историческая), региональная, специальная и прикладная.

Общая металлогения позволяет выявить природу рудообразующих процессов, их связи и соотношения с другими геологическими явлениями.

Эволюционная (историческая) металлогения анализирует эволюцию металлогенических процессов во времени, позволяя выделять периоды, этапы и стадии. Это стержневая линия новой науки развивается с начала ее зарождения до наших дней.

Формирование общей и эволюционной ветвей металлогении связано с именами В. И. Смирнова, Д. В. Рундквиста, А. Д. Щеглова, В. Н. Козеренко, Н. Л. Добрецова, А. А. Маракушева, А. И. Кривцова, Ф. А. Летникова, А. Митчелла, М. Гарсона, Л. Н. Овчинникова, Н. Н. Зинчука, А. Д. Савко и др.

Д. В. Рундквист ввел новое понятие «*глобальная металлогения*», которое он определил следующим образом: «Глобальная металлогения изучает процессы, происходящие в пределах всей рудосферы Земли — континентов и океанов, во взаимосвязи с общими тектоническими процессами планеты, глобальной пульсационной дифференциацией вещества и с мантийной конвекцией, эпохами изменения климата и развития биоса».

Региональная металлогения исследует закономерности пространственно-го размещения рудоносных площадей разного ранга, в том числе и рудных районов. В СССР, а сейчас в России работы в данном направлении более

Глава 1

РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Состав и строение Земли описаны в многочисленных специальных работах. Все они базируются на прямых геологических наблюдениях, сейсмических данных и анализе собственных колебаний Земли (Жарков, 1983; Болотин, 1984; Сорохтин, Ушаков, 1999, 2002; и др.).

Земля — третья по порядку от Солнца планета Солнечной системы, обращается вокруг Солнца почти по круговой орбите на расстоянии около 149,6 млн км. Масса Земли $5,977 \cdot 10^{21}$ т, поверхность ее составляет 510,08 млн км², средняя плотность 5,52 г/см³, средний радиус 6371 км, среднее ускорение силы тяжести на земной поверхности 981 Гал. Фигура Земли — геоид (сплюснутый эллипсоид вращения). Его полярный радиус — 6356,78 км, экваториальный — 6378,16 км. Земля обладает собственным магнитным полем, напряженность которого возле магнитных полюсов составляет 0,6–0,7 Э. Через поверхность Земли постоянно теряется часть ее внутреннего тепла. Средний тепловой поток через континенты равен $1,43 \cdot 10^6$ кал/см²·с (60 эрг/см²·с), а через океаническое дно $2,37 \cdot 10^6$ кал/см²·с (99,5 эрг/см²·с).

Атмосфера Земли имеет среднюю плотность 0,00127 г/см³ и следующий химический состав (%): азот — 75,51, кислород — 23,15, аргон — 1,28, углекислый газ — 0,046, неон — 0,00125, остальные газы — 0,0007. В атмосфере ее облачным покрове поглощается около 18 % солнечного излучения.

Масса воды в современной гидросфере Земли $1,46 \cdot 10^{18}$ т. Многообразные формы нахождения воды: соленый Мировой океан — $1,37 \cdot 10^{18}$ т, пресные материковые льды — $0,023 \cdot 10^{18}$ т, поверхностные пресные воды суши — $0,001 \cdot 10^{18}$ т, грунтовые и поровые воды — $0,066 \cdot 10^{18}$ т. Часть воды связана в гидросфере в катах земной коры ($0,392 \cdot 10^{18}$ т) и океанической коры ($0,321 \cdot 10^{18}$ т).

Земная кора представляет собой верхний слой жесткой оболочки Земли — ее литосферы и отличается от подкорковых частей литосферы строением и химическим составом. Земная кора отделяется от подстилающей ее литосферной мантии границей Мохоровичича, на которой скорости распространения сейсмических волн скачком возрастают до 8,0–8,2 км/с.

Поверхность земной коры формируется за счет разнонаправленных воздействий тектонических движений, создающих неровности рельефа, денудации этого рельефа путем разрушения и выветривания слагающих его горных пород, и благодаря процессам осадконакопления. В результате постоянно формирующаяся и одновременно сглаживающаяся поверхность земной коры оказывается достаточно сложной. Максимальная контрастность рельефа наблюдается только в местах наибольшей современной тектонической активности Земли, например на активной континентальной окраине Южной Америки, где перепад уровней рельефа между Перуано-Чилийским глубоководным желобом и вершинами Анд достигает 16–17 км. Значительные контрасты высот (до 7–8 км) и большая расчлененность рельефа наблюдаются в современных зонах столкновения континентов, например в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

В обоих этих случаях предельные перепады высот рельефа определяются не только интенсивностью тектонических деформаций земной коры и скоростью ее денудации, но и реологическими свойствами коровых пород, переходящих под влиянием избыточных и некомпенсированных напряжений в пластичное состояние. Поэтому крупные перепады рельефа в гравитационном поле Земли приводят к появлению избыточных напряжений, превышающих пределы пластичности пород, и к пластическому растеканию слишком крупных неровностей рельефа.

Более древние горные пояса, например герцинского возраста, такие как Урал и Аппалачи, уже денудированы настолько, что перепады высот в них не превышают 1–2 км. Еще значительно более выровнены каледонские и тем более протерозойские складчатые зоны, часто практически совсем не выделяемые в рельефе. Вместе с тем в аккумулятивных депрессиях и впадинах Земли постоянно накапливаются осадочные толщи, погребая под собой формы рельефа коренных пород земной коры.

В обобщенном виде рельеф земной коры (поверхность Земли) описывается гипсометрической кривой (рис. 1.1). По вертикали на ней отложены высоты рельефа твердой поверхности Земли, а по горизонтали — суммарная площадь районов, превышающих данный уровень.

Главнейшей ареной, где протекают основные процессы формирования провинции полезных ископаемых, является земная кора. В. И. Вернадский еще в 1934 году писал: «Земная кора обладает в известной мере автаркией, представляющей замкнутую, самодовлеющую систему». О состоянии вещества ниже земной коры он отмечал: «Вещество должно находиться в состоянии химической инертности. Это состояние статического устойчивого равновесия, от которого резко отличается динамически неоднородное равновесие геосфер земной коры» (Вернадский, 1934).

Земная кора разделяется на два типа: континентальная и океаническая.

Континентальная кора резко отличается от океанической. Ее мощность колеблется от 25 до 80 км, составляя в среднем 40 км. Масса коры

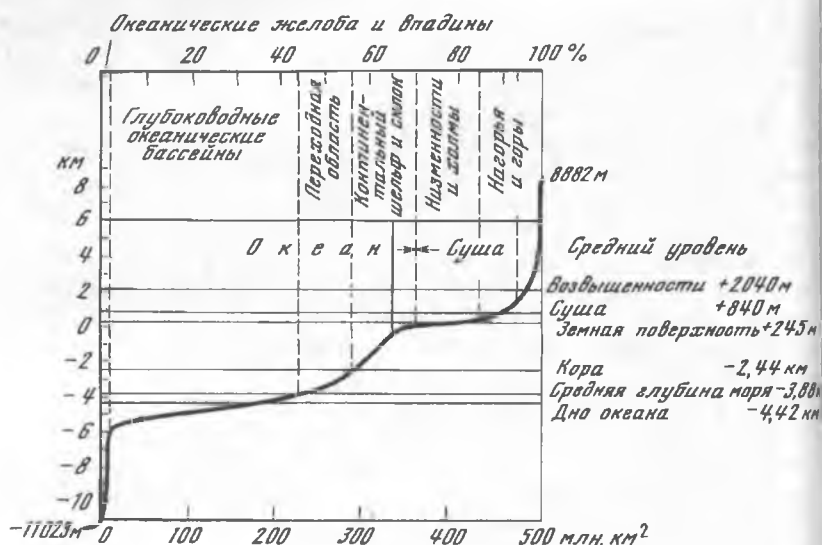


Рис. 1.1. Гипсометрическая кривая поверхности земной коры

$2,25 \cdot 10^{19}$ т. Перепады высот рельефа достигают 17 км. Континентальная кора условно разделяется на три слоя: осадочный, гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый. Мощность осадочного слоя варьирует от 0 до 15 км, в среднем 2–3 км. Состав преимущественно глинисто-карбонатный. Гранитно-метаморфический слой включает гранитогнейсовые комплексы с подчиненными количествами преобразованных зеленокаменных пород. На глубине 15–20 км этот слой на границе Конрада (возрастание скорости сейсмических волн на 0,5 км/с) сменяется гранулит-базитовым слоем, состоящим из пород среднего и основного состава, метаморфизованных до гранулитовой и амфиболитовой фаций. Нижняя граница земной коры проводится по поверхности Мохоровичича (Мохо). Глубже располагается мантия, сложенная ультраосновными породами.

Рельеф континентальной коры весьма сложен. Однако в нем выделяются обширные заполненные осадками равнины, обычно расположенные над протерозойскими платформами, выступы наиболее древних (архейских) щитов и горные системы более молодого возраста. Рельефу континентальной коры присущи и максимальные перепады высот, достигающие 16–17 км от подножий континентальных склонов в глубоководных желобах до высочайших горных вершин.

Гетерогенность континентальной коры особенно ярко видна даже при простом взгляде на геологическую карту материков. Обычно отдельные и тесно переплетенные неоднородные по составу и строению блоки коры

представляют собой разновозрастные геологические структуры — остатки древних складчатых поясов Земли, последовательно примыкавших друг к другу в процессе роста континентальных массивов. Иногда такие структуры, наоборот, являются следами бывших расколов древних материков (например, авлакогены). Контактируют между собой такие блоки обычно по шовным зонам, часто называемым не очень удачно глубинными разломами.

Океаническая кора состоит трех слоев: верхний осадочный (средняя мощность 0,5 км); второй базальтовый (1,5–2,0 км), сложенный «подушечными» лавами толеитовых базальтов; и нижний габбро-серпентинитовый (4,5–5,0 км). Таким образом, общая мощность океанической коры составляет 6,5–7,0 км. Площадь коры достигает 806 млн км²; средняя плотность 2,9 г/см³. Океаническая кора постоянно образуется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов за счет происходящей под ними сепарации базальтовых расплавов из астеносферного слоя. Ежегодно изливается на океаническое дно до 6 км³ базальтовых расплавов, формирующих второй слой. Возраст пород дна всех океанов только кайнозойский и позднемезозойский.

В основании осадочного слоя часто залегают тонкие и не выдержанные по простиранию металлонесные осадки с преобладанием в них окислов железа. Нижняя часть осадочного слоя обычно сложена карбонатными осадками, отложившимися на глубинах менее 4–4,5 км. На больших глубинах карбонатные осадки, как правило, не отлагаются, поскольку слагающие их микроскопические раковины одноклеточных организмов (фораминифер и коколитофарид) при давлениях выше 400–450 атм. легко растворяются в морской воде. По этой причине в океанических впадинах на глубинах больше 4–4,5 км верхняя часть осадочного слоя сложена в основном только бескарбонатными осадками — красными глубоководными глинами и кремнистыми илами.

Возле островных дуг и вулканических островов в разрезе осадочной толщи часто встречаются линзы и прослои вулканогенных отложений, а вблизи дельт крупных рек — и терригенные осадки. В открытых океанах толщина осадочного слоя возрастает от гребней срединно-океанических хребтов, где осадков почти нет, к их периферийным частям. Средняя мощность осадков невелика и близка к 0,5 км (Лисицын, 1978), но возле континентальных окраин атлантического типа и в районах крупных речных дельт она возрастает до 10–12 км. Связано это с тем, что практически весь терригенный материал, спосимый с суши, благодаря процессам лавинной седиментации отлагается в прибрежных участках океанов и на материковых склонах континентов.

Второй (базальтовый) слой океанической коры в верхней части сложен базальтовыми лавами толеитового состава (рис. 1.2). Изливаясь в подводных условиях, эти лавы приобретают причудливые формы гофрированных труб и подушек, поэтому они и называются подушечными лавами. Ниже располагаются долеритовые дайки того же толеитового состава, представляющие собой бывшие подводные каналы, по которым базальтовая магма в рифтовых зонах

изливалась на поверхность океанского дна. Базальтовый слой океанической коры обнажается во многих местах океанского дна, примыкающих к гребням срединно-океанических хребтов и оперяющих их трансформных разломов. Этот слой был подробно изучен как традиционными методами исследования океанского дна (драгирование, отбор проб грунтовыми трубками, фотографирование), так и с помощью подводных обитаемых аппаратов, позволяющих геологам наблюдать геологическое строение исследуемых объектов и проводить целенаправленный отбор образцов пород. Кроме того, за последние 20 лет поверхность базальтового слоя и верхние его слои были вскрыты многочисленными скважинами глубоководного бурения, одна из которых даже прошла слой подушечных лав и вошла в долериты дайкового комплекса. Общая мощность базальтового, или второго, слоя океанической коры, судя по сейсмическим данным, достигает 1,5, иногда 2 км.

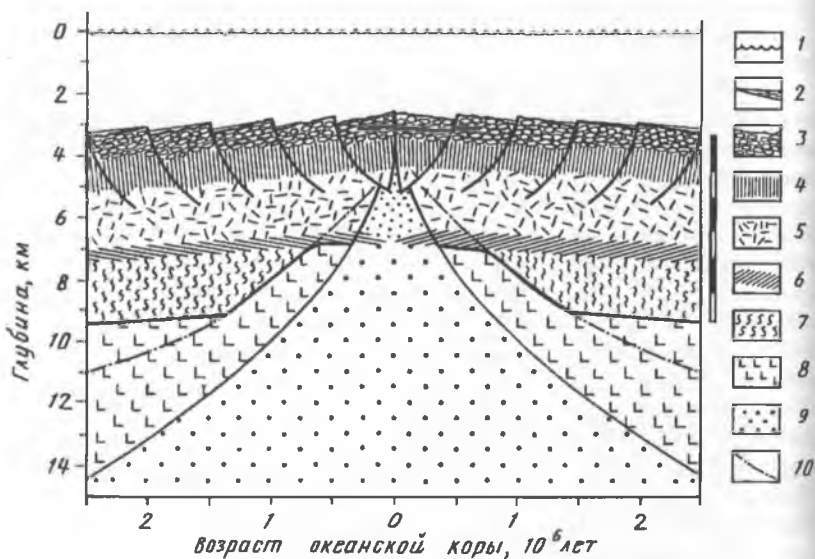


Рис. 1.2. Строение рифтовой зоны и океанической коры:

1 — уровень океана; 2 — осадки; 3 — базальтовые лавы; 4 — дайковый комплекс, долериты; 5 — габбро; 6 — расслоенный комплекс; 7 — серпентиниты; 8 — перцолиты литосферных плит; 9 — астеносфера; 10 — изотерма 500 °C (начало серпентинизации)

Океанское дно, представляющее собой поверхность океанической коры, имеет характерный рельеф. В абиссальных котловинах океанское дно залегает на глубинах около 6–6,5 км, тогда как на гребнях срединно-океанических хребтов, иногда расчлененных крутыми ущельями, рифтовыми долинами, глубины океана уменьшаются до 2–2,5 км. В некоторых местах океанское

дно выходит на дневную поверхность Земли, например, на о. Исландия и в провинции Афар (Северная Эфиопия). Перед островными дугами, окружающими западную периферию Тихого океана, северо-восток Индийского океана, перед дугой Малых Антильских и Южно-Сандвичевых островов в Атлантике, а также перед активной окраиной континента в Центральной и Южной Америке океаническая кора прогибается и ее поверхность погружается на глубины до 9–10 км, уходя далее под эти структуры и формируя перед ними узкие и протяженные глубоководные желоба.

Мантия Земли представляет собой силикатную оболочку Земли и по сейсмическим данным разделяется на три части: верхнюю мантию (слой В) до глубины 400 км, переходный слой Голицина (слой С) в интервале глубин (400–1000 км) и нижнюю мантию с подошвой на глубине 2900 км (слой D мощностью 200 км), где затухают поперечные волны. Непосредственно на границе с ядром отмечается слой Берзон (20 км), в котором скорость поперечных упругих волн убывает до нуля. Плотность верхней мантии с глубиной увеличивается от 3,32 до 3,70 г/см³. Далее в слое Голицина градиент плотности резко возрастает, и плотность повышается до 4,55–4,65 г/см³ на глубине 1000 км и далее по линейному закону достигает 5,66 г/см³ на глубине 2900 км.

Увеличение плотности мантии с глубиной объясняется уплотнением ее вещества под влиянием все возрастающего давления вышележащих мантийных слоев, достигающего на подошве мантии значений 1,35–1,40 Мбар. Особенно заметное уплотнение силикатов мантийного вещества происходит в интервале глубин 400–1000 км.

Состав мантии достаточно однородный. В верхней ее части залегают ультраосновные породы и, возможно, эклогиты. На более глубоких горизонтах в связи с возрастанием температуры и давления формируются новые (более плотные) фазы, происходят полиморфные превращения минералов. В частности, оливин приобретает кристаллическую структуру шпинели, а пироксен — ильменитовую и даже плотную перовскитовую. В нижней части мантии большинство силикатов распадаются на простые оксиды с плотнейшей упаковкой атомов в соответствующих им кристаллитах.

Факты движения литосферных плит и дрейфа континентов убедительно свидетельствуют о существовании в мантии интенсивных конвективных движений, неоднократно перемешивавших за время жизни Земли все вещество этой геосферы. Отсюда можно сделать вывод, что составы и верхней и нижней мантии в среднем одинаковые. Однако состав верхней мантии уверенно определяется по находкам ультраосновных пород океанической коры и составам офиолитовых комплексов.

Земное ядро состоит из двух частей: внешней жидкой и внутренней твердой. Температура на границе мантия — ядро по разным оценкам колеблется в пределах 2000–3500 °С, а во внутреннем ядре достигает выше 4000 °С. Радиус внешнего жидкого ядра (слой Е) равен 3500 км, а плот-

ность вещества меняется от 9,5–10,12 г/см³ в кровле до 11,4–12,3 г/см³ на подошве. Во внутреннем ядре плотность достигает 13–14 г/см³. В ядре сосредоточено до 32 % всей массы Земли. Согласно расчетам (Сорохтин, 1974), внешнее жидкое ядро имеет окисно-железный состав, а внутреннее твердое ядро состоит из железоникелевого сплава (Fe_{0,9}Ni_{0,1}). Состав переходного слоя F между внешним и внутренним ядром имеет, вероятнее всего, сульфидный (FeS) состав.

Земное ядро надежно выделяется по сейсмическим данным, и прежде всего по четкой тени на годографах рефрагированных в мантии сейсмических волн, по отраженным от его поверхности продольным и поперечным волнам и по полному затуханию во внешнем ядре поперечных волн. Скорость продольных волн в ядре при этом резко уменьшается примерно в 1,7 раза (рис. 1.3). Отсюда следует важный вывод, что вещество во внешней оболочке земного ядра (во внешнем ядре или слое E) находится в жидком состоянии. С другой стороны, существование обменных волн, испытавших преобразование от продольных к поперечным и опять к продольным в центральных областях Земли, и новое скачкообразное повышение скорости продольных волн в этих областях свидетельствуют о существовании у Земли еще и внутреннего, эффективно жесткого ядра.

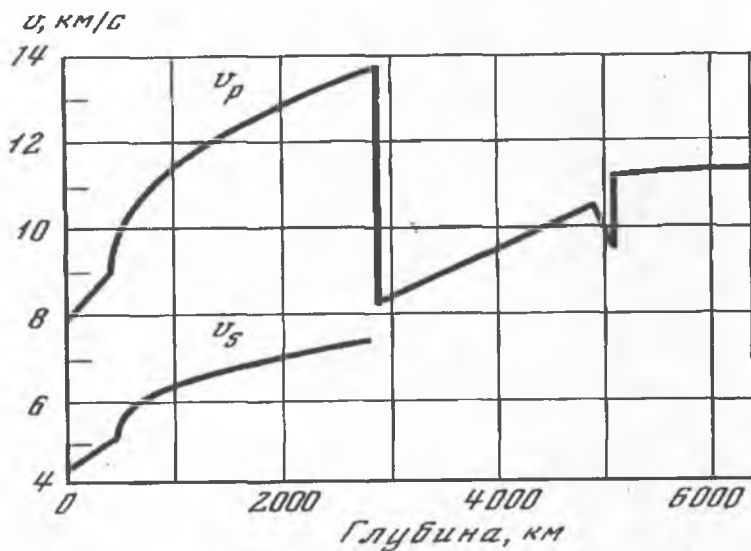


Рис. 1.3. Скорости распространения продольных v_p и поперечных v_s сейсмических волн в Земле

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ

Общие геологические гипотезы развития Земли всегда играли исключительно важную роль в формировании естественнонаучного мировоззрения геологов. Первую научно обоснованную и наиболее общую геологическую гипотезу развития Земли, носившую явно концептуальный характер и позволявшую искать причинно-следственные связи в геологических явлениях, высказал Эли де Бомон в 30-х годах XIX века. Напомним, что эта гипотеза, получившая название контракционной, исходила из представлений Лапласа о «горячем» происхождении Земли, якобы возникшей из сжимающегося сгустка разогретой газообразной материи. Отсюда делался вывод, что по мере остывания Земли ее размеры существенно уменьшались, а внешняя оболочка — земная кора соответственно сокращалась по площади и подвергалась сжатию, благодаря чему на поверхности Земли возникли горные сооружения и складчатые пояса осадочного чехла.

Лишь в 40-х годах прошлого века после опубликования основополагающих работ О. Ю. Шмидта (1946, 1948) геологическая наука получила надежную основу для своего развития. Он обратил внимание на то, что Земля и планеты земной группы образовались не из горячего космического газа, а из холодной межгалактической пыли.

Что же касается долговечности контракционной гипотезы в геологии, то она объясняется некоторым консерватизмом геологов. Подобно Птолемеевой системе мироздания, контракционная гипотеза подпитывалась «очевидностью» наших обыденных представлений о развитии процессов в природе. В частности, геологам казалось, что горные породы так прочны, а массы континентов столь велики, что нет сил, кроме сил сжатия, способных сдвинуть материки с места и изменить их взаимное расположение на поверхности Земли. Именно под влиянием таких представлений в теоретической геологии сама собой, как «очевидная» точка зрения, возникла фиксистская концепция, согласно которой все геологические структуры, включая континенты, горные сооружения, океаны, их дно и острова, всегда находились на поверхности Земли только в строго фиксированном положении. Даже складчатые горные сооружения по этой концепции возникали только за счет вертикальных движений и без всяких заметных горизонтальных смещений. В рамках такой фиксистской концепции любые сколько-нибудь значительные горизонтальные перемещения геологических структур полностью исключались.

Фиксистский барьер «очевидности» впервые удалось перешагнуть еще в конце XIX века английскому пастору и талантливому физiku Османду Фишеру, который изложил свои революционные идеи в незаслуженно забытом труде с вполне современным названием «Физика земной коры», изданном в 1889 г. (Fisher, 1889). Заметим попутно, что в этой же работе О. Фишер, исходя из идеи об изостатическом равновесии материков

и задолго до разработки геофизических методов исследования, впервые правильно определил среднюю толщину континентальной земной коры в 20–25 географических миль, т. е. 37–46 км (в среднем около 40 км).

В противоположность господствовавшим тогда представлениям о доминировании напряжений сжатия, О. Фишер исходил из факта одновременного существования на Земле структур растяжения и сжатия. К первым он относил рифтовые зоны, проходящие через Исландию, Срединно-Атлантическое плато (как тогда называли Срединно-Атлантический хребет), Восточную Африку и другие подобные структуры, а ко вторым — Тихоокеанский подвижный пояс, характеризующийся развитием андезитового магматизма и резко повышенной сейсмичностью. За основу геодинамической модели развития земной коры О. Фишер принял закономерности движения лавовых корок, образующихся при остывании магмы в лавовом озере вулкана Килауэа на острове Гавайи. Эти корки всегда перемещались от открытых трещин, заполнявшихся огненно-жидкой магмой (из которой при остывании и формировались сами корки) к местам их торошения и погружения в глубины расплавленной магмы лавового озера.

Экстраполируя свои наблюдения на земную кору, О. Фишер заключил, что океаническая кора также образуется за счет излияния базальтов из трещин в зонах ее растяжения, таких, например, как Исландия, осевой хребет в Атлантическом океане и других аналогичных структурах, а поглощение океанической коры происходит по периферии Тихого океана в зонах сжатия, где океаническое дно опускается под островные дуги и континентальные окраины. Этот-то подвиг океанической коры под континентальную и приводит к возникновению землетрясений под Тихоокеанским подвижным поясом. Движущим механизмом, перемещающим блоки земной коры, по мнению О. Фишера, служат конвективные течения вещества подкорового субстрата.

Просто поразительно, как за 70–80 лет до появления основополагающих работ по современной геологической теории — тектонике литосферных плит была нарисована столь близкая к ней модель развития геологических процессов на Земле. Однако идеи О. Фишера слишком опередили свою эпоху и не были по достоинству оценены современниками. К тому же геологи в то время еще так мало знали о строении и составе океанического дна, что фактический материал, подтверждающий гипотезу О. Фишера о важнейшей роли океанической коры в тектонике Земли, тогда еще практически отсутствовал. Теперь приходится только гадать, насколько быстрее пошло бы развитие современной геологии, если бы идеи О. Фишера были восприняты его современниками. Но этого тогда не случилось.

О. Фишер признавал существование крупномасштабных горизонтальных перемещений континентов и отдельных блоков коры. Поэтому, в отличие от прежних представлений о фиксированном положении геологических структур по контракционной гипотезе, его концепция была первой научно обоснованной концепцией мобилизма.

Следующий шаг в развитии идей мобилизма сделал выдающийся немецкий геофизик Альфред Вегенер, опубликовавший свою знаменитую гипотезу дрейфа континентов (Wegener, 1912). Он не просто предположил возможность существования крупномасштабных горизонтальных перемещений континентов, но и выдвинул целую систему обоснованных доказательств в пользу этого явления. Доказывая реальность дрейфа материков и распада некогда единого суперконтинента — Пангеи, А. Вегенер в качестве главных аргументов отмечал следующие факты: необычайное сходство очертаний западных и восточных береговых линий Атлантического океана; однотипность геологического строения смежных материков, окружающих этот океан; общность древней палеозойской и мезозойской фауны и флоры на разобщенных ныне материках, а также следы почти одновозрастного (позднепалеозойского) покровного оледенения в Южной Америке, Южной Африке, Индии и Австралии, т. е. на материках, удаленных в настоящее время друг от друга на 10–15 тыс. км (Wegener, 1912). К сожалению, с трагической смертью А. Вегенера в Гренландии в 1930 г., куда он отправился за дополнительными доказательствами своих идей, его смелая гипотеза была предана забвению.

Большую роль в возрождении идей мобилизма и создания на их базе современной геологической теории сыграли палеомагнитные исследования на континентах. Изучение магнитных свойств горных пород показало, что породы, содержащие магнитные минералы, способны «запоминать» древнее магнитное поле Земли. Определение параметров этого поля по образцам пород с разных континентов привело известных физиков П. Блеккетта (Blackett, 1961), С. Ранкорна (Runcorn, 1962) и других геофизиков в начале 60-х годов к очень интересному и чрезвычайно важному выводу: с течением времени положение всех материков на поверхности Земли существенно менялось. Но если расположить эти материки таким образом, чтобы их палеомагнитные полюса позднего палеозоя и раннего мезозоя совпали с современными географическими полюсами, то неожиданно получалась реконструкция суперконтинента Пангея, модель которой впервые построил А. Вегенер еще за 25 лет до появления самих палеомагнитных данных (Wegener, 1912).

Однако главный вклад в теорию был получен только после проведения широкомасштабных международных исследований геологического строения океанического дна и связанных с ним полосчатых магнитных аномалий в 50-х и 60-х годах XX века. В те годы, особенно во время проведения исследований по программам Международного геофизического года (1957 г.), были открыты полосчатые магнитные аномалии на океаническом дне и крупнейшие подводные хребты, протянувшиеся по осевым зонам молодых океанов и опоясавшие всю Землю непрерывной цепью длиной более 60 тыс. км. Оказалось также, что по гребням этих срединно-океанических хребтов располагаются глубокие трещины растяжения — рифтовые зоны, из которых всегда изливались только молодые базальты. Это наводило на

мысль, что одновременно с движениями континентов происходило обновление дна океанов. При этом одни океаны могли раскрываться, а другие, наоборот, сокращаться по площади. Возраст же дна всех без исключения океанов, судя по результатам драгирования донных пород, всегда оказывался сравнительно молодым — не более 140–150 млн лет, тогда как средний возраст самих континентов обычно превышает 2,5 млрд лет.

После проведения этих исследований старая гипотеза дрейфа континентов стала быстро возрождаться, но уже на более высоком научном уровне. В результате, благодаря усилиям геофизиков и геологов разных стран мира и, прежде всего, Г. Хесса (Hess, 1962), Дж. Вильсона (Wilson, 1965), В. Моргана (Morgan, 1968), К. Ле Пишона (Le Pichon, 1968), Дж. Дьюи (Dewey, Bird, 1970) и других, эта гипотеза к концу 60-х годов XX века переросла в современную и стройную научную концепцию, получившую наименование теории тектоники литосферных плит.

Особенно большой вклад в ее создание внесли геофизики и геологи, занимавшиеся изучением строения и развития океанического дна. Так, в 1961 и 1962 гг. американские ученые — геолог Г. Хесс и геофизик Р. Дитц повторно сформулировали основные идеи О. Фишера об образовании океанической коры в срединно-океанических хребтах, о молодости и расширении океанического дна, а также о погружении океанической коры в мантию Земли в зонах сопряженных структур островных дуг и активных окраин континентов Андийского типа с глубоководными желобами. В основе новой концепции лежали представления о происхождении Земли не из горячего газа, а из холодной космической пыли.

Очень большой вклад в утверждение новой геологической теории у нас в стране внес В. Е. Хаин (1973), который на протяжении многих лет активно поддерживал и развивал идеи тектоники литосферных плит и общие вопросы глобальной тектоники в своих выступлениях на общих собраниях геологов и в своих многочисленных работах. В работе Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина и Л. М. Натапова (1990) впервые строго с позиций тектоники литосферных плит подробно рассматриваются строение и история формирования земной коры на всей территории Советского Союза.

Несмотря на перечисленные успехи новой геологической теории (тектоники литосферных плит), она до середины 70-х годов прошлого века фактически описывала только механические перемещения литосферных плит и сопутствующие таким движениям процессы формирования и деформации литосферной оболочки Земли и верхней ее части — земной коры. О механизме, приводящем в движение плиты, было известно только то, что он, вероятнее всего, представляет собой конвекцию. Однако природа мантийной конвекции и основные источники, питающие ее энергией, оставались еще неясными: тогда господствовала точка зрения, что конвекция в мантии — тепловая и вызывается распадом рассеянных в ней радиоактивных элементов.

Решающий вклад в изучение этой важнейшей проблемы геодинамики внесли именно советские ученые, предложившие и подробно исследовавшие механизм химико-плотностной дифференциации земного вещества в гравитационном поле Земли (Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974; Монин, 1977). Оказалось, что этот процесс приводит к выделению в центральных областях Земли плотного ядра, скорее всего, окисно-железного состава (Сорохтин, 1971), и к возникновению в мантии нестационарной химико-плотностной гравитационной конвекции — непосредственной причины движения литосферных плит и дрейфа континентов (Сорохтин, 1972). При этом удалось не только определить время формирования (возраст) земного ядра и среднюю скорость его роста, оценить скорость конвективного массообмена в мантии, а, следовательно, средний уровень тектонической активности Земли и скорость образования континентальной коры, но и понять основные закономерности тектонического развития Земли, эволюцию химического состава мантии, определить среднюю скорость ее дегазации, темпы образования гидросферы и атмосферы и влияние этих процессов на развитие жизни на Земле (Сорохтин, Ушаков, 1989, 2002). Вклад же радиоактивной энергии в мантийную конвекцию никогда не превышал 10 %.

Решение задачи о гравитационной дифференциации земных недр и численное моделирование нестационарной химико-плотностной конвекции в мантии позволило приступить к количественному изучению геологической эволюции Земли. Полученные результаты значительно расширили первоначальные рамки теории тектоники литосферных плит и фактически превратили ее в наиболее общую геологическую теорию глобальной эволюции Земли. В частности, с этих обобщенных позиций в последние годы удалось описать тектоническую активность Земли для всего времени ее геологического развития, выделить отдельные этапы тектонического развития Земли, проследить историю формирования континентов, океанов, атмосферы и даже построить непротиворечивую модель образования Луны и ее приливного взаимодействия с Землей, игравшего определяющую роль на ранних этапах развития нашей планеты (Сорохтин, 1988; Сорохтин, Ушаков, 1989, 1991, 1993). Проведенные этими авторами исследования позволили также разработать модель формирования континентальной литосферы в раннем докембрии и обосновать специфические геодинамические режимы ее развития. Из этой модели следовало, что континенты в архее должны были возвышаться над уровнем океанов в среднем на 5–6 км. В частности, этим же объясняется и возникновение около 2,5–2,3 млрд лет назад раннепротерозойского (Гуронского) оледенения, расположенного на экваторе суперконтинента Монгея.

Молодая Земля была сравнительно холодной и тектонически пассивной планетой, поэтому выделение плотного земного ядра могло начаться только после предварительного разогрева Земли. При этом процесс выделения земного ядра, в котором сосредоточена треть массы Земли, естественно, должен

был оставить неизгладимые следы и в ее геологической летописи. Такими следами являются магматические породы, излившиеся на поверхность Земли или внедрившиеся в земную кору в расплавленном и перегретом состоянии, деформации пород земной коры, продукты дегазации Земли, породившие гидросферу и атмосферу, а также геохимические особенности распределения изотопов в земных породах.

Несмотря на колоссальные усилия геологов всего мира отыскать самые древние породы Земли, достоверно определенные возрасты наиболее древних пород земной коры, как правило, не превышают 3,75–3,8 млрд лет. В последние годы, правда, появились сообщения австралийских геологов о находках обломочных цирконов с возрастом до 4,2–4,3 и даже почти до 4,4 млрд лет, залегающих в песчаниках и конгломератах архейского возраста, по-видимому, близкого к 3,5 млрд лет. Но из этого вовсе не следует, что континентальная кора начала формироваться в столь древние времена, как думают некоторые из геологов.

Куда же делись тогда более древние породы? Как объяснить полный «провал памяти» в геологической летописи катархея от момента образования Земли, приблизительно 4,6 млрд лет назад и до начала архея, с возрастными породами около 3,8 млрд лет назад? Это можно объяснить только тем, что первоначально молодая Земля в течение приблизительно первых 600–800 млн лет ее жизни, т. е. в течение всего катархея, действительно была холодной и пассивной планетой. Именно поэтому в земных недрах тогда и не развивались процессы дифференциации, приводящие к выплавлению легких коровых пород (базальтов, анортозитов или плагиогранитоидов).

После же начала выделения земного ядра, когда Земля уже прогрелась настолько, что в ее недрах появились первые расплавы, а возникшие конвективные течения сломали первозданную литосферную оболочку, на земной поверхности появились и первые изверженные коровые породы. При этом вся первозданная литосфера, по существу являвшаяся аналогом примитивных океанических литосферных плит, должна была быстро и полностью погрузиться в мантию. Полному уничтожению ее следов на поверхности молодой Земли способствовало и то обстоятельство, что первозданная литосфера была сложена богатым железом и потому весьма тяжелым (около 4 г/см^3) первичным веществом, тогда как плотность расплавленной верхней мантии после начала зонной дифференциации стала быстро снижаться до $3,2\text{--}3,3 \text{ г/см}^3$. Изверженные же породы, и тогда представлявшие собой крайние дифференциаты земного вещества основного состава, должны были быть значительно более легкими — плотностью около $2,9\text{--}3,0 \text{ г/см}^3$. Поэтому-то они и сохранились до наших дней, сформировав на поверхности древнейшие участки земной коры. Это и есть сохранившиеся и бесспорные следы, отмечающие собой начало развития тектоно-магматических процессов на Земле. Но произошло это уже в архее — в древнейшей эре земной истории, следы которой четко запечатлены в геологической летописи Земли.

С появлением теории тектоники литосферных плит положение в геологии резко изменилось. Теперь можно с полной ответственностью утверждать, что сейчас в геологии уже существует своя строгая теория, полностью соответствующая всем высоким требованиям, предъявляемым к современным научным теориям. Важно также, что эта теория сейчас объединила собой три главные раздела в науках о Земле: собственно геологию, геохимию и геофизику.

Однако тектоника литосферных плит имеет и свои ограничения: она описывает процессы только в верхней жесткой оболочке Земли — в ее литосфере (включая земную кору). Для создания же более общей теории планетарного развития всей Земли в целом (естественно, включающей в себя и тектонику литосферных плит) нужен единый и последовательно физический подход ко всей проблеме в целом. Но для этого, прежде всего, необходимо исходить из следующих общих положений.

1. Земля является физическим телом и развивается по строгим законам физики. Отсюда, в частности, следует, что развитие Земли, согласно первому началу термодинамики, должно происходить под влиянием процессов, в максимальной степени уменьшающих ее потенциальную (внутреннюю) энергию, переходящую, в конце концов, в тепло. Генерируемое эндогенными процессами тепло, как известно, излучается Землей в космическое пространство, т. е. безвозвратно теряется. Следовательно, развитие Земли необратимо.

2. Обращение Земли вокруг Солнца и центра масс Солнечной системы, центра масс Галактики и вообще в Мировом пространстве происходит по эквипотенциальным поверхностям гравитационного поля, и само по себе такое движение не требует затрат энергии. Передача энергии от внешнего гравитационного поля телу Земли может происходить только в том случае, если это поле переменное, т. е. если возникают приливные силы. В Земле такие силы возникают при ее вращении вокруг собственной оси в градиентных гравитационных полях Луны и Солнца. Однако современная доля приливной энергии, рассеиваемой в земных недрах, в настоящее время не превышает 1 % от суммарных теплопотерь Земли. Отсюда следует важный вывод, что главные источники энергии эндогенного развития Земли, прежде всего, следует искать внутри самой Земли, тогда как развитие ее экосферы, включая климат планеты, процессы выветривания пород и осадкообразование, в большей мере управляются солнечной энергией.

3. Как и любая физическая теория, глобальная эволюция Земли должна описываться уравнениями математической физики, решение которых возможно искать только задавшись начальными и краевыми условиями задачи. В качестве начального условия необходимо принять время образования, строение и состав первичной Земли, а в качестве краевых (граничных) условий — строение и послойный состав современной Земли и всю ее геологическую летопись.

4. Землю с ее геосферами (ядром, мантией, корой, гидросферой, атмосферой и биосферой) следует рассматривать как единую, физически взаимодействующую динамическую систему, объединенную внутренними связями. Очевидно, по этой причине механические перемещения в Земле нельзя отрывать от развивающихся в ее недрах физико-химических процессов, приводящих к изменениям состава, плотности и объема вещества. При этом надо также учитывать, что механические деформации сами приводят к разогреву и даже плавлению вещества. Все это требует совместного рассмотрения развития всех геологических процессов, в том числе и тектонической активности Земли в пространстве и времени.

5. Скорость развития большинства эндогенных процессов в Земле сдерживается высокой диффузионной вязкостью земного вещества, поэтому многие из таких процессов развиваются исключительно медленно (в течение многих миллионов и даже миллиардов лет). Поэтому при изучении проявлений геолого-тектонических процессов в прошлые геологические эпохи полезно использовать все возможности актуалистического подхода в исторической геологии. При этом, правда, необходимо вносить в такой подход соответствующие эволюционные поправки на необратимость процессов тектонического развития и химической дифференциации Земли и ее отдельных геосфер.

Очень важно, что отмеченный здесь энергетический подход к изучению глобальной эволюции Земли, в сочетании с привязкой этого подхода к конкретной геологической летописи (т. е. к краевым условиям для нашей планеты), позволяет нам выделить и ранжировать по мощности главные планетарные процессы, управляющие такой эволюцией Земли. После изучения каждого из таких определяющих процессов, уже можно определить и их суммарное воздействие на тектоническую активность Земли и на отдельные проявления этой активности. В свою очередь, лишь такой всесторонний и комплексный подход к изучению отдельных геологических явлений и процессов как частных форм проявления наиболее общего и глобального процесса развития всей Земли в целом позволяет, например, объяснить происхождение и развитие океанов и атмосферы на Земле, выявить основные закономерности роста континентов, выяснить причины возникновения уникальной металлогенической эпохи раннего протерозоя или природу эволюционных изменений металлогении континентов и даже климатов Земли и т. д.

Существует множество гипотез о происхождении Земли, но современный уровень наших знаний о строении и составе Вселенной, истории возникновения и эволюции планет не позволяет уверенно принять какую-либо одну концепцию. В настоящее время исследователи ранней истории Земли высказывают несколько существенно различающихся концепций. Широко распространены представления о гомогенной аккреции, согласно которой изначально Земля формировалась из планетезималий — частиц планетного

вещества различного размера (до нескольких метров). Затем в процессе эволюции происходил разогрев земной массы и дифференциация ее на наблюдаемые в настоящее время оболочки. Однако в рамках этой концепции выделяются два возможных варианта: расплавленное состояние вещества еще на протопланетной стадии (Маракушев, 1999) и холодное тектонически пассивное развитие Земли в начальной стадии с последующим разогревом и дифференциацией вещества на геосферы (Сорохтин, Ушаков, 2002).

Также достаточно широко распространена другая группа гипотез, обосновывающих гетерогенную аккрецию Земли. В их основе лежит представление о том, что первоначально слипались тугоплавкие железоникелевые частички, которые и образовали ядро. Затем оно стало обрастать более легкоплавкими планетезималями. Таким образом, Земля образовалась уже расслоенным дифференцированным телом.

Все отмеченные выше гипотезы, основанные, главным образом, на геохимических, петрологических, геофизических, астрономических данных и достижениях теоретической планетологии, отражали уровень развития фундаментальных естественных наук. Однако ни одна из них не учитывала данные эволюционной металлогении. К наиболее разработанным и широко обсуждаемым следует отнести *кометную гипотезу происхождения планет и хондритовую модель образования Земли* (Маракушев, 1999), согласно которой первичное расслоение нашей планеты произошло еще на протопланетной стадии ее развития. Этому процессу способствовало высокое флюидное давление, обеспечившее концентрацию в жидком земном ядре водорода и других флюидных компонентов (углеродных, сероводородных, хлоридных, фторидных, азотных). Экспериментальное моделирование первичного хондритового вещества под флюидным водно-водородным давлением, проведенное А. А. Маракушевым и Н. И. Безменом (1992), показало полную аналогию с теоретической моделью строения Земли. В результате расплавления однородного вещества обыкновенного хондрита в ампулах под водно-водородным давлением произошло расслоение на водородную (Fe, Ni, H₂), железо-ультраосновную (Mg, Fe, Si), ультраосновную (Mg, Si), переходную (Mg, Si, Al) и основную (Na, K, Si, Al) зоны, вполне сопоставимые с геосферами упрощенного разреза Земли (рис. 1.4).

Согласно представлениям А. А. Маракушева, Земля имеет расплавленное ядро, в отличие от планет ее группы (Меркурия, Венеры и Марса), которые консолидировались полностью и утратили эндогенную активность, превратившись в «мертвые» планеты. Из аналогии с Юпитером следует вывод о раннем первичном силикатно-металлическом расслаивании Земли еще на протопланетной стадии развития под огромным давлением флюидной оболочки Протоземли. В связи с этим на протяжении уже более 4,6 млрд лет из ядра импульсивно исходят флюидные потоки, с которыми связывается обновление силикатных оболочек Земли. В это обновление закономерно вплетаются магматизм и металлогения. Исходя из хондритовой

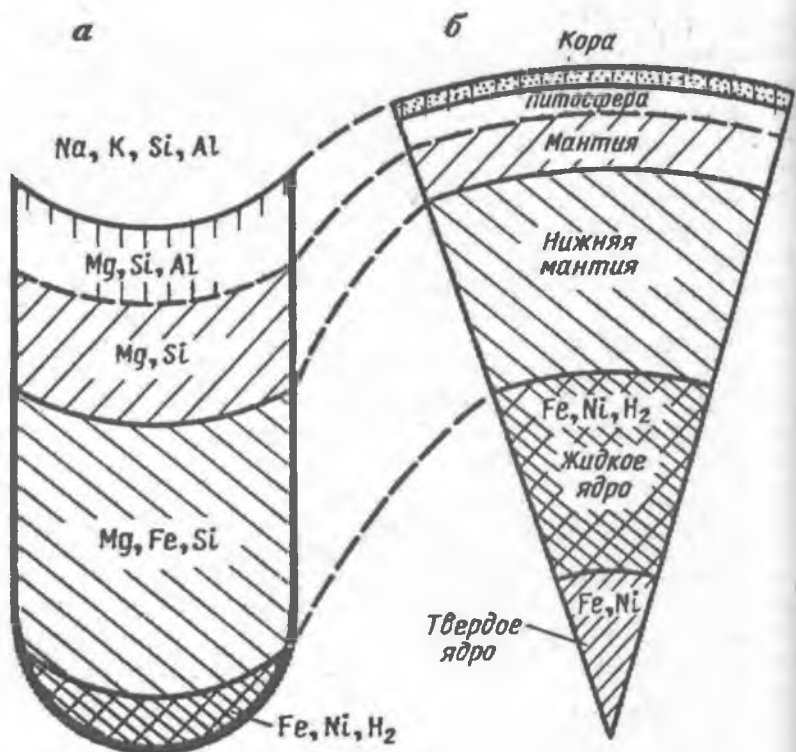


Рис. 1.4. Результаты экспериментального расслоения первичного расплава (а) под водно-водородным давлением на ряд зон: водородную никель-железную (Fe, Ni, H_2), железо-ультраосновную (Mg, Fe, Si), ультраосновную (Mg, Si), переходную (Mg, Si, Al) и основную (Na, K, Si, Al), которые сопоставляются со схемой строения Земли (б) (по А. А. Маракушеву и Н. И. Безмену, 1999)

модели валовый состав Земли отвечает богатым железом обыкновенным хондритам. Их разделение на силикатные хондры и никель-железную матрицу коррелируется с расслоением Земли на внешние оболочки и земное ядро. Силикатные хондры в хондритах предельно бедны рудными металлами, которые концентрируются в хондритах в сульфидно-металлической матрице. Из данных по хондритам следует вывод о крайней обедненности мантии Земли рудными металлами. Например, содержание платиноидов составляет всего (в мг/т): Pt — 50, Pd — 380; Ru — 100; Os — 30; Ir — 1,2; Rh — 150; сумма — 711,2.

Таким образом, первичное расслоение Земли сопровождалось обеднением ее силикатных оболочек рудными металлами в результате их экстрак-

ции в металлическое ядро. Отделение ядра служило с этой точки зрения фактором, подавляющим возможности рудной концентрации в силикатных оболочках. И в то же время именно связью с земным ядром обусловлен металлогенический аспект магматизма, порождаемого восходящими потоками флюидов, выносящих из ядра рудные металлы.

Об этом свидетельствуют свойственные интрузивам повышенный фон и геохимические ореолы рудных металлов. Однако их металлогеническая специализация возникает избирательно и только в специфических условиях магматической дифференциации, создающей механизмы рудной концентрации при участии глубинных (трансмагматических) флюидов. Близкие взгляды на рудообразование развивают Н. Н. Зинчук, А. Д. Савко, Л. Т. Шевырёв (2005) и Ю. М. Пушаровский, Д. Ю. Пушаровский (2010).

Следующей концепцией, получившей широкое распространение, явилась *гипотеза гидридной Земли* (Ларин, 2005). В качестве физической основы происхождения Солнечной системы В. Н. Ларин использовал представления Фреда Хойла (впоследствии — Нобелевского лауреата) о том, что во время формирования протопланетного диска вещество было частично ионизировано и что центральное сгущение на этой стадии обладало мощным дипольным магнитным полем.

При формировании протопланетного диска вещество, сброшенное с протосолнечной небулы, должно было двигаться поперек магнитных силовых линий. Ионизированные частицы не могут пересекать магнитные силовые линии, поэтому они должны были захватываться магнитным полем и оседать в нем, тогда как нейтральные атомы свободно проходили через магнитное поле. Атомы различных химических элементов различаются по склонности к ионизации. Таким образом, при формировании протопланетного диска в магнитном поле небулы происходило разделение элементов в зависимости от их потенциалов ионизации. Эта зависимость позволила определить, что изначальная Земля была сложена преимущественно гидридами. Развивая эти представления, В. Н. Ларин предложил новую геохимическую модель современной Земли (табл. 1.1).

Таблица 1.1. Геохимическая модель современной Земли по В. Н. Ларину

Сфера	Интервал глубин, км	Состав
Литосфера	0–150	Силикаты и оксиды
Металлосфера	150–2900	Сплавы и соединения на основе Si, Mg и Fe
Ядро внешнее	2900–5000	Металлы с растворенным в них водородом и гидриды металлов
Ядро внутреннее	5000–6371	Гидриды металлов

Эта модель отличается от других ограниченным распространением кремний-кислородной оболочки на глубину. Под континентами ее мощность

составляет в среднем 150 км, а под океанами существенно меньше. По новым данным, основной объем планеты представлен металлосферой из сплавов и соединений на основе кремния, магния и железа с соответствующими добавками других элементов. Кислород из металлосферы практически весь вынесен во внешнюю геосферу, за счет чего и сформировалась литосфера. Преобладающими элементами в теле планеты являются кремний, магний и железо (по убывающей). В сумме они составляют примерно 87 % массы планеты. Содержание кальция, алюминия и натрия на порядок меньше. Концентрации остальных элементов не превышают долей процента. Все эти элементы в новорожденной планете присутствовали в виде гидридов.

В процессе эволюции Земли объем гидридов сократился от преобладающего в начальный период до объема внутреннего ядра. Резко увеличилась мощность металлосферы, и сейчас она составляет примерно 3/4 объема Земли. Сформировалась литосфера. Объем планеты увеличился почти в пять раз от начального, а площадь поверхности приросла в три раза. Появление воды в глубинном флюиде обусловило переход к амфиболитовой фации метаморфизма и вызвало мощную гранитизацию, в результате которой возник гранитный слой земной коры, 80 % которого в коре современных континентов было сформировано в нижнем протерозое.

С конца архея с появлением воды возникает гидросфера, и для нижнего протерозоя осадконакопление в водной среде становится нормой. Происходит изменение состава атмосферы: в архее — это метан, аммиак, сероводород, угарный газ (CH_4 , NH_3 , H_2S , CO); в протерозое — азот, кислород, водяной пар, углекислый газ (N_2 , O_2 , H_2O , CO_2). В нижнем протерозое происходило постепенное увеличение концентрации кислорода в атмосфере и гидросфере. Это привело к переводу железа из закисного состояния (FeO) в слаборастворимое окисное (Fe_2O_3) и в результате формировались гигантские месторождения железистых кварцитов. Объем гидросферы на Земле будет прирастать и в будущем до тех пор, пока существует водородсодержащее ядро планеты.

Близкие взгляды на строение Земли высказывал Н. А. Шило, который считал, что внешнее и внутреннее ядро состоят из водорода, присутствующего в виде протонной плазмы (Шило, 1997). Источником флюидов являются мантия (83 % объема или 66,7 % массы Земли) и ядро (16,26 % объема или 32,9 % массы), насыщенные водородом.

Важное значение для понимания эволюционной металлогении имеют представления Е. Е. Милановского (1991, 1995) о *пульсирующем режиме развития Земли*. Он объясняет это явление увеличением и уменьшением радиуса Земли в определенную геологическую эпоху. В качестве наиболее важных планетарных эпох общего растяжения выделяются рифейская и мезо-кайнозойская. В рифейскую эпоху заложились геосинклинальные пояса неогей, а на древних платформах между ними образовались системы авлакогенов. Особенно ярко расширение Земли проявилось на ранних ста-

дях мезо-кайнозойского этапа океаногенеза. В пределах современных океанов в это время происходили мощные площадные базальтовые излияния и компенсационные погружения; возникали линейные зоны растяжения, по которым на дно океанов выносились огромные массы магматического материала. Синхронно в континентальной обстановке протекал интенсивный трапповый магматизм.

Ю. В. Баркин в серии работ 1994–2010 гг. разработал новый механизм эндогенной активности планет и спутников — геодинамическую модель гравитационного возбуждения оболочек планет внешними небесными телами. В частности им рассмотрена система четырех гравитирующих тел: ядро-мантия Земли, Луны и Солнца (рис. 1.5, 1.6). Ядро рассматривается как однородный шар или материальная точка с массой. Мантия — шаровой однородный слой с массой m_0 и с внешним и внутренним радиусами R_0 и R_1 . Луна и Солнце моделируются однородными шарами или материальными точками с массами m_2 и m_3 .

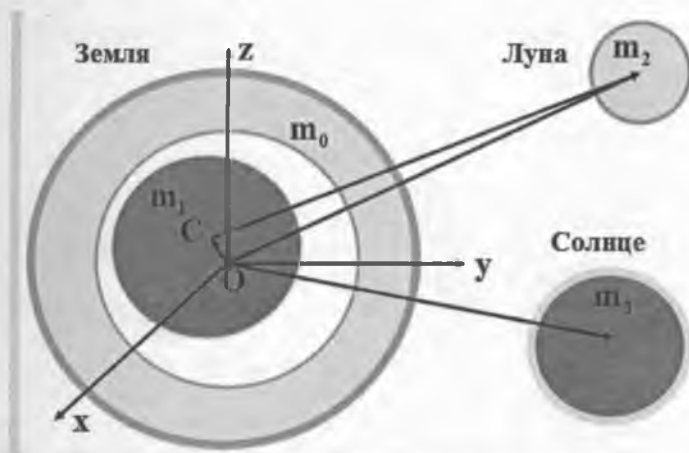


Рис. 1.5. Схема возбуждения системы ядро-мантия Земли (по Ю. В. Баркину)

Относительные движения ядра, Солнца и Луны рассмотрены в системе координат $Oxyz$ с началом O в центре масс мантии и с осями, сохраняющими постоянную ориентацию в пространстве. Решение системы дифференциальных уравнений (Баркин, 2010) показало, что существует класс движений исходной системы четырех тел, в которых центр масс ядра и центр масс мантии совпадают все время (см. рис. 1.6). Полученные результаты имеют важное геодинамическое значение. Показано, что при центральном положении ядра по отношению к мантии оно не возбуждается внешними небесными телами (например, Луной или Солнцем) (Баркин, 1998, 2001).

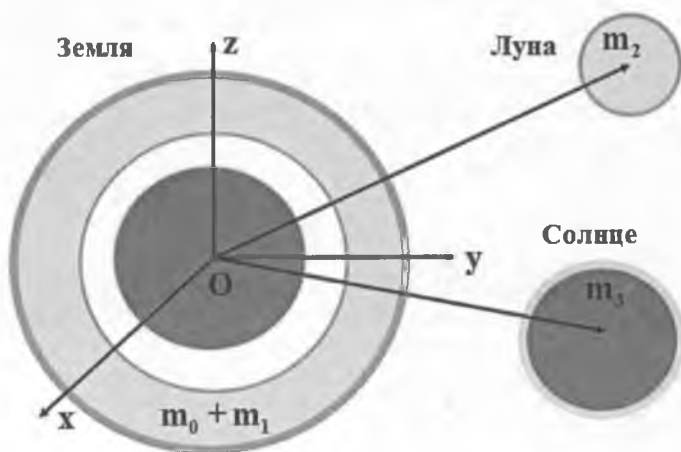


Рис. 1.6. Стационарное (центральное) положение ядра относительно мантии (по Ю. В. Баркину)

Получено приближенное решение в задаче о колебаниях эксцентричного ядра Земли относительно упругой мантии вращающейся Земли под действием гравитационного притяжения Луны (Солнца) с учетом реальных особенностей возмущенных орбитальных движений Луны и Солнца. В результате был выявлен преимущественно полярный характер вынужденных колебаний ядра и показано, что его колебания относительно мантии Земли происходят с широким спектром частот.

Предложенная Ю. В. Баркиным геодинимическая модель вынужденных колебаний оболочек Земли (2002) объясняет формирование рифтовых систем и даже их упорядоченно-ориентированную структуру по отношению к Северному и Южному полушариям Земли. Она же объясняет образование складчатых и горных сооружений, их пространственно-временные закономерности. По этой модели процессы сжатия и расширения являются циклическими и могут происходить на Земле в одни и те же геологические эпохи, но с различной интенсивностью и в определенных зонах. Эти процессы являются асимметричными (контрастными) по отношению к своим полушариям. Причина их возникновения внешняя и имеет небесно-механическую природу. Именно дифференциальные (с различными силами и моментами сил) гравитационные воздействия внешних небесных тел (Луны, Солнца, планет и др.) на индивидуальные оболочки Земли вызывают их относительную раскачку (в первую очередь ядра и мантии Земли). «Оживленная» таким образом Земля проявляет активную динамику, циклические и иные временные изменения — вариации во всех планетарных геодинимических, геофизических, биофизических и иных процессах. Геологические измене-

ния Земли, протекающие в течение длительных периодов, составляющих десятки и сотни миллионов лет, напрямую связаны с эволюционными вынужденными смещениями ядра и мантии Земли, имеющими километровые амплитуды.

При паличии между оболочками эффективного вязкоупругого слоя будут происходить значительные трансформации гравитационной энергии и кинетической энергии смещений оболочек как в упругую энергию, так и в тепловую энергию, связанную с вариациями термодинамического состояния промежуточного слоя, а в общем случае и самих оболочек. Таким образом, источник эндогенной энергии связывается с частью гравитационного потенциала, обусловленного несферичностью планеты, вызванной ее вращательным движением. В модели Ю. В. Баркина предпринята попытка показать целостность и единство природы взаимодействия в различных слоях геосферы в тесной связи с космическими факторами. В ней цикличность природных процессов отражает циклические относительные смещения ядра и мантии Земли, которые являются следствием возбуждения оболочек. Смещения и колебания обусловлены возмущающими циклическими гравитационными воздействиями Луны, Солнца, планет и других внешних небесных тел, включая гравитационное притяжение Галактики.

В последние годы все большую популярность начинает приобретать *концепция образования Земли Шмидта-Сафронова, основанная на аккреции холодного протопланетного газопылевого облака* (Сорохтин, 2007). Она в большей степени согласуется с металлогеническими и рудно-геологическими данными. Впервые подобную идею высказал О. Ю. Шмидт еще в 40-х годах прошлого века (Шмидт, 1946). Позже на ее основе В. С. Сафронов разработал концепцию планетообразования, согласно которой первичная Земля была относительно холодной планетой (Сафронов, 1969).

На раннепланетарном этапе развития молодая Земля только разогревалась благодаря распаду радиоактивных элементов и приливным взаимодействиям с Луной, которая тогда находилась на очень близком расстоянии от Земли, обращалась вокруг нее в экваториальной плоскости и, следовательно, существенно деформировала ее экваториальные области. Тектоно-магматическая активность Земли впервые проявилась только через примерно 600 млн лет после ее образования (т. е. в самом начале архея приблизительно 4,0 млрд лет назад) после того, как температура земных недр на глубинах 200–400 км поднялась до уровня плавления силикатов и металлического железа.

Сразу же после этого начал действовать мощный процесс выделения эндогенной энергии в Земле — гравитационная дифференциация земного вещества, приводившая к выплавлению, опусканию тяжелых расплавов железа и всплыванию легкого силикатного вещества. Именно этот процесс в основном стимулировал, а в дальнейшем и питал энергией тектоно-магматическую активность Земли. Вначале процесс дифференциации

развивался только под наиболее прогретым приливными деформациями низкоширотным кольцевым поясом Земли, но в дальнейшем он расширился и концу архея охватил собою уже всю Землю, что привело около 2,7–2,6 млрд лет назад к выделению земного ядра. В соответствии с этим тектоно-магматическая активность Земли в архее первоначально также развивалась только в сравнительно узком экваториальном поясе Земли, т. е. там, где в катархее происходили наиболее интенсивные приливные деформации, в наибольшей мере разогревшие земные недра.

После выделения земного ядра на рубеже архея и протерозоя, около 2 млрд лет назад, интенсивность тектоно-магматической активности нашей планеты резко снизилась, и его дальнейший рост происходил уже по более спокойному бародиффузному механизму. В основе этого механизма лежит развивающийся в нижней мантии под влиянием высоких давлений процесс распада кристаллических веществ на твердые растворы оксидов и бародиффузии из этих растворов в межгранулярные пространства эвтектического расплава Fe-FeO (вещества земного ядра, т. е. «ядерного» вещества). В протерозое образование эвтектического расплава происходило по простой реакции $\text{Fe} + \text{FeO} \rightarrow \text{Fe-FeO}$, а после полного исчезновения свободного железа из мантии в фанерозое — по возможной реакции $5\text{FeO} \rightarrow \text{Fe-FeO} + \text{Fe}_3\text{O}_4$. Этой реакцией, в частности, можно объяснить постепенное уменьшение в составе мантии двухвалентного железа и увеличение магнетитовой составляющей.

Наиболее вероятным путем развития процесса выделения земного ядра представляется следующий сценарий событий. Поскольку в первичном веществе Земли было много свободного железа и его оксидов (соответственно около 13 и 23 %), то дифференциация земного вещества в архее происходила путем сепарации расплавов железа и его оксидов от силикатов земного вещества. При этом сам процесс дифференциации развивался по механизму зонного плавления земного вещества, впервые подробно рассмотренному А. П. Виноградовым и А. А. Ярошевским (Виноградов, Ярошевский, 1965). Отличие заключается в том, что процесс зонной дифференциации железа и его оксидов в архее развивался сверху вниз и питался не радиогенной энергией, которой явно не хватало для его функционирования, а значительно более мощной энергией гравитационной дифференциации земного вещества. Энергия эта генерировалась в самом слое расплавленного железа благодаря опусканию тяжелых расплавов железа и всплыванию (флотации) более легких силикатов.

Термодинамический расчет процесса зонного плавления мантии в молодой Земле показывает, что этот процесс сопровождался выделением значительной гравитационной энергии, которая тратилась на прогрев земного вещества, подстилающего слой расплавленного железа, на расплавление железа и его перегрев. Процесс сепарации расплавленного железа от силикатов, тем не менее, не мог распространяться глубже некоторого предельного уровня, начиная с которого высвобождавшейся гравитацион-

ной энергии уже не хватало на прогрев нижележащего земного вещества до уровня плавления железа. Однако на глубинах, превышающих 860 км, помимо железа, стал выплавляться и оксид железа FeO , концентрация которого в первичном веществе достигала 23 %, с образованием эвтектического расплава Fe-FeO . Это придало новый импульс процессу зонной дифференциации Земли в архее.

Рассмотренный процесс зонной дифференциации земного вещества молодой Земли хорошо объясняет важную и интересную особенность развития мантийного магматизма в архее — перегрев верхней мантии и выплавление из нее высокотемпературных (до 1800 °C) коматиитовых лав. Кроме того, этот же механизм объясняет и тонкую специфику перегрева мантии во времени — наличие двух температурных максимумов. Первый из них проявился в раннем архее, приблизительно 3,8–3,4 млрд лет назад, второй импульс перегрева произошел в позднем архее около 3,0–2,6 млрд лет назад, а около 3,2 млрд лет назад наблюдался относительный минимум этих температур. Интересно отметить, что точно этим же периодам максимального перегрева мантии соответствуют и две эпохи массового выплавления коматиитовых лав (3,8–3,4 и 3,0–2,6 млрд лет назад) с перерывом в середине архея.

Перегрев верхней мантии, вызванный началом процесса гравитационной дифференциации Земли, произошел достаточно резко — примерно через 200 млн лет после начала действия процесса зонного выплавления металлического железа и сначала быстро возрастал. Снижение температуры мантии после первого максимума перегрева объясняется постепенным увеличением с глубиной разности температур плавления железа и земных недр на фронте зонной дифференциации. Второй же максимум перегрева мантии, прежде всего, был связан с вовлечением в процесс выплавления «ядерного» вещества оксидов железа и начавшимся в позднем архее процессом формирования земного ядра и выжимания из центральных областей Земли ее первозданной сердцевины.

В связи со сравнительно низкой температурой глубинных областей первозданной Земли вязкость вещества в ее недрах резко возрастает с глубиной и уже превышала 10^{27} П глубже 1000 км. При столь высокой вязкости любая конвекция, в том числе стекание сквозь такую среду плотных железистых расплавов к центру Земли, как это предполагали В. Эльзассер (Elsasser, 1963) и некоторые другие исследователи, полностью исключается. По этой же причине невозможно было быстрое формирование земного ядра сразу после образования самой планеты. Лишь благодаря постепенному прогреву холодного вещества глубинных недр Земли на фронте развития процесса зонной дифференциации земного вещества этот процесс мог постепенно продвигаться вглубь Земли. Но сам прогрев относительно холодного вещества молодой Земли развивается достаточно медленно (со скоростями около 0,2 см/год), поэтому и процесс формирования земного ядра растянулся приблизительно на 1,6 млрд лет (от 4 до 2,6 млрд лет назад).

В катархее приливная энергия в наибольшей степени выделялась в экваториальном поясе Земли, поскольку в то далекое время, как уже отмечалось, Луна обращалась вблизи нашей планеты и в плоскости экватора. В этом поясе возникла и первая кольцевая зона дифференциации земного вещества с постепенно погружающимся слоем расплавленного железа и его оксидов.

По этой причине тектоническая активность Земли первоначально должна была также проявиться только в ее экваториальном поясе. Интересно отметить, что вместе с железом и его оксидами в кольцевой слой расплава преимущественно переходило большинство сидерофильных и халькофильных элементов. Поэтому конвектирующая мантия над погружающимся кольцевым слоем зонной дифференциации земного вещества в архее была обеднена как железом, так и этими элементами. Именно поэтому, вероятно, архейские континентальные щиты и зеленокаменные пояса в них не отличаются повышенным металлогеническим потенциалом.

По мере продвижения фронта дифференциации вглубь Земли постепенно расширялась кольцевая зона дифференциации земного вещества. В результате приблизительно в середине архея возникла ситуация резкой гравитационной неустойчивости планеты, когда тяжелые железные расплавы оказались расположенными над менее плотной, но очень жесткой «сердцевиной» Земли (плотность не менее 10^{30} П). Такая неустойчивость должна была, в конце концов, разрешиться катастрофическим событием — всплыванием жесткой земной «сердцевины» в экваториальной зоне одного из полушарий Земли и опусканием тяжелых расплавов к центру Земли со стороны противоположного полушария. Вероятнее всего, именно таким путем около 2,6 млрд лет назад и образовалось у Земли плотное земное ядро. В момент своего образования земное ядро содержало около 63 % его современной массы, а остальная его масса накопилась в протерозое и фанерозое, т. е. за последние 2,6 млрд лет.

Процесс образования земного ядра должен был сопровождаться выделением огромной энергии, около $5 \cdot 10^{37}$ эрг, половина из которой ушла на дополнительный разогрев Земли. Вторая же половина перешла в кинетическую энергию, стимулировавшую возникновение интенсивных конвективных течений в мантии, полностью и радикально перестроивших весь режим дальнейшего тектонического развития нашей планеты.

Формирование земного ядра произошло, вероятнее всего, в самом конце архея около 2,6 млрд лет назад. О таком развитии сценария, в частности, свидетельствуют и палеомагнитные данные, показывающие, что дипольное магнитное поле современного типа у Земли появилось только около $2,6 \cdot 10^9$ лет назад, т. е. как раз на рубеже архея и протерозоя. Из этого правда, не следует, что в архее вообще отсутствовало геомагнитное поле. Оно, безусловно, существовало, но было тороидальным и вызывалось конвективными течениями расплавов железа и его оксидов в кольцевом поясе зонной дифференциации земного вещества.

Как уже отмечалось, в течение большей части архея тектоно-магматическая активность Земли проявлялась только в ее низкоширотном кольцевом поясе. При этом в верхней мантии развивалась многоячеистая тепловая конвекция, питавшая эту активность энергией гравитационной дифференциации земного вещества.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в архее выделяются два периода повышенной конвективной и тектоно-магматической активности Земли. Первый из них, связанный с зонной дифференциацией металлического железа, приходится на самое начало архея. Конвективный массообмен в то время имел в основном тепловую природу и охватывал только верхнюю мантию и ее переходный слой глубиной от 400 до 800 км в достаточно узком экваториальном поясе Земли. При этом первый всплеск конвективной (и тектонической) активности в раннем архее возник не столько благодаря большой скорости выделения гравитационной энергии дифференциации, сколько из-за того, что вся эта энергия тогда рассеивалась в малых объемах конвектирующей мантии. В связи с этим существовавшие в раннем архее конвективные структуры неизбежно должны были быть мелкими, не превышающими по своим размерам нескольких сотен или первых тысяч километров.

Отсюда следует, что в самом начале архея должно было существовать не менее 80 конвективных структур, чему соответствует образование не менее 40 первичных зародышей континентальной коры. Примерно такое же количество (37) первичных и наиболее древних нуклеаров континентальной коры, сложенных серыми гнейсами, трондьемитами и тоналитами, выделяется сейчас по геологическим данным. По мере погружения фронта дифференциации размеры конвективных ячеек должны были увеличиваться, отдельные нуклеары сливаться друг с другом, а их число сокращаться. Поэтому к концу раннего архея число таких континентальных зародышей уже не должно было превышать двадцати.

Второй период резко повышенной конвективной и тектоно-магматической активности Земли в позднем архее был связан с вовлечением в процесс зонной дифференциации, помимо железа, его оксида с формированием эвтектических сплавов Fe-FeO . Новый всплеск тектоно-магматической активности Земли стимулировался уже значительным повышением скорости выделения «ядерного» вещества и пропорциональным увеличением скорости генерации гравитационной энергии. К этому времени существенно расширился пояс дифференциации, а, следовательно, возросла и масса самой конвектирующей мантии, тогда как число континентальных массивов (будущих архейских щитов), вероятно, снизилось до 12–14. После такого перехода процесс дифференциации земного вещества значительно активизировался. Особенно он усилился после начала процесса формирования земного ядра во второй половине позднего архея, начиная приблизительно с 3 млрд лет назад.

В это же время произошла и самая значительная перестройка конвективных движений в мантии — возникшие при этом мощнейшие нисходящие конвективные течения со стороны опускающегося к центру зародыша земного ядра «стянули» воедино все сформировавшиеся ранее континентальные массивы и образовали из них первый в истории Земли суперконтинент Монгея. При этом, как показал А. С. Монин все суперконтиненты (в том числе и Монгея) должны были формироваться на экваторе Земли, так как только в этом случае вращение Земли могло оставаться устойчивым (Монин, 1977).

В нисходящих конвективных потоках мантийного вещества по мере его приближения к поверхности земного ядра, доля оксидов железа, диффундировавших из кристаллитов и зерен силикатов в межгранулярные пространства, все увеличивается. При этом жидкое состояние внешнего ядра говорит о том, что и в межгранулярных пространствах «ядерное» вещество, т. е. Fe-FeO (или Fe_2O) также должно находиться в расплавленном состоянии. Следовательно, жесткие связи, действующие между кристаллитами силикатов в низах мантии, с приближением к ядру постепенно ослабевают. Это явлением, в частности, можно объяснить резкое уменьшение сейсмической добротности мантийного вещества в слое D вблизи подошвы мантии.

Как только вблизи земного ядра отдельные выделения эвтектических расплавов Fe-FeO сливались между собой в единую систему связанных друг с другом жидких пленок и включений, обволакивающих отдельные зерна силикатов, происходила дезинтеграция мантийного вещества — оно распадалось на отдельные зерна. При этом расплавы Fe-FeO переходили в земное ядро, а более легкие зерна силикатов перетекали по поверхности ядра (вдоль мантийной подошвы) в зоны формирования восходящих мантийных потоков, где они снова «слипались» и поднимались с восходящими потоками в верхние этажи мантии, замыкая тем самым мантийную конвекцию в единые структуры.

Очевидно, что удаление железа, его соединений, а также сидерофильных и халькофильных элементов из конвектирующей мантии архея в зонах сепарации тяжелых фракций и добавление этих же элементов в мантию протерозоя, с учетом перехода легкоподвижных и литофильных элементов в земную кору, гидросферу и атмосферу, должно было сопровождаться существенными изменениями химического состава конвектирующей мантии. Так, в раннем архее после начала действия процесса зонной дифференциации и удаления из конвектирующей мантии всего железа и большей части его оксида, содержавшихся в первичном земном веществе с концентрациями около 13 и 23 %, содержания других элементов и соединений в остаточном мантии резко повысились приблизительно на 20–30 %.

Однако после добавления в мантию первичного вещества из бывшей сердцевины Земли их концентрация вновь несколько снизилась. В протерозое и фанерозое, т. е. после начала функционирования бародиффузионно-механизма дифференциации земного вещества, благодаря продолжа-

щемся переходу железа и его оксидов в ядро, остаточная концентрация малоподвижных и наиболее распространенных элементов и соединений в мантии плавно повышалась.

Таблица 1.2. Состав современной Земли и первичного земного вещества (по Сорохтин, Ушаков, 1991)

Окис- лы	Состав континеп- тальной коры ¹	Модель- ный состав мантии Земли ²	Модель- ный состав ядра Земли	Состав первичного вещества Земли (расчет)	Средний состав хондри- тов ³	Средний состав углистых хондритов ⁴
SiO ₂	59,3	45,5	—	30,78	38,04	33,0
TiO ₂	0,7	0,6	—	0,41	0,11	0,11
Al ₂ O ₃	15,0	3,67	—	2,52	2,50	2,53
Fe ₂ O ₃	2,4	4,15	—	—	—	—
FeO	5,6	4,37	49,34	22,76	12,45	22,0
MnO	0,1	0,13	—	0,09	0,25	0,24
MgO	4,9	38,35	—	25,77	23,84	23,0
CaO	7,2	2,28	—	1,56	1,95	2,32
Na ₂ O	2,5	0,43	—	0,3	0,95	0,72
K ₂ O	2,1	0,012	—	0,016	0,17	—
Cr ₂ O ₃	—	0,41	—	0,28	0,36	0,49
PA	0,2	—	—	—	—	0,38
NiO	—	0,1	—	0,07	—	—
FeS	—	—	6,69	2,17	5,76	13,6
Fe	—	—	43,41	13,1	11,76	—
M	—	—	0,56	0,18	1,34	—
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	99,48	98,39

Процесс выделения земного ядра на рубеже архея и протерозоя привел к добавлению в конвектирующую мантию вещества бывшей «сердцевин-ной» Земли с первозданными концентрациями в нем железа, его оксида, сидерофильных элементов (Ni, Cr, Co, V, Pt, Pd), сульфидов халькофильных металлов (Cu, Pb, Zn, Au, Ag) и других рудных элементов (табл. 1.2). Поэтому к раннему протерозою концентрация как сидерофильных, так и халькофильных элементов в мантии существенно повысилась. Прямыми свидетелями этого явления служат уникальные расслоенные интрузии

¹ По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому [1978].

² Наша модель с использованием данных Л. В. Дмитриева [1973] и А. Ригвуда [Ringwood, 1966].

³ H. Urey, H. Craig [1953].

⁴ [Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981].

основных и ультраосновных пород, внедрившиеся в раннем протерозое во многие древние щиты. Суммарная же концентрация халькофильных и сидерофильных элементов в мантии протерозоя и фанерозоя, наоборот, плавно снижалась. По близкой зависимости в постархейской мантии менялись концентрации никеля, золота, платиноидов, сульфидов железа, меди и некоторых других элементов, которые также постепенно переходили в земное ядро.

Помимо изменений химического состава мантии, на эволюцию металлогении существенное влияние оказали переход тектонического режима развития Земли от геодинамики архея к тектонике литосферных плит протерозоя-неогея, а также развитие атмосферы и гидросферы Земли. Напомним кратко, что, согласно расчетам по рассматриваемой здесь концепции глобальной эволюции Земли, в архее существовала плотная углекислотно-азотная атмосфера с давлением около 6 атм, а средняя температура земной поверхности тогда достигала 50–60 °С. Воды в архейских океанах еще было мало. Большую часть времени этой эпохи гребни срединно-океанических хребтов возвышались над поверхностью морских бассейнов. Однако в позднем архее в связи с резким усилением тектонической активности Земли, объемы океанических впадин существенно сократились и поверхность океана перекрывали гребни срединно-океанических хребтов с расположенными на них рифтовыми зонами. Сразу же после этого из рифтовых зон в океанические воды стало поступать железо и многие другие сидерофильные и халькофильные элементы, сформировавшие на Земле уникальные месторождения полезных ископаемых, например, железорудные формации докембрия.

После выделения земного ядра и существенного снижения тектонической активности Земли в раннем протерозое возник серпентинитовый слой океанической коры — главный резервуар связанной воды на Земле. Но, как известно, гидратация ультраосновных пород сопровождается поглощением углекислого газа и образованием карбонатов. В результате углекислый газ архейской атмосферы сравнительно быстро связался в доломитах раннего протерозоя, атмосфера стала почти чисто азотной. Климатической реакцией на эти события стало резкое похолодание и возникновение первого в истории Земли крупной ледниковой эпохи (Гуронского оледенения). Весь протерозой климат Земли оставался прохладным, но в фанерозое он вновь потеплел, в основном благодаря некоторому повышению давления за счет биогенной генерации кислорода.

На формирование месторождений полезных ископаемых существенное влияние должны были оказывать также периодические образования и расколы суперконтинентов. Такие суперконтиненты в истории Земли возникали четыре раза. Как отмечено выше, древнейший суперконтинент (Моногея) образовался на рубеже архея-протерозоя около 2,6 млрд лет назад; второй (Мегагея Штилле) возник около 1,8 млрд лет назад; третий (Мезогея или Родиния) сформировался около 1,0 млрд лет назад; четвер-

тый (Пангея Вегспера) образовался около 0,23 млрд лет назад. Однако все эти суперконтиненты были неустойчивыми структурами. Просуществовав около 100–150 млн лет, они вновь раскалывались на отдельные материи, дрейфовавшие затем в стороны друг от друга.

В распределении минеральных ресурсов в ходе эволюции Земли отмечается определенная закономерность (рис. 1.7). В архее формировался достаточно ограниченный набор полезных ископаемых. Самыми древними, по-видимому, являются железистые кварциты Исуа в Гренландии, возраст которых близок к 3,8 млрд лет. Их происхождение, вероятнее всего, вулканогенно-осадочное и частично осадочное, связанное со смывом кислыми дождевыми водами соединений железа из первозданных областей Земли, окружавших в то время сравнительно узкий экваториальный пояс тектоно-магматической активности, в нарождавшиеся тогда молодые морские бассейны.

В позднем архее железорудные формации отлагались в поясе Абитиб, Канада (2,8 млрд лет), в осадочно-вулканогенных формациях Киватинского типа (около 2,8), а у нас в России к этому же периоду относятся руды Костамукши (2,85), Тараташского комплекса на Урале (2,7) и Старооскольской серии в Воронежском кристаллическом массиве (2,7). Кроме того, в позднем архее известны редкоземельные и мусковитовые пегматиты Анабарского щита, кратонов Западной Австралии, Бразилии и Африки. С позднеархейскими зеленокаменными поясами Австралии, Канады, Южной Африки и Северной Америки связаны хромиты, обычно залегающие в анортозитах, тогда как с коматиитами часто ассоциируются медно-никелевые руды и колчеданные месторождения меди, цинка и свинца. Месторождения золота найдены в раннеархейских зеленокаменных поясах Барбертон (Южная Африка) и Калгурли (Австралия), в провинциях Поркьюпайн (Канада) и Колар (Индия).

В целом же, в архее значительных рудных месторождений, за исключением железа, не формировалось. Концентрация полезных компонентов в архее скорее носила характер геохимических аномалий разной амплитуды, редко переходящих в мелкие и тем более средние месторождения.

После выделения земного ядра на рубеже архея и протерозоя химический состав мантии радикально изменился. Это было вызвано добавлением в конвектирующую мантию первозданного вещества бывшей сердцевины Земли с исходными концентрациями в нем железа (около 13 %) и, особенно, сидерофильных и халькофильных элементов. В результате в раннем протерозое сформировалось до 60–80 % мировых ресурсов многих сидерофильных (Fe, Ti, Cr, Co, V) и халькофильных (Cu, Au, Ag, Pb-Zn, Mo, Sn и др.) элементов. Из многочисленных крупных месторождений полезных ископаемых раннего протерозоя отметим лишь некоторые.

Наиболее яркими свидетелями выделения земного ядра в конце архея служат уникальные расслоенные интрузии основных и ультраосновных

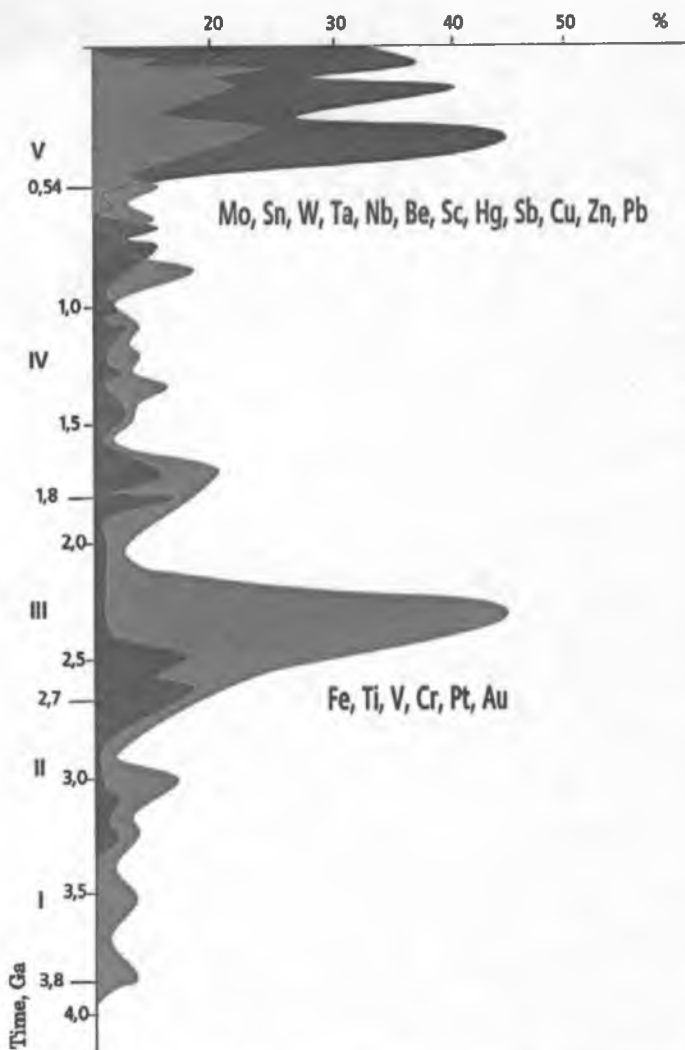


Рис. 1.7. Распределение минеральных ресурсов в ходе эволюции Земли

пород с резко повышенными концентрациями в них рудных элементов. Внедрение этих интрузий во многие древние щиты тогда было связано с расколом архейского суперконтинента Монгея около 2,3 млрд лет назад. Классическими примерами таких интрузий является Великая Дайка в Зимбабве и Бушвельдский плутон в ЮАР, представляющие

собой расслоенные комплексы внедрения в земную кору мантийных пород раннепротерозойского возраста. С этими образованиями связаны крупнейшие месторождения хрома, кобальта, платины и платиноидов, а также промышленные скопления титана и ванадия при повышенных концентрациях железа.

К близким по типу образованиям относятся габбро-норитовые интрузии Садбери и Стилуотер (Канада), с которыми связаны месторождения сульфидов меди, кобальта, никеля, а также хромитов, титаномagnetита, платины и платиноидов. В Австралии это месторождение меди, никеля и платиноидов Камбалда. У нас в России это Бураковский интрузив в Карелии с хромитовой, никелевой, платиновой и, возможно, золотой металлогенией. К близкому типу образований, по-видимому, относятся и габбро-норитовые интрузии Печенги и Мончегорска с сульфидной медно-никелевой и кобальтовой минерализацией.

Среди экзогенных месторождений раннего протерозоя — это прежде всего уникальные вулканогенно-осадочные и осадочные железорудные месторождения Курской магнитной аномалии (КМА) в России, Криворожского бассейна на Украине, Хаммерсли в Австралии, провинции Верхнего озера (США и Канада) и т. д. К уникальным относится также Удоканское месторождение меди в Сибири, но особенно известно осадочно-гидротермальное месторождение золота и урана бассейна Витватерсранд (Южная Африка), в котором сосредоточены крупнейшие запасы золота и урана. Обратим внимание, что, хотя конгломераты надгруппы Витватерсранд начали формироваться еще в архее, около 2,9 млрд лет назад, рудоносность в них проявилась только около 2,5–2,4 млрд лет назад, тогда как в архее урановые месторождения вообще полностью отсутствуют. В Африке промышленные месторождения этого типа известны также в Зимбабве, Заире и Танзании. Аналогичные месторождения золота встречаются в Бразилии и на других древних платформах.

После более или менее равномерного перемешивания поднявшегося из центральных областей Земли первичного и мантийного вещества конвективными течениями, начиная приблизительно с 1,8 млрд лет назад, металлогенический потенциал мантии, во всяком случае, по сидерофильным и халькофильным элементам, в среднем и позднем протерозое должен был заметно снизиться, что в действительности и наблюдается.

В фанерозое же происходит новое резкое обогащение земной коры халькофильными и литофильными полезными ископаемыми, особенно ртутью, оловом, золотом, свинцом и цинком, молибденом, танталом, ниобием и другими редкими металлами. Примерами могут служить богатейшие месторождения олова на Северо-Востоке России и в Малайзии; россыпное золото бассейнов рек Сибири и богатые месторождения золота на Аляске, на западе Северной Америки (в Канаде и США); меди в Южноамериканских Андах; молибдена в Забайкалье и КНР; богатых медно-молибденовых руд

в Кордильерах Северной Америки (в Канаде и США), Мексике, Панаме, Перу и Чили; полиметаллических руд в Забайкалье, Приморье и Кордильерах (в Канаде, США, Мексике и Перу); ртути и сурьмы в Италии, Сербии, США, Мексике и Перу и других районах. Помимо всплеска халькофильной и литофильной минерализации в фанерозое наблюдалась и некоторая активизация накопления сидерофильных полезных ископаемых, правда не в таком значительном масштабе, как халькофильных руд. Так, на Урале известны несколько значительных палеозойских железорудных месторождений контактово-метасоматического происхождения, представленные магнетитовыми рудами (например, горы Высокая и Благодать), генетически связанные с герцинским орогенезом и мобилизацией более древних железорудных отложений. По-видимому, аналогичного происхождения палеозойские железные руды Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Горного Алтая. Важное для России значение имеют платиноиды в медно-никелевых рудах Норильского района, ассоциирующихся с расслоенными габброидными интрузиями, развитыми в киммерийских континентальных рифтах. В мезозое накопление оолитовых железных руд происходило в Западной Европе и Нигерии, в кайнозое латеритные руды формировались на Кубе, в Гвинее, на островах Индонезии, в Новой Каледонии. У нас в России такие образования развиты на Урале (Серовское месторождение).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основные закономерности концентрации рудного вещества в земной коре и само происхождение полезных ископаемых, особенно эндогенного происхождения, тесно связаны с процессом глобальной эволюции Земли, тогда как полезные ископаемые экзогенного происхождения во многом были связаны с эволюцией глобального климата Земли. С другой стороны, выявленные закономерности распределения полезных ископаемых в пространстве и времени часто являются надежными индикаторами и самого процесса эволюции Земли. Поэтому многие металлогенические концепции в целом базировались на господствовавших в свое время теоретических представлениях о развитии геотектонических и петролого-геохимических процессов. Однако несмотря на обилие существующих концепций о связи металлогении с тектоническим развитием Земли (см. работы В. И. Смирнова (1960, 1963, 1982, 1987), Д. В. Рундквиста (1988, 1995), В. Е. Хаина (1973, 2000, 2003), А. Митчелла и М. Гарсона (1984), В. И. Старостина (1988, 1995, 1996, 2004); и др.), проблема происхождения полезных ископаемых остается еще далека от разрешения.

Анализ накопленного фактического материала по условиям образования и пространственно-временным соотношениям между геологическими, петрологическими характеристиками и тектоническими обстановками образования месторождений полезных ископаемых показал, что металлогения

геохимические эпохи представляют собой неповторимые моменты в истории эволюции нашей планеты. В общем, это и понятно, поскольку с термодинамической точки зрения Земля представляет собой открытую диссипативную систему, безвозвратно теряющую свою эндогенную энергию в космическом пространстве. Отсюда следует, что ее развитие и должно быть принципиально необратимым. Используя этот подход, попробуем рассмотреть проблему происхождения полезных ископаемых и основные закономерности распределения их в пространстве и во времени.

Главная сложность с объяснением причин формирования крупных локальных скоплений в земной коре рудных и некоторых других рассеянных элементов заключается в том, что их концентрация в мантии ничтожно мала, тогда как в месторождениях она возрастает иногда в сотни и тысячи раз. Например, концентрация урана и золота в современной мантии не превышает $2 \cdot 10^{-9}$, ртути и тория — $8 \cdot 10^{-9}$, свинца — $9 \cdot 10^{-8}$, серебра, вольфрама и платины — порядка 10^{-7} , лития, ниобия, молибдена и олова — 10^{-6} и т.д. Кроме того, как следует из современных представлений о происхождении Земли и ее эволюции, вещество всей мантии (верхней и нижней) за 4 млрд лет тектонической активности Земли оказалось хорошо перемешанным конвективными течениями и в среднем однородно по составу на разных уровнях. Поэтому не следует ожидать существования в мантии каких-либо локальных неоднородностей с повышенными содержаниями рудных элементов. Только наиболее распространенные в мантии рудные элементы (например, хром) могут создавать свои чисто эндогенные месторождения путем прямой дифференциации мантийных расплавов. Примером тому служат хромитовые месторождения в офиолитовых поясах Земли.

Важно отметить, что, судя по условиям выплавления океанических базальтов и содержанию в них ювенильной воды, земная мантия практически сухая, а содержание в ней воды не превышает 0,05 %. Следовательно, ни о каких флюидных потоках в мантии, способных привнести в земную кору рудные элементы, говорить не приходится. Тем не менее, с появлением новой геологической теории — тектоники литосферных плит открылись новые подходы к объяснению механизмов обогащения земной коры рудными элементами, карбонатными и кремнеземистыми породами. В частности, выяснилось, что основная масса эндогенных полезных ископаемых в континентальной коре могла формироваться только благодаря действию многоступенчатого процесса обогащения коры рудными элементами. При этом первая ступень обогащения земной коры рудными элементами происходит в рифтовых зонах на океаническом дне.

Так, оказалось, что в океанических рифтовых зонах и на склонах срединно-океанических хребтов (рис. 1.8) действуют мощнейшие гидротермальные системы, через которые Земля теряет более 30 % эндогенного тепла (Сорохтин, 1974). По нашим оценкам, средняя суммарная скорость водообмена во всех океанических гидротермальных источниках срединно-

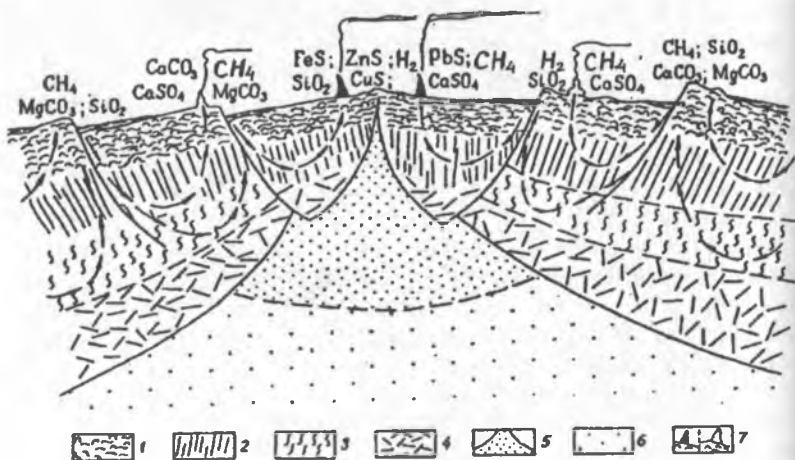


Рис. 1.8. Картина формирования океанической коры и геохимия гидротермальных процессов в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов:

1 — базальты (подушечные лавы); 2 — долеритовые дайки; 3 — серпентинитовый слой; 4 — подкоровый слой литосферы; 5 — магматический очаг под гребнем срединно-океанического хребта; 6 — астеносфера; 7 — постройки черных «курильщиков»; стрелками показаны пути движения океанических плит в теле океанической коры

океанических хребтов приблизительно равна $2300 \text{ км}^3/\text{год}$. При таких скоростях гидротермального водообмена вся масса воды в океане ($1,37 \cdot 10^{24} \text{ т}$) проходит через активные гидротермы и сипинги (просачивания) срединно-океанических хребтов с их обширными и пологими склонами приблизительно за $0,6\text{--}1,0$ млн лет.

В гидротермальных системах рифтовых зон в океаническую кору и гидросферу выносятся гигантские массы эндогенного вещества, в том числе халькофильных рудных элементов и кремнезема, формируются сульфидные проявления цинка, меди свинца и других металлов (Лисицын, 1990, 2000; Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990). Так, за последние 150 млн лет только в Тихом океане таким путем из гидротермальных источников поступило около $(10\text{--}15) \cdot 10^{12} \text{ т}$ полиметаллического рудного вещества (Гурвич, 1998). В рифтовых зонах происходит гидратация приповерхностных слоев мантии и протекает ряд химических реакций, важных для поддержания на Земле устойчивых экологических условий, а также для формирования карбонатных и кремнеземистых фаций. Причем все реакции необратимы, поскольку протекают с выделением энергии. Главными из них являются реакции гидратации пород океанической коры, связывающие углекислый газ в карбонатах, которые затем усваиваются живыми организмами и захораниваются в океанических осадках:

$$\underset{\text{оливин}}{4\text{Mg}_2\text{SiO}_4} + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightarrow \underset{\text{сerpентин}}{\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8} + 2\underset{\text{магнезит}}{\text{MgCO}_3} + 72,34 \text{ ккал/моль}, \quad (1)$$

$$\underset{\text{анортит}}{2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8} + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightarrow \underset{\text{каолин}}{\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8} + \underset{\text{кальцит}}{2\text{CaCO}_3} + 110,54 \text{ ккал/моль.} \quad (2)$$

Благодаря этим реакциям в атмосфере Земли, с одной стороны, поддерживается равновесное и сравнительно низкое парциальное давление углекислого газа, а с другой стороны, в океан постоянно поставляется исходный материал для нормальной жизнедеятельности скелетных организмов (в том числе кораллов) и формирования карбонатных пород.

При гидратации пироксенов из рифтовых зон обильно выносятся кремнезем:

$$\underset{\text{энстатит}}{6\text{MgSiO}_3} + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow \underset{\text{серпентин}}{\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8} + \underset{\text{кремнезем}}{2\text{SiO}_2} + 27,38 \text{ ккал/моль}, \quad (3)$$

служащий источником материала для организмов с кремневыми скелетами и отложения кремнистых осадков, образования кремней и яшм. При окислении двухвалентного силикатного железа до трехвалентного состояния в присутствии углекислого газа образуется abiогенный метан:

$$4\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 12\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 18\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{фаялит} \quad \text{форстерит} \quad (4)$$

$$\rightarrow 4\text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 4\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CH}_4 + 183,47 \text{ ккал/моль},$$

серпентин гематит метан

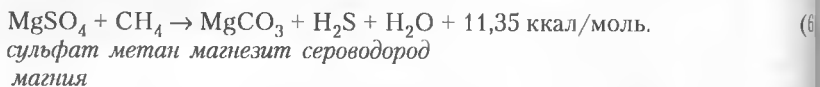
а при окислении железа без CO_2 , возникает водород:

$$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 5\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2 + 30,72 \text{ ккал/моль. (5)}$$

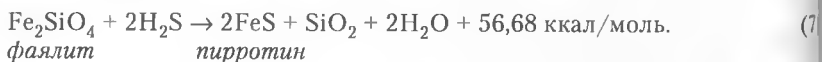
фаялит
форстерит
серпентин
гематит

Соответствующие расчеты показывают, что при гидратации пород современной океанической коры генерируется около 9 млн т в год CH_4 и приблизительно столько же H_2 . При такой скорости генерации метана за каждый миллион лет возникало бы углеводородов больше, чем их имеется на Земле. Отсюда следует, что большая часть этого метана окисляется метан потребляющими бактериями или вместе с водородом удаляется в атмосферу. Однако значительная часть этих летучих эманаций может сохраняться в океанических осадках, формируя в них углеводородные залежи, например в форме газогидратов.

В океанических рифтовых зонах происходит вынос из мантии в океан многих рудных элементов, в том числе железа, цинка, свинца, меди, марганца, других рассеянных элементов. Выносятся из мантии и сера, образующая сульфиды этих рудных элементов, хотя надо иметь в виду, что заметная часть серы в сульфиды рифтовых зон попадает благодаря восстановлению сульфатной серы океанических вод на метане и водороде из этих же зон по реакциям:



Освобождающийся сероводород является исключительно «агрессивным» минерализатором (выделяющим при реакциях большую энергию), поэтому он тут же восстанавливает железо и другие рудные металлы (медь, цинк, свинец) до сульфидов, буквально «вытягивая» их из базальтов и ультраосновных пород океанической коры, например, по реакции



Все эти попадающие в воду соединения, в конце концов, переходят в осадок, формируя вокруг горячих источников («черных курильщиков») рифтовых зон залежи сульфидов рудных элементов, а на океанической коре — слой металлоносных осадков (Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990). Сульфидные залежи с течением времени окисляются и разрушаются, а из рудного вещества также переходит в металлоносные осадки.

Помимо гидротермального обогащения океанической коры рудными элементами, в ее низах, на контакте габброидов с дунитами и перидотитами, обычно возникают залежи магматогенных полосчатых хромитовых руд. Их происхождение связано с прямой дифференциацией мантийного вещества непосредственно в магматическом очаге под рифтовыми зонами. Фактически эти руды представляют собой «отстой» плотной фазы хромитовых кумулятов базальтовых расплавов, опустившийся на дно магматического очага, подстилаемого реститовыми мантийными породами. Этим определяется и обычное положение хромитовых руд между слоями габбро и дунитов в офиолитовых комплексах. Яркими примерами таких кумулятивных месторождений может служить Кемпирсайское палеозойское месторождение хромитов на Южном Урале и мезозойские хромитовые месторождения на Балканском полуострове.

Из теории тектоники литосферных плит следует, что вторая ступень обогащения континентальной земной коры как литофильными, так и рудными элементами происходит в зонах поддвига плит под островные дуги и активные окраины континентов за счет их выноса из океанической коры (рис. 1.9, 1.10). Мобилизация рудных элементов и их перенос в континент

талыную кору происходит благодаря процессам дегидратации и переплавления в зонах поддвига плит пород океанической коры и зятянутых в эти же зоны пелагических и терригенных осадков. При этом освобождается много связанной в гидросиликатах воды и возникают мощнейшие горячие и минерализованные флюидные потоки, переносящие с собой в континентальную кору большое количество прежде рассеянных элементов.

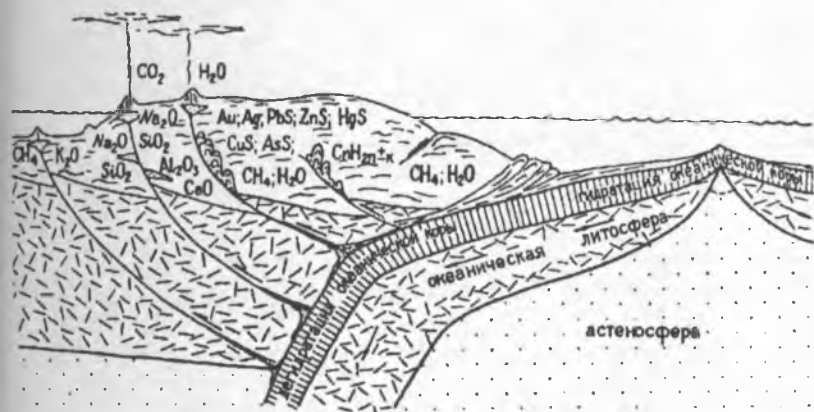
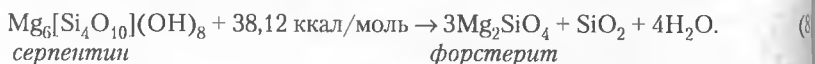


Рис. 1.9. Картина формирования континентальной коры в протерозое и фанерозое за счет частичного переплавления и дегидратации океанической коры и перекрывающих ее пелагических осадков в зонах поддвига океанических плит под островные дуги



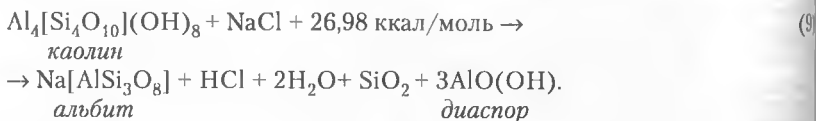
Рис. 1.10. Металлогеническая зональность островной дуги (по А. Митчеллу и М. Гарсону, 1984)

Реакции дегидратации пород океанической коры в зонах поддвига литосферных плит во многом протекают по обратной (по сравнению с рифтовыми зонами) схеме — с усвоением уже выделившихся соединений, например SiO_2 и $(\text{Ca}, \text{Mg})\text{CO}_3$, и с освобождением новых компонентов. В противоположность рифтовым зонам их освобождение происходит по эндотермическим реакциям, т. е. с затратой дополнительной энергии, генерируемой здесь за счет тепловыделения при трении поддвигаемой литосферной плиты о фронтальные участки надвигаемой плиты. Основная реакция освобождения воды и кремнезема развивается благодаря десерпентинизации третьего (серпентинитового) слоя океанической коры:

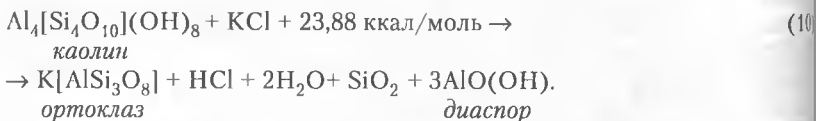


При этом оливин (форстерит), как тугоплавкий компонент, погружается в мантию, а растворы кремнезема в горячей воде, щелочные и другие литофильные элементы поднимаются вверх и поступают в континентальную кору.

В зоны поддвига плит обычно затягиваются и океанические осадки (Сорохтин, Лобковский, 1976). Но эти осадки всегда бывают пропитаны солеными водами, поэтому при их попадании в горячие участки зоны поддвига плит происходит образование щелочных алюмосиликатов, которые так же выносятся в континентальную кору, обогащая ее щелочными и другими литофильными элементами, например, по реакции альбитизации:

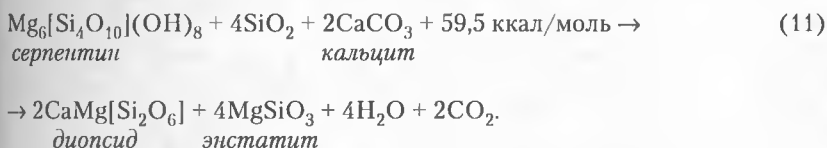


На больших глубинах алюмосиликаты обогащаются калием:



При этом значительная роль хлора в гипогенных процессах доказывается не только образованием некоторых хлорсодержащих силикатов (скаполиты, содалиты), но и выделением огромных количеств газообразного HCl в областях активного вулканизма. Так, в 1919 г. только в долине Десяти тысяч дымов в Новой Зеландии выделилось с парами воды около 1,25 млн т HCl и 0,2 млн т HF .

В зонах поддвига плит происходит и диссоциация карбонатов с вхождением щелочноземельных элементов в состав силикатов и выделением свободной углекислоты, например по реакции:



По этой реакции энстатит и диопсид, как тугоплавкие минералы, удаляются в мантию, а вода и углекислота вновь поступают в гидросферу и атмосферу.

Механизм переработки океанической коры в континентальную конвейерный, т. е. накопительный и очень мощный. Так, только за промежуток времени действия тектоники литосферных плит (приблизительно за 2,6 млрд лет) общая масса водно-флюидных потоков в зонах субдукции превысила массу всей гидросферы Земли в 8–10 раз и в 13–16 раз массу всех океанов и морей! На эту теоретическую оценку важно обратить особое внимание, поскольку она показывает, что реальные флюидно-водные потоки в зонах поддвига плит в миллионы раз мощнее ювенильных.

Тем не менее, происходящее в зонах субдукции обогащение континентальной коры рудными элементами приводит к более или менее равномерному повышению их содержания вдоль зон поддвига литосферных плит. Правда, и в этом случае могут образовываться промышленные скопления некоторых типов полезных ископаемых, например колчеданных руд. Особенно это проявляется в длительно функционирующих зонах поддвига плит, поскольку в них происходит тектоническая эрозия фронтальных участков надвигаемой плиты и повторная переработка (рециклинг) коровых пород и осадков, перекрывающих пододвигаемую плиту. Именно таким путем, вероятно, сформировались уникальные медно-молибден-порфировые руды Южноамериканских Анд, под которые, судя по палеогеодинамическим реконструкциям, океаническая кора Тихого и Платического океанов пододвигалась почти без перерыва, на протяжении не менее 1,5 млрд лет.

Кроме того, теория тектоники литосферных плит подсказывает еще и третий механизм обогащения месторождений эндогенных полезных ископаемых рудными элементами. Известно, что экзогенные процессы выветривания и накопления осадков, часто протекающие с активным участием живых организмов и растений, чрезвычайно сильно влияют на перераспределение элементов в пределах самой земной коры. Обычно седиментогенез сопровождается интенсивной дифференциацией вещества. Яркими примерами служат осадочные толщи фосфоритов, карбонатов, песчано-глинистых и других дифференцированных отложений, обладающих специфической,

только им одним присущей и характерной минерализацией. Например, в глинистых осадках Русской платформы по сравнению с составом мантии олова в среднем в 11 раз больше, свинца — в 20, калия — в 200–250, рубидия — в 500–700, бария — до 1500, урана — в 3000–3500 раз, редкоземельных элементов — в несколько сотен раз. Если же песчано-глинистые осадки отлагались в застойных бассейнах, зараженных сероводородом, а такие условия особенно часто встречались в докембрии, то в осадочных толщах могли накапливаться сульфиды железа, меди, цинка, свинца и молибдена, а в некоторых случаях окислы урана и гидроокислы вольфрама и золота. То же можно сказать и о других осадках. В карбонатах, например, стронция в несколько раз больше, чем в мантии. В эвапоритах концентрируются натрий, калий, кальций, сера, хлор и фтор. Известно, что живые организмы накапливают в себе многие из рассеянных элементов, в том числе уран и редкоземельные элементы (лантан, церий, неодим и др.). Поэтому в фосфоритах всегда наблюдаются их повышенные содержания, намного превышающие концентрацию в мантии (для урана — в 20–25 тыс. раз, а для редкоземельных элементов — в 500–1000 раз).

Обычно терригенные осадки сносятся реками и временными потоками на континентальные окраины и отлагаются там на материковых склонах благодаря явлению лавинной седиментации (Лисицын, 1984). Кроме того, часто в основаниях таких терригенных отложений залегают толщи эвапоритов, образовавшиеся на ранних стадиях раскола родительских суперконтинентов (отложения эвапоритов, например, сейчас известны по берегам Атлантического океана, в Красном море, в Мексиканском заливе и в других регионах). При попадании таких осадков в зоны поддвига плит или в коллизионную зону столкновения двух континентов из них может выплавиться весь спектр коровых изверженных пород от гранитов до сиенитов и щелочно-ультраосновных пород включительно со свойственной им минерализацией. При этом становится понятной и часто наблюдаемая пестрота в территориальном расположении месторождений полезных ископаемых.

Благодаря новому разрушению коровых пород и повторению процесса седиментогенеза иногда осуществляется и четвертая ступень обогащения континентальной коры рудными элементами. По этой причине более поздние рудные месторождения такого типа одновременно могут оказываться и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число рециклингов. Примером тому может служить олово, концентрация которого в более молодых месторождениях обычно бывает выше, чем в древних месторождениях. Например, суммарное содержание олова в мезозойских месторождениях более чем на два порядка превышает его содержание в архейских рудопроявлениях (Соболев, Старостин, Пелымский, 2000). Аналогичная ситуация наблюдается и с молибденом: в результате магматической переработки осадочных толщ со

временем концентрация этого металла в молодых месторождениях молибдена и вольфрама постоянно возрастала (Соболев, Пелымский, Старостин, 1997). Отсюда следует, что, казалось бы, явно «эндогенные» полезные ископаемые на поверку прошли стадию рециклинга, т. е. обогащения благодаря разрушению коровых пород и последующего седиментогенеза в явно экзогенных условиях.

Другой не менее наглядный пример существенного влияния экзогенных факторов на формирование залежей полезных ископаемых — это гидротермальные месторождения. Поскольку содержание воды в мантии ничтожно мало, то все без исключения гидротермальные месторождения (независимо от их типа) формируются либо за счет мобилизации поверхностных и грунтовых вод, омывающих горячие интрузивные тела, либо за счет освобождения остывающей магмой растворенной в ней воды. Но и в последнем случае водонасыщенная магма в процессе образования захватывала воду только из водонасыщенных осадков или из гидросферы.

К первому типу гидротермальных месторождений могут быть отнесены рудные образования большинства фумарол и горячих источников в вулканических областях. Сюда же следует отнести и сульфидные отложения «черных курильщиков» в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Второй тип гидротермальных процессов часто сопровождается пегматитовой минерализацией, возникающей, например, над гранитоидными массивами или благодаря подъему горячих и минерализованных вод из зон поддвига плит. Но гранитные магмы в послеоархейское время обычно возникали благодаря переплавлению песчано-глинистых водонасыщенных осадков в зонах коллизии континентов, а вода в зоны поддвига плит попадала вместе с насыщенными ею породами океанической коры и пелагическими осадками. Таким образом, во всех случаях вода в гидротермальные месторождения поступает все-таки из гидросферы, т. е. является экзогенным реагентом.

С появлением новой геологической концепции — тектоники литосферных плит открылись новые подходы к объяснению механизмов обогащения земной коры рудными элементами, карбонатными и кремнеземистыми породами. Выяснилось, что основная масса эндогенных полезных ископаемых в континентальной коре могла формироваться только благодаря действию многоступенчатого процесса обогащения коры рудными элементами. При этом первая ступень обогащения земной коры рудными элементами происходит в рифтовых зонах на океаническом дне.

В гидротермальных системах рифтовых зон в океаническую кору и гидросферу выносятся гигантские массы эндогенного вещества, в том числе халькофильных рудных элементов и кремнезема, формируются сульфидные проявления цинка, меди, свинца и других металлов. Помимо гидротермального

обогащения океанической коры рудными элементами, в ее пизах, на контакте габброидов с дунитами и перидотитами, обычно возникают залежи магматогенных полосчатых хромитовых руд. Их происхождение связано с прямой дифференциацией мантийного вещества непосредственно в магматическом очаге под рифтовыми зонами.

Вторая ступень обогащения континентальной земной коры как литофильными, так и рудными элементами происходит в зонах поддвига плит под островные дуги и активные окраины континентов за счет их выноса из океанической коры. Мобилизация рудных элементов и их перенос в континентальную кору происходит благодаря процессам дегидратации и переплавления в зонах поддвига плит пород океанической коры и затаянутых в эти же зоны пелагических и терригенных осадков. При этом освобождается много связанной в гидросиликатах воды и возникают мощнейшие горячие и минерализованные флюидные потоки, переносящие с собой в континентальную кору большое количество прежде рассеянных элементов.

Третья ступень обогащения земной коры элементами связана с экзогенными процессами выветривания и накопления осадков, часто протекающими с активным участием живых организмов и растений. Эти процессы чрезвычайно сильно влияют на перераспределение элементов в пределах самой земной коры. Обычно седиментогенез сопровождается интенсивной дифференциацией вещества. Яркими примерами служат осадочные толщи фосфоритов, карбонатов, песчано-глинистых и других дифференцированных отложений, обладающих специфической минерализацией.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ВО ВРЕМЕНИ

Весьма интересным и важным с научно-практической точки зрения является вопрос оценки продуктивности отдельных эпох по полезным ископаемым. Как, например, сравнивать между собой продуктивность золотоносных и железорудных месторождений? Или, скажем, запасы меди и тантал-ниобиевых руд? В тоннах ли? Но запасы этих полезных ископаемых несоизмеримы. Учитывая это, мы приняли стоимостное выражение разведанных запасов для оценки минерального потенциала различных геологических эпох. Очевидно, что в таком виде распределение запасов каждого из видов полезных ископаемых в Земле, например, золота, должно быть полностью подобным его количественному распределению в тоннах. То же относится и к другим видам полезных ископаемых данного типа, а также и к их сумме (во всяком случае, на качественном уровне). Припаятая нами стоимостная оценка распределений полезных ископаемых, наряду с метрической, в общих чертах должна правильней отражать действительную картину.

Мы понимаем всю приближенность и условность наших расчетов, но все-таки они, по нашему мнению, отражают общую тенденцию эволюции накопления полезных ископаемых. Отдельно и для контроля мы рассчитали запасы и добычу золота, железа и ряда других элементов в тоннах. Все конкретные данные по запасам и стоимости полезных ископаемых черпались из справочника. В результате удалось хоть и косвенно, но с единых позиций выявить общие черты в распределении однотипных месторождений и принципиальные различия в распределениях сидерофильных и халькофильных полезных ископаемых (Старостин, 2004) (рис. 1.11, 1.12).

Так, оказалось, что в архее металлогенический потенциал группы сидерофильных полезных ископаемых не был высоким и стал возрастать лишь в самом конце архея в связи с началом процесса формирования земного ядра. Зато в раннем протерозое эта группа металлов уже формирует значительный стоимостной и количественный максимум в интервале возрастов 2,8–2,0 млрд лет с пиком около 2,45 млрд лет, приходящимся на начало раскола Моногеи и близким по времени к моментам внедрения уникальных раннепротерозойских мантийных расслоенных интрузий (Бушвельдского массива, Великой Дайки и других аналогичных им интрузий).

В это же время формируются основные мировые ресурсы железных руд, титана, хрома, ванадия и золота, возникших после образования суперконтинента Моногея (2,6–2,1 млрд лет назад) (рис. 1.13, 1.14, 1.15). Второй

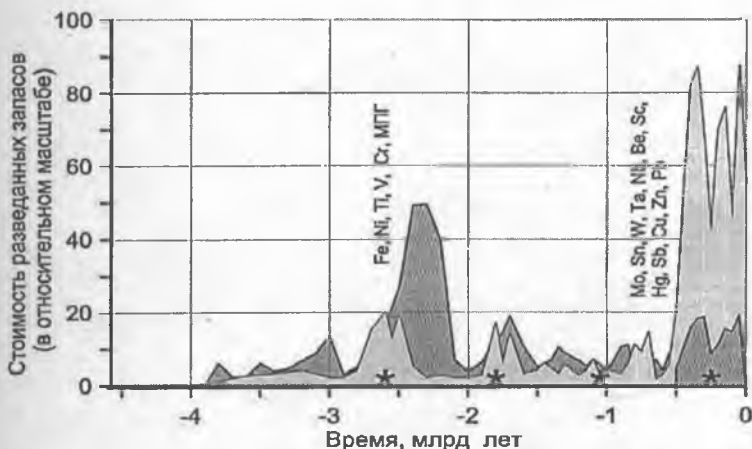


Рис. 1.11. Распределение стоимостных характеристик полезных ископаемых в истории

Земли по типам месторождений: полезные ископаемые сидерофильных элементов представлены кривой с темной заливкой; распределение месторождений халькофильных элементов характеризуется кривой со светлой заливкой; звездочками отмечены моменты формирования суперконтинентов: Моногеи, Мегатеи, Мезогей и Пангеи

Металлогенический потенциал халькофильных элементов в архее был исключительно низким, и лишь в самом конце архея — начале раннего протерозоя во время формирования первого суперконтинента Моноген он поднялся до 20 % в стоимостном измерении. Следующий всплеск халькофильной металлогении приходится на момент образования Мегатетиса, а третий — на время формирования Лавразии и Гондваны (после распада Мезогеи). Наконец главный и очень значительный максимум формирования халькофильных месторождений приходится на фанерозой. При этом подавляющее большинство халькофильных месторождений, как и в случае сидерофильных руд, в эту эпоху было связано с коровыми образованиями.

Очень показательны в этом отношении молибден и олово. Месторождения молибдена формировались главным образом в фанерозое, при этом масштабы его рудоформирования возрастают вплоть до настоящего времени, причем пик концентрации молибдена в его месторождениях еще не достигнут до сих пор. Так, из всех месторождений фанерозоя в палеозое сконцентрировано 9,3 %, в мезозое — 26,3 %, а в кайнозое — 64,3 % молибдена. В эндогенные месторождения молибден поступал в результате переработки и ассимиляции расплавами или растворами осадочных толщ, накопившихся на морских окраинах континентов или в эпиконтинентальных морях. Обычно такая переработка происходит многоступенчато и с различной интенсивностью. Максимальные концентрации молибдена обычно приходятся на гидротермальные месторождения медно-молибденовых формаций в вулканоплутонических комплексах островных дуг и активных окраин континентов молодых складчатых поясов.

Наибольшие скопления олова, как и молибдена, формировались в фанерозойских месторождениях. Так, его суммарное содержание в мезозойских месторождениях более чем на два порядка превышает содержания олова в архейских рудопроявлениях. Основная масса оловорудных месторождений фанерозоя залегает в ассоциациях лейкократовых гранитоидов и в россыпях, возникших при разрушении этих же гранитоидов. На процессы формирования месторождений полезных ископаемых, безусловно, должен был влиять металлогенический потенциал мантии. Вместе с тем, в процессах накопления в земной коре тех или иных элементов и соединений большую, а иногда и определяющую, роль играют процессы рециклинга коры, связанные с выветриванием более древних магматических и метаморфических пород, осадконакоплением продуктов их разрушения и последующей (повторной) магматической переработкой образовавшихся осадков в зонах субдукции.

Одним из первых подробно рассмотрел проблему регенерации древних рудных скоплений в более молодых месторождениях Г. Шнейдерхеп (1958). Он выделил вторично-гидротермальные, метаморфно-мобилизованные и регенерированные месторождения. Речь идет практически обо всех видах полезных ископаемых, которые под влиянием экзогенных, деформацион-

ных и поздних эндогенных процессов растворялись, переносились и перетлагались в более отдаленные области, принадлежащие к более высоким структурным и стратиграфическим горизонтам.

Подробно проблему источников рудного вещества рассмотрел А. И. Кривцов (1989), который считает, что регенерационное рудообразование, поглощение и усвоение продуктов предшествующих металлогенических эпох процессами последующих реально существует и заслуживает более углубленного изучения. Процессы рециклинга могут приводить к весьма существенным локальным обогащениям земной коры отдельными элементами и соединениями, и чем больше таких циклов произойдет, тем большим может оказаться такое обогащение. При этом следует учитывать, что сам процесс рециклинга не увеличивает общей массы полезных ископаемых в земной коре, а только перераспределяет их запасы от более древних образований к более молодым. По этой причине более поздние рудные месторождения такого типа одновременно могут оказаться и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число рециклингов. Наиболее яркими примерами такого рода полезных ископаемых являются молибден и олово, о которых мы упоминали выше. Аналогичная ситуация наблюдается с редкометалльной металлогенией, золотом, сульфидами Pb и Zn, железом и другими видами минерального сырья.

Очевидно, что эффект накопления i -го полезного компонента при рециклинге должен быть пропорционален общей массе m_i этого компонента в земной коре и времени его накопления t . В дифференциальной форме эту зависимость можно записать в виде

$$dm_i = m_i \cdot \lambda \cdot dt, \quad (12)$$

где $\lambda = 1/\tau$ — коэффициент пропорциональности, обратно пропорциональный времени (константа λ обозначает, какая часть полезных ископаемых данного типа переотлагается за единицу времени по отношению к общим запасам); τ — период (постоянная времени) рециклинга. Решением уравнения (12) является выражение

$$m_i = m_{0i} \cdot e^{-\lambda t}, \quad (13)$$

где m_{0i} — общая масса в земной коре данного вида полезного ископаемого.

Следовательно, суммарная масса полезного ископаемого данного возраста должна складываться из поступивших к этому времени в земную кору полезных компонент из мантии и дополнительного обогащения месторождений благодаря рециклингу вещества самой коры. Скорость поступления химических элементов и соединений из мантии определяется эволюцией

ее состава. Очевидно, что скорость накопления сидерофильных элементов в земной коре m_{sf_α} должна быть пропорциональной общей массе (концентрации) свободного железа в конвектирующей мантии $m(Fe)_m$ и эффекту рециклинга, определяемому выражением (13)

$$m(sf)_\alpha = \alpha \cdot m(Fe)_m + m_0 \cdot e^{it}, \quad (14)$$

где α — коэффициент пропорциональности, зависящий от масштаба представления графиков.

При сравнении выражения (14) с распределением сидерофильных полезных ископаемых (по их стоимостному выражению) наилучшее осреднение получилось при проведении графика концентрации железа в мантии $m(Fe)$ вблизи максимума раннепротерозойского пика их накопления, а также $m_0 = 20\%$, и $\tau = 600$ млн лет, где параметр τ можно рассматривать как период развития рециклинга.

Близкое к сидерофильным полезным ископаемым распределение наблюдается и для месторождений золота, хотя в отличие от предыдущего случая запасы золота здесь представлены не в стоимостном, а в количественном (массовом) выражении прямых запасов. Для распределения золота наилучшее совпадение теоретической кривой (14) с эмпирическими данными получается при $\tau \approx 400$ млн лет.

Аналогичную процедуру можно выполнить и для распределения месторождений халькофильных элементов.

$$m(hf)_\alpha = \alpha \cdot m(FeS)_m + m_0 \cdot e^{it}, \quad (15)$$

При этом наилучшее совпадение зависимости (15) с эмпирическими данными происходит, когда теоретическая кривая концентрации халькофильных элементов $m(FeS)$ огибает первые три максимума эмпирического распределения, $\beta m_0 = 80\%$, а период рециклинга вдвое меньший, чем в случае месторождений сидерофильных элементов $\tau \approx 300$ млн лет.

По аналогии с распадом радиоактивных элементов можно ввести параметр периода «полупереотложения» полезных ископаемых

$$T = \tau \cdot \ln 2 = 0,693 \cdot \tau. \quad (16)$$

В этом случае время переотложения половины запасов сидерофильных полезных ископаемых равно $T(sf) = 416$ млн лет, для золота $T(Au) = 277$ млн лет, а для халькофильных элементов — $T(hf) = 208$ млн лет. Для сравнения приведем данные Р. Гаррелса и Ф. Маккензи (1974) по разрушению осадочных пород: по их данным, время полуразрушения эвапоритов приблизительно равно 200 млн лет, карбонатных пород — 300 млн лет, а сланцев и песчаников — около 600 млн лет.

Приведенные здесь данные о распределении полезных ископаемых, безусловно, являются весьма приближенными и не всегда уверенно привязанными к шкале времени. Тем не менее, найденные таким путем общие закономерности проявления сидерофильной и халькофильной металлогении, по-видимому, близко отражают их действительные эволюционные изменения в истории Земли. В частности, из проведенного анализа видно, что сидерофильные полезные ископаемые в максимальных объемах формировались только в раннем протерозое, после выделения земного ядра и первое время после этого момента.

В дальнейшем металлогенический потенциал сидерофильных полезных ископаемых резко снизился и вновь несколько повысился только в фанерозое за счет рециклинга земной коры и активизации рудного вещества более древних месторождений. Близким распределением характеризуются и запасы золота, за исключением лишь того, что металлогенические импульсы золота более узкие и резко выраженные. Поведение халькофильных элементов оказалось совершенно иным: их проявления в докембрии носили более умеренный характер, зато в фанерозое возникает резкий максимум суммарной массы месторождений халькофильных полезных ископаемых, также связанный с рециклингом, но проявленный значительно сильнее, чем у сидерофильных элементов. Последнее, вероятно, связано с тем, что сульфиды являются более подвижными соединениями, чем оксиды черных металлов.

Во всех вариантах плавные теоретические кривые как бы огибают «всплески» металлогении на эмпирических кривых. Связано это с тем, что теоретические зависимости (14) или (15) не учитывают цикличности развития нашей планеты, влияния океанов и климатов Земли на формирование месторождений полезных ископаемых. Тем не менее, цикличность развития Земли, проявленная в периодичности формирования суперконтинентов, неплохо соответствует и периодичности в распределении полезных ископаемых, как это будет видно чуть дальше на рисунках 2.1–2.5, на которых моменты формирования суперконтинентов отмечены звездочками. Так, всплески сидерофильной и золотоносной металлогении явно следуют за моментами формирования суперконтинентов и, по-видимому, соответствуют наиболее ранним импульсам их раскола (время существования суперконтинентов обычно не превышает 100–150 млн лет).

Максимумы халькофильных элементов в основном приходятся на моменты образования самих суперконтинентов, правда, третий импульс халькофильной металлогении пришелся не на момент образования Мезогеи, а на время обособления Лавразии и Гондваны. Такие особенности процессов рудонакопления, по-видимому, объясняются общей цикличностью развития земной коры, связанной с нестационарностью химико-плотностной конвекции в мантии. Судя по периодичности формирования суперконтинентов, основной период мантийных конвективных мегациклов близок к 800 млн лет. Но именно такая же цикличность проявилась и в процессах накопления

сидерофильных, золотоносных и халькофильных руд, характеризующихся первично мантийным происхождением. Отсюда видно, что помимо химического состава мантии, на формирование сидерофильных и халькофильных полезных ископаемых существенное влияние оказывала также цикличность развития конвективных процессов в этой же геосфере.

Итак, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в процессах накопления в земной коре тех или иных элементов и соединений большую, а иногда и определяющую, роль играют процессы рециклинга коры, связанные с выветриванием более древних магматических и метаморфических пород, осадконакоплением продуктов их разрушения и последующей (повторной) магматической переработкой образовавшихся осадков в зонах субдукции.

Процессы рециклинга могут приводить к весьма существенным локальным обогащениям земной коры отдельными элементами и соединениями. Чем больше циклов, тем большим может оказаться такое обогащение. Сам процесс рециклинга не увеличивает общей массы полезных ископаемых в земной коре, а только перераспределяет их запасы от более древних образований к более молодым. По этой причине более поздние рудные месторождения могут оказаться и более богатыми, поскольку их рудное вещество за время геологического развития Земли успевает пройти большее число рециклингов.

Наиболее яркими примерами такого рода полезных ископаемых являются молибден и олово. Аналогичная ситуация наблюдается с редкоземельной металлогенией, золотом, сульфидами свинца и цинка, железом и другими видами минерального сырья.

Сидерофильные полезные ископаемые в максимальных объемах формировались только в раннем протерозое, после выделения земного ядра и первое время после этого момента. В дальнейшем металлогенический потенциал сидерофильных полезных ископаемых резко снизился и вновь несколько повысился только в фанерозое за счет рециклинга земной коры и активизации рудного вещества более древних месторождений. Близким распределением характеризуются и запасы золота, за исключением лишь того, что металлогенические импульсы золота более узкие и резко выраженные. Поведение халькофильных элементов оказалось совершенно иным: их проявления в докембрии носили более умеренный характер, зато в фанерозое возникает резкий максимум суммарной массы месторождений халькофильных полезных ископаемых, также связанный с рециклингом, но проявленный значительно сильнее, чем у сидерофильных элементов. Последнее, вероятно, связано с тем, что сульфиды являются более подвижными соединениями, чем оксиды черных металлов.

Глава 2

ОБЩАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Общая металлогения позволяет выявить природу рудообразующих процессов и установить их связи и соотношения с другими геологическими явлениями. К наиболее важным относятся взаимоотношения металлогении с геохимией, магматизмом, осадконакоплением и тектоникой.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Современные представления о петрологических и геохимических основах металлогении связаны с трудами В. И. Вернадского, В. Гольдшмидта, А. А. Маракушева, Д. В. Рундквиста, А. И. Тугаринова, И. Костова и др.

Идею Д. Меррэя (1910) о концентрически-зональном строении земной коры, в пределах которой выделяются различные геосферы, развивал В. И. Вернадский (1934). Он выделял как геосферы, так и более сложные концентрические слои — земные оболочки, включающие по несколько геосфер. Особую роль В. И. Вернадский отводил земной коре, которая «...обладает в известной мере автаркией, представляет замкнутую, самодовлеющую систему».

В это же время (первая четверть XX века) В. Гольдшмидт распространил представление о концентрическом строении земной коры на всю Землю. Им описаны внешняя оболочка, промежуточные сферы и ядро. Все металлы были также разделены на пять групп: литофильные, халькофильные, сидерофильные, атмофильные и биофильные (табл. 2.1).

Литофильные элементы включают щелочные и щелочноземельные металлы: кремний, алюминий, бор. Они обладают высоким химическим сродством к кислороду и относительно низкой плотностью; входят в состав силикатов. Областью их распространения является верхняя оболочка Земли.

Халькофильные элементы — железо, медь, цинк, свинец, кадмий, мышьяк, сурьма, висмут и др. — более плотные, чем литофильные элементы, обладают повышенным химическим сродством к сере; широко развиты в сульфидной минеральной форме; распространены в промежуточных геосферах.

Таблица 2.1. Геохимическая классификация элементов (по В. М. Гольдшмидту)

Сидеро- фильные	Халькофильные		Литофильные	Атмо- фильные	Биофиль- ные
	в метеоритах	в земной коре			
Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, (Cu), Au, Re, (Mo), (W), N, P, (As), C, Ge, Sn, (Ga), (Hg)	Fe, S, Se, Te, (P), As, Sb, Bi, Zn, Cd, Cu, Ag, (Mn), (Cr), (V), (Ti), (Ca), (Mg), (Na), (K)	Fe, S, Se, Te, As, Sb, Bi, (Ge), (Sn), Pb, Ga, In, Tl, Zn, Cd, Hg, Cu, Ag, (Mn), Mo	Fe, O, (P), (C), (H), F, Cl, Br, J, Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, At, Sc, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Th, U, Si, Ti, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Cr, W, Mn, (Ga), (Sn)	H, C, H, O, Cl, Br, J, He, Ne, Ar, Kr, Xe	C, H, O, N, P, S, Cl, Br, J, B, Na, K, Mg, Ca, V, Mn, F, Co, Cu, Zn, Mo

Примечание. В скобках указаны элементы с промежуточными свойствами, для которых проявление сидерофильных, халькофильных или литофильных свойств является второстепенной, но геохимически важной чертой поведения.

Сидерофильные металлы — железо, никель, кобальт, молибден, платина и др. развиты в глубинных геосферах и ядре. Это наиболее плотные элементы, часто находящиеся в самородном состоянии. Сидерофильные элементы также отмечаются во внешних и промежуточных геосферах, но в рассеянном состоянии.

Из представлений В. Гольдшмидта следует, что одной из геосфер может быть рудосфера — слой, в пределах которого наиболее активно протекают процессы концентрирования полезных компонентов.

В 70-е годы XX столетия Д. В. Рундквист обосновал выделение глобальной рудосферы Земли, которая представлена «верхней частью земной коры, в пределах которой может происходить рудообразование». Мощность рудосферы в геологической истории колебалась в пределах 3–30 км в зависимости от теплового режима и контролировалась изотермой 600–700°C.

Согласно наиболее распространенным представлениям, с момента начала гетерогенной аккреции протопланетного вещества (4,8–4,6 млрд л. н. э.) происходит выравнивание геохимической неоднородности Земли, расслоение на оболочки различных порядков. В результате происходит постоянная (пульсационная), геохимическая дифференциация (в радиальном направлении). В конечном результате геохимическая неоднородность верхней мантии проявилась в образовании гигантских рудных поясов (Cu, Ag, Sn в различных секторах Тихоокеанского пояса и ряд других) и рудных провинций (Au — Сибири и Ю. Африки, Cu — Ц. Африки, Fe — Украинской щита и т.д.).

В процессе формирования земной коры происходила ступенчатая миграция порообразующих элементов в следующей последовательности:

- 1) первичная недеплетированная мантия, образуются протобазальты;
- 2) из мантии выносятся Mg, Ca, Fe, Na и привносится натрий, формируются вулканогенно-осадочные комплексы;

3) продолжается вынос — Mg, Ca, Fe и привнос Na, K, Si, Al, что приводит к образованию метадiorитовой формации серых гнейсов, образуются ранние архейские железные руды;

4) дальнейшая ступень этого же процесса завершается появлением гранитогнейсового слоя, расширением масштабов железнакопления и возникновением осадочного чехла, основной процесс — сиалитизация и демафитизация протокоры.

В позднем протерозое и фанерозое завершается становление вулканогенно-осадочного чехла нашей планеты.

Особый взгляд на магматическое фракционирование химических элементов высказал И. Костов (1984). Океаническая и континентальная протокоры представляют собой результат фракционирования мантийного вещества и продолжительной ступенчатой переработки, охватившей более 60 % времени существования Земли, отвечающего этапу максимальной дифференциации химических элементов, первоначально находившихся в мантии.

Протоматерия состоит из элементов, слагающих перидотиты и эклогиты (основные минералы — оливин, пироксен и гранат). При кристаллизации этих минералов в их структурную решетку входят совместимые элементы с близкими ионными радиусами и электроотрицательностью (Mg, Fe, Al и др.). Все остальные элементы относятся к категории несовместимых. Они либо фиксируются в породах в виде аксессуариев, либо транспортируются в более высокие горизонты земной коры совместно с летучими компонентами. Элементы с преобладанием малого или большого ионного радиуса, а также обладающие кристаллохимическими аномалиями выносятся из мантийных очагов и накапливаются в протоколе. Общая тенденция сводится к вытеснению несовместимых элементов из протоматерии и накоплению их в протоколе. Итак, протоматерия состоит из оливина, пироксена и граната. Кристаллизационная дифференциация породообразующих элементов наиболее четко описана классической схемой Боуэна: оливин — пироксен — амфибол — биотит.

В этом ряду происходит последовательное увеличение ионного радиуса элементов и возрастает количество H_2O . Синхронно возрастает степень вхождения несовместимых элементов в структуру минералов. В итоге наиболее обогащены ими амфибол и биотит.

Наиболее полно и последовательно петрологические основы металлогении проработаны А. А. Маракушевым (1976, 1979, 1998, 1999). По связи с различными магмами намечено три группы рудных элементов. 1. Основные и ультраосновные магмы: а) Cr, Ni, Pt (Os, Ir) — в гипербазитах; б) Fe, Ti, V — в габброидах; в) Cu, Ni, Pt, Pd — в базит-гипербазитовых комплексах; г) Fe, Cu, Au, Hg, Zn — в субмаринных базальтоидных формациях. 2. Кислые магмы: а) Cu, Zn, Pb, Ag характерны для колчеданно-полиметаллических серий; б) Sn, Pd, Cu, Zn, As, В — типичны для сульфидно-оловянных рудных формаций; в) Sn, W, Mo, Bi, Be, В, Ta, Nb — присущи кварц-касситеритовым

парагенезисам плутогенных гидротермальных месторождений; г) Zr, Hf, Th и циркон ассоциируют с пегматитами. 3. Щелочные магмы: а) Cs, Th — встречаются в монацитовых пегматитах; б) Nb, Ta, Ti, Cl, Sn, Be — пироксеновых пегматитах; в) Ti, Fe, Zr, Nb, Ta — в карбонатитах и г) P, Fe, Ti, TR тяготеют к апатитам.

ЛАТЕРАЛЬ-СЕКРЕЦИОННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Сущность их заключается в том, что сначала происходит первичное накопление рудного вещества в различных осадочных толщах. Затем в результате процессов метаморфизма, внедрения интрузивных тел и действия связанных с ними флюидов рудные компоненты переотлагались и концентрировались. Предполагается, что этот механизм начал действовать только с позднего архея. До этого времени в древнейшие блоки (3,6 млрд лет) внедрялись интрузии плагиогранитов, тоналитов, анортозитов. Температурный градиент этого времени был в 5 раз выше по сравнению с современным. Нет прибрежных и континентальных фаций. Они появляются только после всплывания протоконтинентов (после 3 млрд лет). Для позднего архея и раннего протерозоя характерны крупные месторождения Au, Ni, Cr, Pt с магматическими источниками вещества. Особая роль принадлежит коматиитам, с которыми ассоциируют медно-никелевые сульфидные ликвидационные руды.

В нижнем протерозое в больших масштабах формируются типично осадочные образования. Возникают уникальные месторождения U и с ними Au, Pt, Fe. Образуются огромные карбонатные серии, обогащенные Pb и Zn.

Особо следует отметить мощные толщи железистых кварцитов. Появился свободный кислород, произошел перевод двухвалентного Fe^{2+} в трехвалентное Fe^{3+} и вместо растворимых бикарбонатов возникли гидроокислы.

Появление на рубеже 2,3 млрд л карбонатных толщ с обилием органики стимулировало накопление сингенетичных Pb и Zn.

Для Sn и W предполагается в данной концепции более сложный путь. Сначала накопление их в продуктивных горизонтах терригенно-осадочным способом, а затем внедрение гранитоидов, ремобилизовавших древнюю минерализацию (А. А. Ковалев, 2010). Предполагается, что рудная зональность геосинклиналей отражает береговые очертания первоначального бассейна, а не формирует ореолы вокруг интрузий.

УРОВНИ ПИТАНИЯ РУДОНОСНЫХ СИСТЕМ

В настоящее время установлены следующие типы источников рудного вещества (в порядке их значимости): мантийные, коровые, коромантийные, внутрикоровые, космогенные и смешанные. При формировании рудных регионов, провинций и месторождений действуют рудоносные системы. Уровни их питания могут быть либо мантийными, либо внутрикоровыми, чаще всего смешанными. Мантийный уровень определен в результате

изучения мантийных пород, вынесенных кимберлитовой и базальтовой магмой. По данным А. Д. Щеглова, Н. Л. Добрецова, Ф. А. Летникова и др. сделан вывод о том, что огромная масса рудного вещества поступала с глубин 50–600 км.

А. Д. Щеглов и И. Н. Говоров (1985) наметили следующую вертикальную зональность рудоносных систем (сверху вниз): 1) гипербазиты, пироксениты — Ti, Nb, F, Sn, S, Se, Te, Ag; 2) лерцолиты, пироксениты, эклогиты — Au, Ag, S, Sn, Ni, Cu, Pt, Pd, Ir, Os; 3) гарцбургиты, дуниты, перидотит, верлиты — Cr; 4) Mg-Fe эклогиты, пироксениты — P, F, Au, Ag, Zn, S, Te, Cu, Mn, Sb, As, U, Ni, Cr, Co, Pt, Pd, Be, B; 5) гроспидиты, коэситовые и магнезиальные эклогиты, пироксениты (> 470 км) — W, Mo, Re, Ta, Nb, Th, Ti, Os, Ir, Ru. Мантийные месторождения чаще всего образовывались в древние эпохи и в ранние стадии поздних циклов мобильных поясов в зонах глубинных разломов. К типично мантийным многие относят: а) базальтоидные субмаринные колчеданные месторождения; б) оруденение архейских зеленокаменных поясов — Fe, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Au; в) кимберлитовые месторождения алмазов и ряд других.

Внутрикоровый уровень. Здесь выделяются четыре этажа (снизу вверх). Нижний — прото- и метабазальтовый. Здесь развиты габбро-плагиогранитовые, диоритовые и андезитовые формации с Fe, Ti, Mn, Cr, V, Cu, Ni, P, Co, Pb, Au и др. элементами. Средний — метадiorитовый — Cu, Pb, Zn, Mo, Sn, V, Au, As, Bi, Ag. Для него характерны гранитоидные магмы, ассоциирующие с вулканоплутоническими поясами континентов и первыми терригенными сериями. Цокольный — метагранитный. Генерируются гранитоидные кислые и ультракислые формации с Mo, Sn, W, Be, Ta, Nb, Li, U, TR и др. Верхний — вулканогенно-осадочный — вмещает первичные и вторичные геологические формации. В его пределах развиты руды мантийного и корового уровней. Господствуют экзогенные источники оруденения. В глобальном плане происходит нарастание рудной концентрации от второго этажа к четвертому за счет последовательной регенерации более древней минерализации.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

В начале 70-х годов возникло учение о рудных формациях в качестве самостоятельного научного направления, подобного учению о геологических, и прежде всего, магматических формациях. Его создателем был Валерий Алексеевич Кузнецов. Значительный вклад в учение внесли А. А. Сидоров, В. Н. Козеренко, Д. И. Горжевский, Р. М. Константинов, Ю. А. Билибин, А. Д. Щеглов и др.

Учение о формациях — область геологических знаний, используемая при тектоно-металлогеническом анализе крупных территорий, прежде всего для выявления и оценки месторождений полезных ископаемых,

ассоциирующих с осадочными, магматическими и метаморфическими породами. Геологические формации — это естественные комплексы парагенетически связанных во времени и пространстве горных пород и минеральных месторождений, исследуемых литологией, петрологией и тектоникой. Формации выделяются эмпирически, т. е. на основании многократной, статистически установленной повторяемости определенных парагенезисов пород в аналогичных структурах.

Выделяются следующие группы геологических формаций по отношению к процессам оруденения: 1) рудогенерирующие геологические формации, промышленные скопления минерального вещества в них являются естественной частью формации; 2) рудоносные: в составе формаций могут быть промышленные скопления минерального вещества, но генетическая природа их не ясна; 3) рудообразующие: представляют собой источник энергии и вещества при рудообразовании; 4) рудовмещающие: содержат продукты рудогенеза иных эпох.

Близким по смыслу к геологической формации, но относящимся к категории рудогенеза является представление о рудной формации, под которой следует понимать естественное сообщество рудных образований, объединяемых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главных рудных минералов и тектоно-магматическими условиями проявления, а также близкими особенностями развития рудного процесса.

Рудные месторождения представляют собой конкретные формации на основании ряда признаков, важнейшими из которых являются — формирование близких по минеральному составу месторождений в сходных тектоно-магматических условиях, определяемых единством тектонического режима, существовавшего в конкретном регионе при образовании месторождений. Они не могут быть конвергентными. Рудные формации определяются главнейшими минеральными парагенезисами и геологической обстановкой, влияющей на текстурно-структурные и другие особенности руд.

Название формаций следует из состава ведущих минералов, рудных элементов и генезиса руд, как, например, медно-никелевая сульфидная магматическая, магнетитовая скарновая, редкоземельная пегматитовая, вольфрамово-молибденовая грейзеновая, сульфидно-касситеритовая гидротермальная, колчеданно-полиметаллическая, свинцово-цинковая, телетермальная и т. д. Рудная формация — основная единица генетической классификации рудных месторождений. Категорией более крупного масштаба — парагенезисом родственных рудных формаций — является ряд. Наборы, или ряды, рудных формаций объединяются в серии, которые определяют металлогенический тип рудных районов и провинций.

А. А. Сидоровым разработана концепция базовых рудных формаций. Базовая формация — это иерархическое начало рудноформационного ряда, построенного в соответствии с общими принципами рудообразования: от сложных комплексных месторождений к простым, предельно диффе-

ренцированным, до монометалльных включительно. Последние являются конечными (завершающими) членами ряда. Вместе с тем, базовая формация в полихронном ряду по мере выявления более многокомпонентных и более древних месторождений может утратить свое начальное положение.

Рудноформационный ряд обосновывается стадийностью (этапностью) рудоотложения. При этом месторождения базовой формации либо надстадийны (рудное вещество наиболее слабо дифференцировано), либо характеризуется рудами с максимальным количеством стадийных минеральных ассоциаций. В месторождениях рудных формаций, завершающих ряды, количество минеральных ассоциаций минимально. Эта концепция позволяет в качестве важнейших классификационных единиц использовать крупные месторождения, которые ранее рассматривались в качестве явлений исключительных (полиформационных). В связи с этим существенное значение в металлогении приобретает рудноформационный анализ, который способствует выявлению геолого-генетических моделей месторождений и открывает возможности выяснения межформационных взаимоотношений.

Данные о закономерной смене оруденений различных типов на глубине явились основой для представлений о ярусности оруденения, которая существенно влияла на содержание формационного анализа. Наиболее распространенные классификации разделяют рудные формации на осадочные, магматические и магматогенные, метаморфические и метаморфогенные. Они приняты в большинстве вузовских учебников, хотя подобное деление весьма условно, так как осадочные месторождения, например, редко встречаются в чистом виде. Обычно это осадочно-метаморфические, осадочно-гидротермальные и даже метаморфогенно-гидротермальные. Выделение гидротермальных месторождений в самостоятельную группу формаций привело к тому, что все крупные месторождения оказываются полиформационными.

Многие исследователи выделяют в пределах каждого крупного месторождения несколько рудных формаций. Вместе с тем, именно эти крупнейшие рудные образования должны бы представлять самостоятельные классификационные единицы — рудные формации. Также, как магматические и прочие геологические формации, они различаются по составу и характеру строения. Колчеданные, порфировые, медно-никелевые сульфидные залежи отвечают всем требованиям вполне индивидуальных рудных формаций. Как правило, перечисленные месторождения сопровождаются генетически родственными жильными месторождениями-сателлитами. Их относят: к корням колчеданных залежей, к непорфировым рудам порфировых месторождений, к жильным дериватам сульфидных залежей. В случае отсутствия связи с базовыми месторождениями эти образования выделяли как самостоятельные рудные формации.

Таким образом, месторождения вкрапленных сульфидных руд представляют широко распространенные в природе базовые рудные формации

и определяют минералого-геохимический состав всего рудноформационного ряда. Они сравнительно немногочисленны (от 10–12 в крупных рудных провинциях до 1–3 в рудном районе). При этом важно ввести понятия простого и сложного (полихронного) рядов. Простой ряд, типа медно-порфирового, характеризуется тесными близкими во времени парагенетическими связями рудных формаций с едиными источниками рудного вещества. В сложном ряду рудные формации связаны как генетически через регенерацию ранних образований, так и парагенетически.

Рудноформационная систематика В. А. Кузнецова (1988) основана на генетических связях магм и оруденения, что часто чрезмерно упрощает реальный полигенный и полихронный процесс рудообразования. Так, по В. А. Кузнецову, генетический или парагенетический ряд эндогенных рудных формаций связан с одной магматической формацией или ее частью (магматическим комплексом), а генетическая серия включает один или несколько рядов рудных формаций, объединенных по признаку их связи с определенными типами магм и различными источниками рудного вещества. Подобный подход вполне приемлем для расслоенных интрузий, в которых концентрация металлов связана с гравитационным эффектом в базит-ультрабазитовых магмах.

Гранитоидные магмы характеризуются рассеянным (акцессорным) характером рудных компонентов и в большинстве случаев не являются значительным их источником, что подтверждается нерудоносностью или слабой рудоносностью подавляющего большинства интрузивов кислого, среднего и даже щелочного состава. Более того, на всех крупных рудных месторождениях, обнаруживающих какие-либо связи с гранитоидными интрузивами, как правило, при детальном исследовании выявляется догранитоидное оруденение, аналогичное рудам этих месторождений. Именно поэтому состав руд крупных месторождений обычно не обнаруживает корреляции с составом гранитоидных магм, несмотря на многочисленные попытки выявить такую закономерность.

Наиболее эффективными источниками рудного вещества представляются зоны тонкой сульфидизации и наноминерализации. Вместе с тем, массивные руды даже при многократном метаморфизме переотлагаются в пределах небольших интервалов в виде сравнительно бедных регенерированных месторождений (Шнейдерхен, 1957). После работ С. С. Смирнова стала очевидной роль вулканогенных поясов в рудообразовании. И как следствие — гипертрофированные представления о подкоровых источниках рудного вещества. Элементы однородности минералообразования в пределах планетарных вулканогенных поясов воспринимались в качестве доказательств мантийной природы источников рудного вещества. Но рудноформационный анализ и результаты изотопных исследований руд и пород вновь утвердили представления о преимущественно коровых источниках рудного вещества, а также о разнообразии. Однородности же были объяснены конвергентными проявлениями эпитермальных гидротермальных систем, связанными с родственными РТ-условиями вулканогенного минералообразования (Сидоров, 1998).

На материалах месторождений Сибири и Дальнего Востока В. А. Кузнецов предложил одну из первых систематик эндогенных рудных формаций (табл. 2.2). Им были выделены следующие ряды.

Таблица 2.2. Генетические серии и ряды эндогенных рудных формаций (по В. А. Кузнецову)

Генетические серии рудных формаций, связанные	Генетические ряды рудных формаций, связанные	Рудная формация	Район развития
I. С ультраосновными мантийными магмами	С альпинотипными гипербазитами	Хромитовая магматическая Хризотил-асбестовая Тальковая	Алтае-Саянская область, Урал, Кавказ
	С ультраосновными щелочными интрузиями и кимберлитами	Редкоземельная карбонатитовая Апатит-магнетитовая Нефелиновая Алмазная	Сибирская платформа, Кольский полуостров
II. С основными базальтоидными подкорковыми и магмами	Со спилит-кератофировыми и другими вулканическими формациями геосинклиналей	Медноколчеданная Колчеданно-полимсталлическая Гематитовая вулканогенно-осадочная Марганцевая вулканогенно-осадочная Медно-цеолитовая	Алтае-Саянская область, Урал, Северный Казахстан
	С базитовыми интрузивными комплексами габбро-плагиигранитной группы геосинклиналей	Титаномагнетитовая Медно-никелевая сульфидная магматическая Магнетитовая скарновая Медноколчеданная Кварцево-золоторудная	Алтае-Саянская область
		Платиновая магматическая Титаномагнетитовая магматическая Магнетитовая магматическая Магнетитовая скарновая Меднорудная скарновая	Урал
		Титаномагнетитовая магматическая Магнетитовая скарновая Мышьяково-кобальтовая гидротермальная	Герциниды Алтая
	С трапповыми комплексами платформ	Титаномагнетитовая магматическая Магнезиально-магнетитовая скарновая Медно-никелевая сульфидная Свищово-цинковая гидротермальная Исландского шпата	Сибирская платформа

Продолжение табл.

Окончание табл. 2.2

Генетические серии рудных формаций, связанные	Генетические ряды рудных формаций, связанные	Рудная формация	Район развития
II. С основными базальтоидными подкоровыми магмами	С малыми интрузиями базальтоидов в областях активизации древних складчатых платформ	Золото-серебряная гидротермальная Флюоритовая гидротермальная Сурьмяно-вольфрамовая Ртутная	Восточное Забайкалье
		Свинцово-цинковая Блеклых руд Флюоритовая Ртутная	Алтае-Саянская область
III. С гранитоидными внутрикоровыми магмами	С формацией гранитных батолитов	Слюдяная пегматитовая Редкометаллическая скарновая Железорудная скарновая Редкометаллическая альбититовая и грейзеновая Кварц-касситеритовая Кварц-вольфрамит-молибденитовая Кварц-золоторудная и др.	Алтае-Саянская область, Верхояно-Колымская область
	С формацией гранитоидных батолитов пестрого состава	Магнетитовая скарновая Вольфрамово-молибденовая скарновая Золоторудная скарновая Кварцево-золоторудная гидротермальная и др.	Алтае-Саянская область, Казахстан
IV. С мантийно-коровыми смешанными магмами орогенных структур	С вулканическими формациями базальт-андезит-липаритового ряда орогенных структур	Свинцово-цинковая гидротермальная Золото-баритовая Золото-серебряная Золото-висмут-теллуровая Мышьяковая (реальгаровая) Ртутная (оплитовая) Самородной серы	Закарпатская область, Мал. Кавказ, Камчатско-Курильская область
	—	Олово-полиметаллическая Оловянная риолитовая Золото-серебряная Ртутная оплитовая	Охотско-Чукотский вулканический пояс
	С габбро-диорит-гранитной серией интрузий орогенных структур	Магнетитовая скарновая Медная скарновая Арсенидно-кобальтовая гидротермальная	Мал. Кавказ, Алтае-Саянская область, Приморье

Генетические серии рудных формаций, связанные	Генетические ряды рудных формаций, связанные	Рудная формация	Район развития
IV. С мантийно-коровыми смешанными магмами орогенных структур	С самостоятельными малыми интрузиями основных магм поздних стадий развития орогенных структур	Колчеданно-полиметаллическая Баритово-полиметаллическая Золото-сульфидная Кварцево-золоторудная	Салаир, Рудный Алтай
	С формацией субвулканических гранитов	Вольфрамовые грейзеновая и скарновая Медно-молибденовая Свинцово-цинковая скарновая Бороносная скарновая Кварцево-касситеритовая Сульфидно-касситеритовая	Приморье
	С субщелочными комплексами	Нефелиновая магматическая Редкоземельная альбититовая Пироксено-цирконовая гидротермальная и др.	Восточная Тува и др.
V. С внемагматическими источниками	—	Кварцево-золоторудная метаморфогенно-гидротермальная Стратиформных месторождений свинцово-цинковых руд Медистых песчаников Ртутная телетермальная	Ленский рудный р-н, Каратау и др., Удокан и др.

I. Серия формаций, связанных с ультраосновными мантийными магмами. Они представлены двумя рядами. Первый связан с альпинотипными гипербазитами и включает хромитовую магматическую; хризотил-асбестовую; тальковую формации. Второй ассоциирует с ультраосновными щелочными интрузиями, кимберлитами и лампроитами, которые развиты в зонах активизации древних платформ. Здесь формируются следующие формации: редкоземельная карбонатитовая; апатит-магнетитовая; нефелиновая; алмазная.

II. Серия рудных формаций, связанная с основными базальтоидами магмами и состоящая из четырех рядов. Первый вулканогенный и вулканогенно-осадочный ряд, ассоциирующий с базальт-риолитовой вулканогенной формацией. В его составе выделяются такие формации как медноколчеданная, колчеданно-полиметаллическая, гематитовая, марганцевая, медно-цеолитовая. Второй ряд связан с основными базальтовыми интрузивными комплексами габбро-плагитогранитной группы. Установлено, что в каждой металлогенической провинции состав формаций в его составе значительно варьирует. Так, в Алтае-Саянской провинции титаномagnetитовая магматическая формация в расслоенных габбровых массивах содержит следующие рудные формации: сульфидную медно-никелевую; magnetитовую скарновую; медноколчеданную, кварцево-золоторудную. В зеленокаменной полосе Урала в аналогичной магматической формации находятся платиновая магматическая, ассоциирующая с габбро-пироксенит-дунитовым комплексом; титаномagnetитовая магматическая; magnetитовая магматическая; magnetитовая скарновая и медная скарновая.

В герцинидах Рудного и Горного Алтая с габбровой магмой ассоциируются формации: титаномagnetитовая магматическая и мышьяково-кобальтовая гидротермальная. Третий ряд связан с трапповыми магматическими комплексами и состоит из формаций: титаномagnetитовой магматической, магнезиально-magnetитовой скарновой, медно-никелевой (с Pt) сульфидной, свинцово-цинковой в карбонатных толщах платформенного чехла и islandского шпата. Четвертый ряд приурочен к самостоятельным малым интрузивным базальтоидам в областях тектоно-магматической активизации складчатых систем и древних платформ. Он включает формации: Au-Ag гидротермальную, флюоритовую гидротермальную; сурьмяно-вольфрамовую и ртутную.

III. Серия рудных формаций, связанных с внутрикоровыми гранитоидными, существенно палингенными магмами.

Эти магмы привели к образованию двух рядов. Один связан с магматической формацией гранитных батолитов и включает формации редкометалльных слюдяных пегматитов; редкометалльную скарновую и magnetитовую скарновую; редкометалльную альбититовую и грейзеновую. Гидротермальные: кварц-касситеритовую, кварц-вольфрамит-молибденитовую, кварц-золоторудную и др. Второй ряд связан с гранитными батолитами пестрого состава. В нем намечены три скарновые формации: magnetитовая, вольфрамо-молибденовая, золото-сульфидная и кварцево-золоторудная гидротермальная.

IV. Серия рудных формаций, связанных с мантийно-коровыми смешанными магмами. Оруденение ассоциирует со сложными по составу базальт-андезит-диоритовыми группами вулканических формаций и габбро-диорит-гранитными сериями интрузивных формаций. Магмы возника-

в базальтовом слое и затем проникали в осадочно-метаморфическую оболочку земной коры. Эта серия состоит из пяти рядов. Первый связан с группой вулканических формаций базальт-андезит-липаритового ряда. Рудные формации: свинцово-цинковая, золото-баритовая, золото-висмут-теллуровая, мышьяковая (реальгаровая), ртутная (опалитовая), самородной меди. Для Охотско-Чукотского вулканического пояса состав ряда иной: олово-полиметаллическая, оловянная риолитовая, золотосеребряная, ртутная (опалитовая), медная порфировая, медно-молибденовая. Второй ряд ассоциирует с габбро-диорит-гранитной серией интрузий. Он характеризуется формациями: магнетитовой и медной скарновыми, арсенидно-кобальтовой гидротермальной, кварцево-касситеритовой, сульфидно-касситеритовой, магнетит-гематитовой скарновой, арсенидно-медно-кобальтовой и флюорит-барит-сидеритовой. Третий ряд приурочен к малым интрузиям, производным основных магм. Для него типичны гидротермальные рудные формации: колчеданно-полиметаллическая, барит-полиметаллическая, золото-сульфидная и кварц-золотая гидротермальные. Четвертый ряд связан с магматическими формациями субвулканических гранитов. Он представлен формациями: вольфрамовой грейзеновой, вольфрамовой скарновой, свинцово-цинковой скарновой, бороносной (дадолитово-данбуритовой скарновой), медно-молибденовой, редкометалльной альбититовой, кварцево-касситеритовой, сульфидно-касситеритовой и др. И последний пятый ряд ассоциирует с субщелочными и щелочными магматическими комплексами и включает нефелиновую магматическую; редкоземельную альбититовую и пироклор-циркониевую гидротермальную формации.

ФЛЮИДОДИНАМИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Одной из удивительных особенностей геологической науки является автономное развитие вот уже более 100 лет двух ее, казалось бы, взаимосвязанных ветвей — рудной и нефтегазовой. Опираясь одной и той же или близкой по смыслу специальной терминологией (бассейны, стадии, растворы-флюиды, температуры, давления, pH и Eh среды, законы фильтрации), а также исследуя объекты, расположенные часто в пределах одних и тех же региональных структур, геологи-рудники и геологи-нефтяники, тем не менее, шли своими обособленными путями.

Достижения наук о Земле, особенно во второй половине XX века, настолько расширили наши представления о процессах концентрации и рассеивания минеральных веществ в земной коре, что стало очевидным единство многих фундаментальных законов, контролирующих генерацию, миграцию и аккумуляцию промышленных объектов металлического, неметаллического и углеводородного сырья.

Более 90 % фундаментальных научных достижений в геологии приходится на XX век. Одним из обстоятельных примеров анализа развития учения о рудных месторождениях является последняя книга академика В. И. Смирнова «Плутонизм и нептоунизм...» (1987). Подробно эти же вопросы рассматривались А. М. Сечевицей (1976). Применительно к нефти и газу следует отметить работы И. О. Брода (1965), Н. Б. Вассоевича (1967) и ряда других. В них на основании новых материалов исследована эволюция представлений о природе процессов, приводящих к появлению крупных скоплений минерального вещества.

Осмысливание особенностей истории развития взглядов пройденного и разработка новых гипотез, концепций и парадигм — насущная потребность любой науки, в том числе такой фундаментальной, как геология. Итоговые обобщения возникают обычно в двух случаях: при появлении принципиально новых фактических данных, которые следует увязать как между собой, так и с опытом прошлого, или в связи с такими рубежами, как окончание столетия. Сейчас, в связи с началом XXI века, опять появилась потребность осознать результаты развития различных разделов геологических наук, что мы и собираемся сделать в сравнительном плане применительно к направлениям, связанным с рудными и нефтегазовыми полезными ископаемыми. Эти два направления обособились в важные разделы геологии и в силу своего огромного экономического значения превратились в фундаментальные «учение о нефти» и «учение о рудах».

Возникновение геологии полезных ископаемых приходится на вторую половину XVIII века и связано, в первую очередь, с такими именами, как М. В. Ломоносов (1750, 1763) и Д. Геттон (1795). Уже эти ученые высказывали идеи об общности механизмов рудо- и нефтеобразования, связанных с взаимодействием эндогенных («жар Земли») и экзогенных сил и процессов.

Однако развитие взглядов на формирование и размещение рудных и углеводородных полезных ископаемых пошло по двум независимым и практически не пересекающимся путям. Это первый парадокс параллельности их развития, который обусловлен тремя обстоятельствами: различиями в физическом состоянии (флюидное — нефти и газа, твердое — у большинства рудных полезных ископаемых); характером залегания, а также методическими приемами, используемыми при их разведке: глубокое бурение и сейсморазведка на нефть и газ, геокартирование, мелкое бурение и горные выработки на рудные полезные ископаемые.

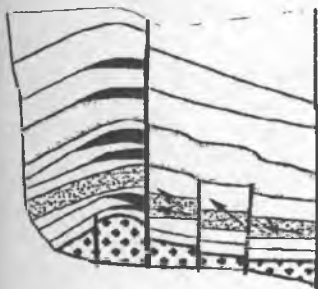
Еще один парадокс развития рассматриваемых разделов геологии связан с общностью развития науки, он заключается в борьбе двух как бы взаимоисключающих, противостоящих друг другу подходов. В рудной геологии это борьба плутонистов и нептоунистов, прекрасно описанная в книге В. И. Смирнова (1987). В геологии нефти и газа — это противостояние так называемых органиков и неоргаников (Вассоевич, 1986). Другими

словами, как в рудной, так и в нефтегазовой геологии стремление познать истину проходило в противопоставлении двух начал, в основу которых был положен примат или эндогенной энергии, или внешней — экзогенной.

Третий парадокс развития учений о нефти и рудах заключен в терминологической общности описания процессов рудо- и нефтеобразования, возникшей вне какой-либо зависимости друг от друга. Так, в рудном ряду используются такие понятия, как «рудный расплав», «рудная магма», «инфильтрационные растворы», «магматический очаг», «газово-жидкий раствор», «магматическая сфера», «рудосфера». В нефтегазовой геологии употребляются: «углеводородный раствор», «углеводородные флюиды», «нефтегазовый очаг», «очаг углеводородообразования», «углеводородная сфера».

Оба направления используют понятия «генерации полезного ископаемого», его «миграция и аккумуляция», «конденсация», «пульсация». Для характеристики процессов рудообразования и нефтегазообразования применяются одни и те же словосочетания: эти процессы полихронны, полигенны и полистадийны (Н. Б. Вассоевич, В. И. Смирнов), а также термины «многофакторность» и «многоликость» (рис. 2.1). Все эти обстоятельства не случайны и свидетельствуют о генетической общности процессов, приводящих к созданию месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа.

Нефтяные месторождения



Рудные месторождения

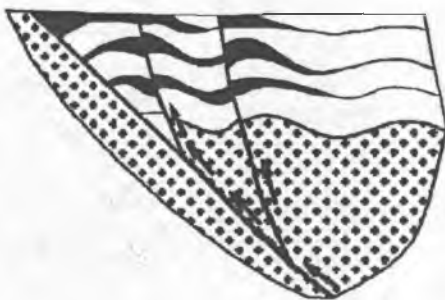


Рис. 2.1. Принципиальные схемы миграции флюидов при формировании флюидогенных месторождений

Нельзя сказать, что вопрос об общности процессов рудо- и нефтеобразования в литературе не затрагивался. Его в 20-е годы XX столетия ставил В. И. Вернадский, в 1967 г. этот вопрос в большой статье рассматривал Г. П. Поспелов, который проследил структурно-морфологические аналогии рудных и нефтегазовых месторождений. Более того, он впервые употребил для рудных флюидов понятие «флюидные динамические системы» (рис. 2.2, 2.3, 2.4).

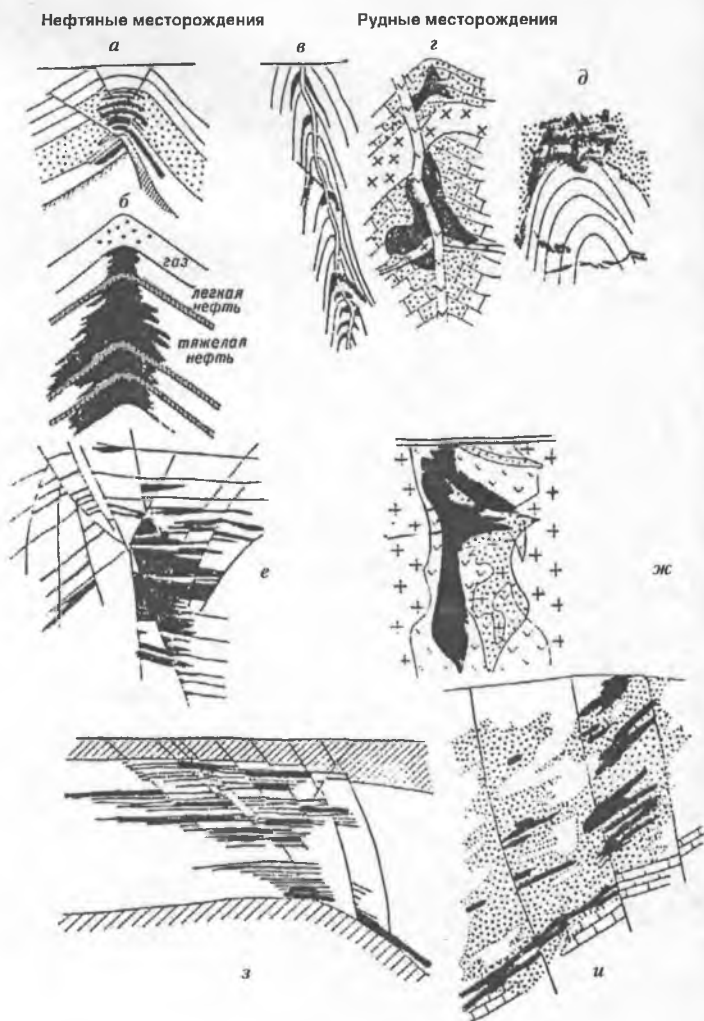


Рис. 2.2. Многоярусные и коллоновидные залежи, развившиеся при восходящей миграции флюидов (по Г. П. Поспелову):

а) нефтяное месторождение Локбатан, Азербайджан; б) нефтяное месторождение Вентура-Лвеню, Калифорния; в) седловидные жилы золоторудного месторождения Бендига, Австралия; г) скарново-массовые месторождения Никель-Плейт, Канада; д) седловидная жила золоторудного кварца, осложненная метасоматозом, по Н. Бородавскому; е) нефтяное месторождение Небит-Даг, Азербайджан; ж) массивные сульфидные месторождения оз. Липы, Канада; з) нефтяное месторождение Сураханы, Азербайджан; и) Куржункульское магнетитовое месторождение, Казахстан, по А. А. Дымкину; многоярусные залежи в восходящих зонах энидот-хлоритовых метасоматитов

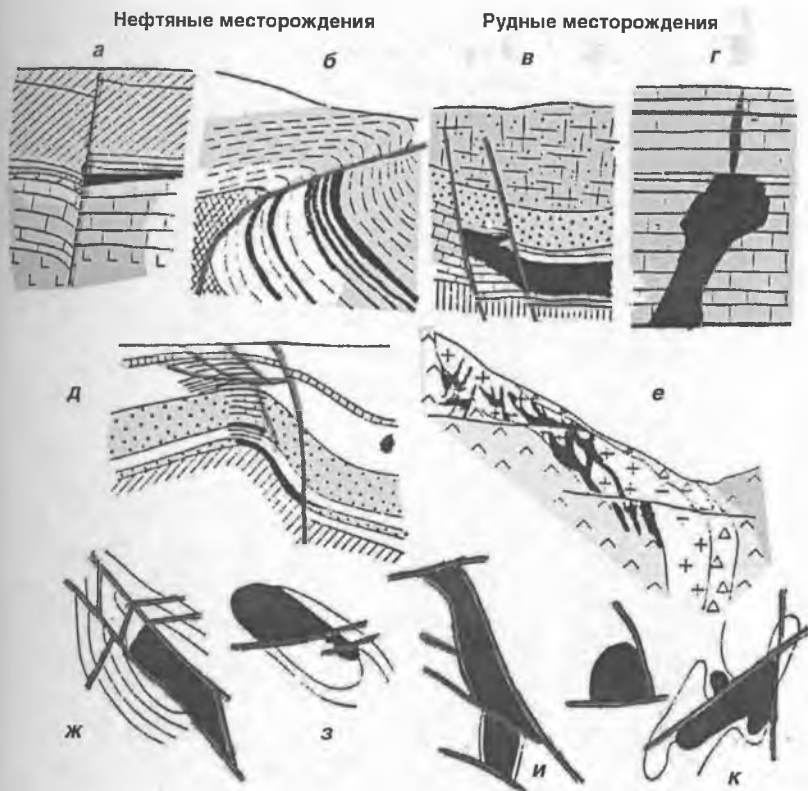


Рис. 2.3. Трещинные экраны и ловушки (по Г. П. Поспелову).

а) нефтяное месторождение Льюлинг (США), по Бруксу; б) Артемовское (Азербайджан) нефтяное месторождение; в) пластовая залежь метасоматической гематитовой руды в Кумберланде (Англия), по Б. Смит; г) схема экранирования сверху трещинами метасоматического сульфидного тела Консайдского месторождения (Узбекистан), по Ф. И. Вольфсону и др.; д) нефтяное месторождение Сураханы, Азербайджан; е) урановое штокверковское месторождение, приуроченное к субвулканическому интрузиву; ж), з) экранированные трещинами нефтяные месторождения Пирсагат и Кала (Азербайджан); и) экранированное трещинами метасоматическое магнетитовое тело Криворожского месторождения (Украина) в плане; к) экранированные трещинами полиметаллические трубчатые тела Екатерино-Благодатского месторождения (Забайкалье) в плане

О парагенетических связях писал В. Н. Холодов (1986). Обширная сводка по этому вопросу принадлежит Д. И. Горжевскому с соавторами (1990), содержащая достаточно подробную библиографию. К вопросу о родстве углеводородного и рудного образования пришли исследователи газово-жидких включений в минералах различного генезиса.

Нефтяные месторождения

Рудные месторождения

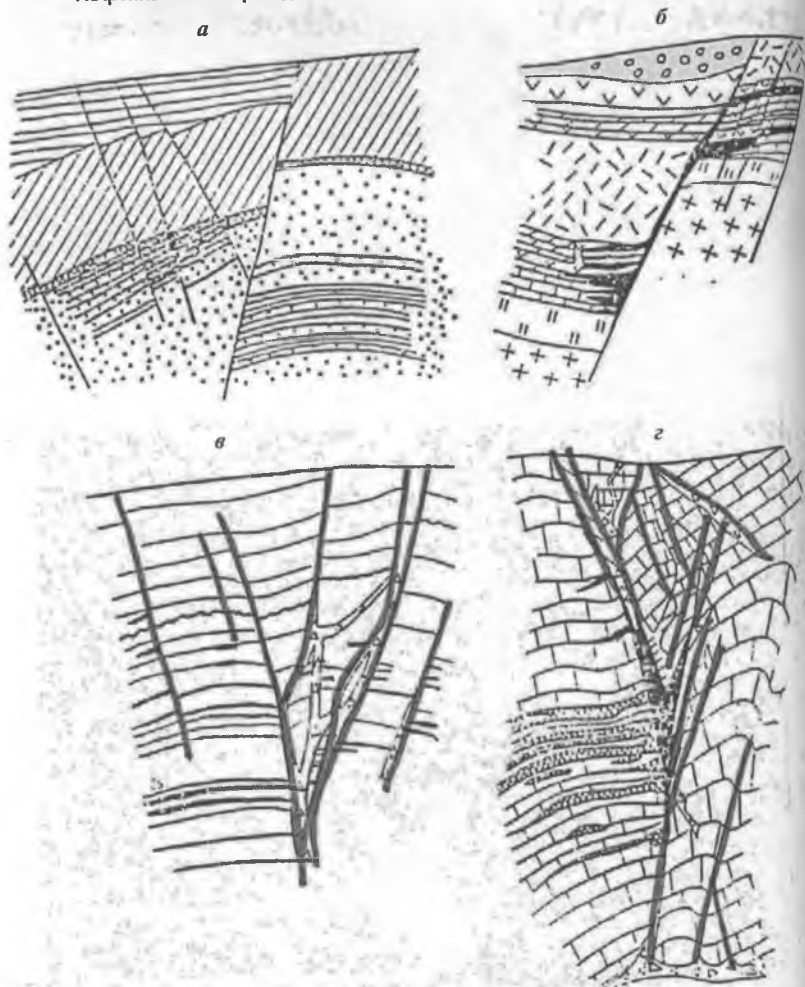


Рис. 2.4. Трещины как флюидопроводники и экраны (по Г. П. Поспелову).

а) нефтяное месторождение Нефтечала, Азербайджан; б) полиметаллическое месторождение Ледни в США, по Ж. Лафлину; в) нефтяное месторождение Кум-Даг (Туркмения) у тектонических нарушений с зонами брекчированных пород; г) Турганское месторождение вторичных свинцовых (черное) и цинковых (заштриховано) руд, сформировавшихся за счет полиметаллического месторождения, приуроченного к разломам, по И. Князеву

Из разрозненных сведений, изложенных в трудах А. П. Карпинского, Я. К. Самойлова, В. Ньюхауза (W. H. Newhouse), Г. Сорби (H. G. Sorby) и многих других исследователей, Н. П. Ермаков впервые создал единую концепцию «среды минералообразования», под которой вслед за ним мы понимаем «подвижную материальную субстанцию, содержащую в расплавленном или растворенном виде все те вещества, которые ею переносятся и отлагаются в виде минералов». Он создал инструмент — методику изучения газово-жидких включений в минералах, позволяющую выявлять «палеосреды минералообразования». Открытие Н. П. Ермакова в значительной степени определило успехи геологии в XX веке. Мы вплотную подошли к рубежу создания единой теории образования месторождений полезных ископаемых.

В настоящее время стало очевидным, что развитие всех геологических процессов на нашей планете определяется процессами эволюции флюидо-динамических систем, основы которых определяют два главных состояния вещества — флюидное (газово-жидкое) и твердое. Все процессы накопления аномальных количеств полезных ископаемых (рудных или углеводородных) определяются переводом минерального вещества из твердого состояния во флюидное, дальнейшим перемещением его под влиянием давлений и температур и финальной фазой — формированием месторождений.

В настоящее время все больше и больше данных указывают на то, что рудоносные структуры не возникают задолго до отложения в них руд, а формируются почти одновременно или одновременно с последними и активно контролируют как перенос, так и отложение рудного вещества.

На примере гидротермальных, скарновых, альбитит-грейзеновых и частично пегматитовых месторождений попытаемся разобраться во взаимоотношениях геологических структур и флюидных систем. В результате анализа эмпирических, экспериментальных и теоретических данных можно выделить следующие группы основных параметров, которые контролируют формирование любого структурного парагенезиса в земной коре: 1) характеристики напряженного состояния породы (девиатор напряжения, скорость деформирования, общие РТ условия, тип, ранг и интенсивность поля напряжений, период существования тектоно-динамических систем); 2) петрофизические свойства среды; 3) флюидный режим и динамические эффекты. Рассмотрим их подробнее.

Напряженное состояние пород характеризуется полным тензором напряжений (σ_{ij}) и складывается из двух компонент: шарового тензора, определяющего общие РТ условия деформирования (P — метаморфизм, скалярная величина), и девиаторного напряжения D_{ij} (векторная величина), контролирующая характер и масштабы деформаций (стрессовый S -метаморфизм) (рис. 2.5). Чем больше шаровой тензор, тем более высокая фация метаморфизма. Величина девиатора напряжения определяет масштаб деформаций в линейных мобильных поясах. На рисунке 2.5 схематически показаны различные варианты результатов деформационных процессов.

Согласно расчетам и оценкам М. В. Гзовского, Н. К. Булина, Г. А. Маркова и других исследователей, максимальные значения сдвиговых напряжений (по крайней мере, за последние 30 млн лет) на щитах составляли — 10 МПа.

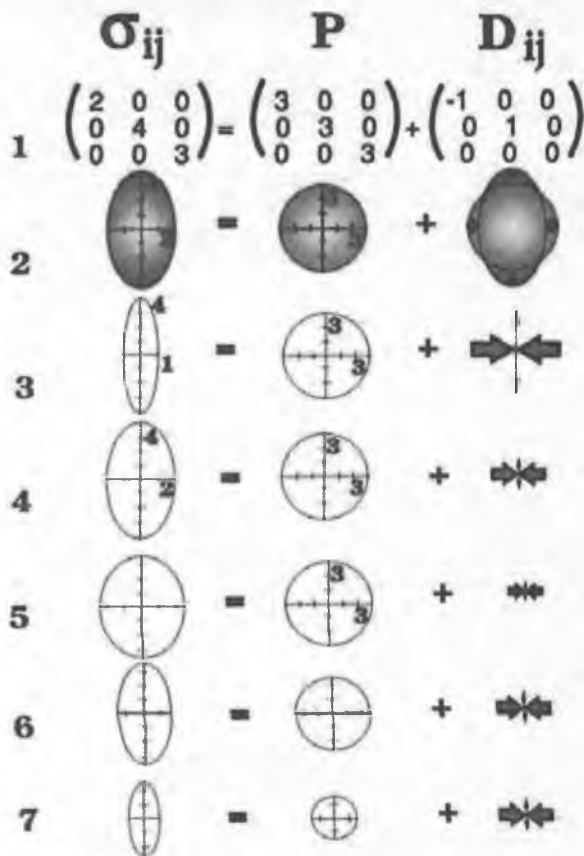


Рис. 2.5. Различные варианты тензора напряжений динамометаморфических процессов (по А. В. Лукьянову и В. Т. Лукьяновой, 1987)

а в альпийских орогенических областях — 100–150 МПа. В разрезе земной коры распределение значений сдвиговых напряжений следующее: в верхней части — 10–50 МПа, на глубинах 30–50 км — 20–30 МПа, в нижней части коры и в верхней мантии < 5 МПа.

Скорость деформирования определяется величиной перемещения геологических тел или изменения текстурно-структурных характеристик

горных пород в единицу времени и обусловлена количеством стрессовой энергии, приложенной к единице объема пород в единицу времени. Это самый чувствительный параметр деформационных процессов. Независимо от механизма деформирования в общем виде имеется линейная зависимость между напряжением и скоростью деформации. Диапазон изменения скоростей деформирования в земной коре составляет более 25 порядков и колеблется от 10^5 до 10^{-20} с⁻¹. Д. Теркот и Дж. Шуберт сформулировали геологический степенной закон ползучести: «Скорость деформации пропорциональна n -й степени напряжения».

В разрезе земной коры К. Р. Бан Хайз, Ф. Бекке, У. Груберман условно установили вертикальную термодинамическую зональность. Они выделяют эпи-, мезо- и катазоны. Конечно, это не полностью соответствует глубинным уровням. В мобильных поясах зона с высокими термобарическими значениями приближена к поверхности, а на платформах развита на больших глубинах в подошве континентальной коры.

По величине шарового компонента тензора напряжений в земной коре намечаются три уровня РТ условий: низкий (эпизона), средний (мезозона) и высокий (катазона). В мобильных участках земной коры эти уровни выделяются по смене механизма деформации: в эпизоне — хрупкое разрушение, в мезозоне — вязкое кливажное течение и в катазоне — идеально вязкое течение. Граница эпизоны с мезозоной соответствует фронту кливажа, а граница мезозоны с катазоной — фронту кристаллизационной сланцеватости.

Одна из основных причин гетерогенного проявления деформационных процессов в земной коре заключена в ее тектонофизической расслоенности. Изучение неотектонических и современных полей напряжений с применением системного анализа позволило П. Н. Николаеву и Н. И. Николаеву выделить в коре три тектонофизических слоя, которым соответствуют три ранга полей напряжений.

Верхний слой — поле III ранга — самый неоднородный. Это поле зависит от конкретных локальных структур и представлено различными сочетаниями сдвиговых (в областях сжатия) и сбросовых (в областях растяжения) типов деформации. Это наиболее быстро меняющиеся в мобильных поясах поля напряжений с коротким периодом существования (несколько десятков тысяч лет). Слой захватывает эпизону и верхнюю часть мезозоны.

Средний слой — поле II ранга — мезозональный, он охватывает крупные геологические структуры (антиклинории, микроконтиненты — шоли, депрессии и т. д.), определяя режим развития целых провинций. Для этого слоя часто, но не всегда, характерны вертикальные сжимающие и горизонтальные растягивающие напряжения, приводящие к широкому развитию субвертикальной дилатансионной трещиноватости в орогенных областях (глубины 5–20 км). В процессе развития геологических структур пространственная ориентировка и интенсивность главных осей поля напряжения меняются с периодом в несколько сотен тысяч — несколько миллионов лет.

Нижний слой — поле I ранга — захватывает нижние горизонты земной коры и верхней мантии. Здесь активно действуют региональные и планетарные напряжения сдвигового типа, которые определяют тектоническую эволюцию глобальных геологических структур (зоны субдукции, движения континентальных плит, развитие орогенных поясов и т. д.). Это устойчивые существующие несколько десятков или сотен миллионов лет поля напряжений, способствующие горизонтальному растеканию масс.

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СРЕДЫ

Понятие «Среда структурообразования» включает физические и механические свойства горных пород и тесно с ними связанные деформационные характеристики, которые в значительной мере без превышения порога пластичности ведут себя как пластично-вязкие вещества и испытывают значительные по масштабам пластические деформации. Температура и всестороннее давление сокращают предел упругих деформаций и благоприятствуют пластическому течению материала, нивелируя первичную контрастность в физико-механических свойствах различных типов горных пород.

Несмотря на то что основная масса горных пород в приповерхностной зоне земной коры относится к упругим хрупким образованиям, в реальных геодинамических обстановках они разделяются на петрофизические и механические комплексы, группы и подгруппы, различающиеся интенсивностью трещинообразования, способностью образовывать брекчии и милониты, испытывать синтетектоническую перекристаллизацию и пластическую деформацию.

Выделяют три основных петрофизических типа среды структурообразования: *упругий*, *упругопластичный* и *упруговязкий*.

К *первому* отнесены породы, характеризующиеся пониженной способностью к пластическим деформациям и обладающие относительно высокой вязкостью. По классификации М. В. Гзовского, это комплексы III категории вязкости. Полевые признаки подобных образований: грубая слоистость, слабое развитие складчатых форм, повышенные макро- и микротрещиноватость, широкое распространение брекчиевых структур, линзовидно-блоковый тип складчатости. По составу среди пород этого типа выделяются массивные кварциты, грубослоистые туфы кислого состава, гранитоиды, лавовые субвулканические фации дацит-риолитового состава. В ряде случаев к подобному типу относятся доломиты, скарноиды, роговики и др.

Важным свойством типично упругих пород является низкое значение коэффициента Пуассона ($\beta = 0,01-0,2$). В целом это весьма хрупкие образования. До предела упругости они ведут себя как идеально упругое тело, подчиняясь закону Гука. При дальнейшем повышении напряжений они практически сразу же разрушаются, испытывая очень небольшую по величине пластическую деформацию. В зависимости от пористости, текстурно-структурных особенностей и состава породы данного типа

разделяются на многочисленные группы и подгруппы, различающиеся упругопрочностными фильтрационными характеристиками. Наиболее крайними из них являются:

- 1) *пористые* (10–20 %), малопрочные (40–100 МПа), с низкой твердостью (70–100 НВ), плотностью $1,5\text{--}2,4\text{ г/см}^3$, упругими модулями $G = (1,5\text{--}2,5)10^4$ МПа, $E = (3\text{--}4) \cdot 10^4$ МПа и температурами Дебая 50–150 К образования;
- 2) *малопористые* (0,5–3 %), относительно прочные (200–250 МПа), твердые (300–350 НВ) и упругие ($G = 4,010^4$ МПа, $E = (8\text{--}10)10^4$ МПа) породы.

Для первой группы характерны максимально высокие значения комплексного петрофизического коэффициента (3–5), а для второй — пониженные (0,5–1).

Упругопластичный тип характеризуется значительными пластическими деформациями, пониженной вязкостью и невысокими упругопрочностными свойствами. М. В. Гзовский относил эти породы к образованиям I и II категорий, вязкость которых изменяется от $2 \cdot 10^{15} 10^{-0,0233\tau}$ до $3 \cdot 10^{19} 10^{-0,0233\tau}$ Па·с. По составу среди них выделяются тонкослоистые флишоидные терригенно-карбонатные толщи, эвапоритовые серии, серицитовые, хлоритовые и серпентинитовые сланцы, пачки глинисто-алевролитовых пород и тонкослоистых туффов. Для образований данного типа характерны высокие значения коэффициента Пуассона (0,30–0,45), широкое развитие дисгармоничной складчатости, проявлений диапиризма и большие величины деформаций.

К третьему, *упруговязкому типу* относятся наиболее вязкие, жесткие, плотные и малопористые образования. Они характеризуются максимально высокими среди коровых комплексов значениями упругопрочностных параметров. По составу это массивные габбро-диабазы, перидотиты, метаморфогенные образования амфиболитовой и гранулитовой фации (гранитоиднейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы, эклогиты и др.).

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

Рудоносные структуры возникают в тектонически активных зонах (глубинные и коровые разломы) и центрах рудно-магматической активности, где сопряженно развиваются деформационные процессы, проявляются динамические эффекты и формируется термоградиентная система массопереноса флюидных компонентов.

Массоперенос вещества — начало, объединяющее образование синтектоических метасоматитов и месторождений при участии и под воздействием динамических эффектов, проявляющихся в условиях неравномерного напряженного состояния горных пород. На ранних стадиях преобладают неравновесные процессы метасоматического преобразования вовлеченных в деформационный цикл пород, а на поздних — система приобретает равновесное состояние, и начинают развиваться процессы перекристаллизации укрупнения минералов, в результате чего происходит снятие стрессовых напряжений.

Формирование рН, Eh и других параметров, определяющих геохимическую обстановку рудообразования и контролирующих растворимость, фильтрацию, сорбцию и другие процессы, зависит от условий напряженного состояния среды (табл. 2.3).

Таблица 2.3. Динамические эффекты, контролирующие локализацию руд

Эффект	Причины возникновения эффекта	Следствия рудообразующие и рудоконтролирующие
Сейсмо-электрический (1-го и 2-го рода)	Изменения электрического потенциала и силы тока при воздействии переменных механических напряжений	Электроосмос в насыщенной поровой среде, определяющий перемещение флюидов относительно скелета породы и активацию осаждения электрически активных элементов
Сейсмамагнитный	Изменения магнитной напряженности кристаллических сред под воздействием механических напряжений	Увеличение концентрации магнитовосприимчивых элементов и их осаждение на участках наибольших магнитных потенциалов; рост конкреций
Термоакустический	Многokратное увеличение температуропроводности среды в сейсмоакустическом поле	Быстрый перенос тепла через массивы горных пород на большие расстояния в моменты сейсмической активности
Хемоакустический	Увеличение рН под воздействием звуковых и ультразвуковых колебаний. Возникновение аномалий Eh и электрической поляризации в зонах аномально низких напряжений	Вследствие роста кислотности осаждение Th^{4+} , Al^{3+} , Mn^{3+} , Be^{2+} , Zr^{4+} , Mo^{4+} , Fe^{3+} , Nb^{5+} и др. Переход в раствор Fe^{3+} , Zn^{2+} , V^{4+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Cd^{2+} , Mn^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+} и др. Активизация эпигенетического минералообразования при усилении окислительно-восстановительных процессов

В случае увеличения напряжений на несколько десятков МПа величина избыточной энергии в пределах активных центров на контактных участках зерен достигает 10–13 ккал/моль, при этом резко возрастает выход высоко температурных продуктов (без изменения температуры твердого тела).

Области уплотнения и сжатия в массивах пород отражают действие аккумуляции и трансформации механической энергии, служат своеобразными реакторами с повышенной геохимической активностью и интенсивным массопереносом вещества. Участки растяжения и разуплотнения — конечный пункт массопереноса, где в благоприятном пространстве среды образуются скопления тех или иных полезных ископаемых.

СТРУКТУРНЫЕ РУДОНОСНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Из факторов, определяющих возникновение и развитие различных структурных парагенезисов, за классификационную основу целесообразно принять скорость деформирования и девиатор напряжений, как

наиболее чувствительные и информативные по отношению к процессам структурообразования. Другие параметры — общие условия деформации, петрофизические свойства среды, палеотектонические поля напряжений, длительность существования тектоно-динамических систем, флюидный режим и динамические эффекты — тесно связаны с указанными выше, но существенно влияют на конкретные условия формирования и масштабы интересующих нас рудоносных структурных парагенезисов.

Итак, по скоростям деформирования можно выделить пять серий парагенезисов: низко-, средне-, повышенно- и высокоскоростные, а также взрывные. По величине девиатора напряжений их также примерно пять, хотя различие по этому параметру между третьей и четвертой сериями невелико (табл. 2.4, рис. 2.6).

Таблица 2.4. Геодинамические и петрофизические условия формирования рудоконтролирующих и рудовмещающих структурных парагенезисов в земной коре

Скорость деформирования, с ⁻¹	Петрофизические типы сред структурообразования	Общие РТ условия деформирования, °С; МПа		
		10–150; 0,1–10	100–300; 10–50	500–800; 100–800
V. Взрывная, $10^1–10^3$	1	Масштабы деформирования на порядок меньше, чем в средах 2	—	—
	2	Объемное разрушение вплоть до распыления; кратеры; кольцевые валы из обломочного материала; радиальные и концентрические системы трещин, быстро затухающие с глубиной	—	
	3	Разрушение пород намного меньше, чем в средах 2	—	
IV. Высокоскоростные IVб. Гидравлическая тектоника, $10^5–10^1$	1	Локальные купольные структуры, флюидные линзы	Купола и флюидные камеры в подошве пластичных пластов	
	2	Системы вертикальных трещин гидроразрыва	Штокверки в верхней интрузивной и надынтрузивной зонах магматических тел кислого состава. Магистральные гидроразрывы	
	3	—	—	

Скорость деформирования, с ⁻¹		Петрофизические типы сред структурообразования	Общие РТ условия деформирования, °С; МПа		
			10–150; 0,1–10	100–300; 10–50	500–800; 100–800
IV. Высокоскоростные	IVa. Литостатическая разгрузка, 10 ⁻⁸ –10 ⁻³	1	Локальные взбросы и надвиги	—	—
		2	Горизонтальные трещины отрыва, наклонные сколовые системы, чешуйчатые надвиги, лепестковые трещинные структуры	Тела очаговых брекчий на границе поднятых и опущенных блоков орогенной области в упруго-перенапряженных породах	—
		3	В отличие от сред 2 больше развиты буди-нажеподобные призматические структуры. Слабо проявлены горизонтальные трещины отрыва	Тела брекчий, но меньшие по размерам, чем в средах 2	—
III. Повышенноскоростные, 10 ⁻¹⁰ –10 ⁻⁸		1	Структуры турбидитовых потоков, оползневые складки и разрывы, флексурные изгибы	Складчато-разрывные парагенезисы сдвиговых и вертикальных блоковых движений. Структурно-литологические экраны	—
		2	Надвиги, взбросы, сдвиги, листрические разломы, трещиноватость	Типичный дизъюнктивный парагенезис: сдвиги, сбросы, эшелонированные системы отрывов; оперяющие и сопутствующие трещины	—
		3	Редкая трещиноватость, отдельные коровые разломы	Протяженные сдвиговые зоны, блоковые структуры	—
II. Среднескоростные, 10 ⁻¹⁴ –10 ⁻⁶		1	Флексурные изгибы над разломами кливажных зон; гидропластическое течение вещества	Триада: проникающий кливаж, линейные складки скалывания и вязкие разломы; кливажное течение, синтетектонические метасоматиты	—

Окончание табл. 2.4

Скорость деформирования, c^{-1}	Петрофизические типы сред структурообразования	Общие РТ условия деформирования, °С; МПа		
		10–150; 0,1–10	100–300; 10–50	500–800; 100–800
II. Средне-коростные, $10^{-14} - 10^{-10}$	2	Линейные системы трещиноватости. На границе с пластичными толщами — структурно-петрофизические экраны	Линзовидное композитное строение шовных зон; линейные штокверки синтетонические метасоматиты кварц-серцитового и кварц-хлоритового составов	
	3	Единичные разломы, односистемные редкие трещины	Будинирование вязких пород, возникают крупные плоские линзы, разобщенные кварц-серцитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами	
I. Низкоскоростные, $< 10^{-14}$	1	Складчатость гравитационного оползания, диапировый парагенезис (соляная тектоника), синседиментационная складчатость. Гидропластическое течение	Линейные складчатые системы (продольное сжатие); брахиформная складчатость (поперечное изгибание)	Гранито-гнейсовые купола; полиэтапные зоны пластического течения; кристаллизационная сланцеватость; зоны бластомилонитов; синтетонический метасоматоз
	2–3	Региональные системы трещиноватости		

I. Низкоскоростные структурные парагенезисы возникают при скоростях деформирования, составляющих $< 10^{-14} c^{-1}$ и длящихся, как правило, несколько миллионов, десятков и сотен миллионов лет, при низких значениях девиатора напряжений деформации в пределах всего разреза земной коры.

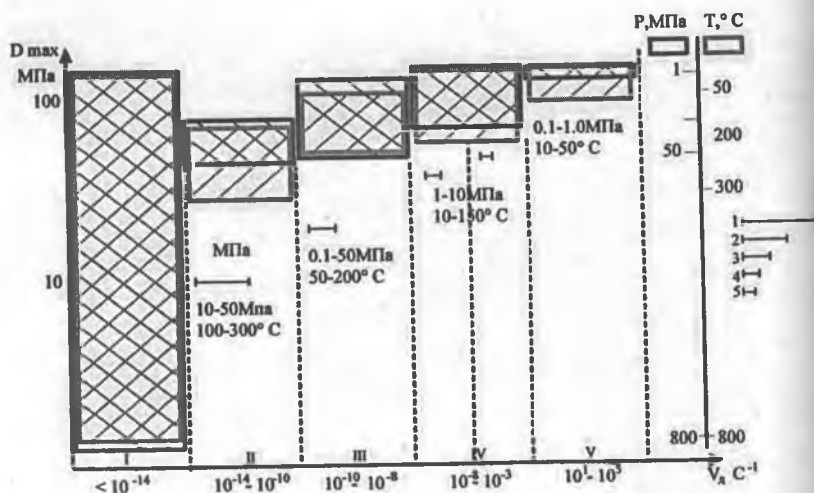


Рис. 2.6. График зависимости между скоростями деформирования (V_d , c^{-1} , см. табл. 2.4, девиатором напряжения D_{max}), продолжительностью существования тектоно-динамических систем:

1 — млн лет, 2 — сотни тыс. лет, 3 — десятки тыс. лет, 4 — тыс. лет, 5 — часы-годы) и общими термодинамическими условиями (P , МПа; T , $^\circ C$)

В глубинных высокотермобарических зонах (катазоне и нижних частях мезозоны) развиваются амфиболитовая, гранулитовая и эклогитовая РТ, SPT фации регионального метаморфизма, полностью нивелируются различия между петрофизическими типами пород; ведущий механизм деформирования — пластическое течение. Здесь можно выделить три основных деформационных типа: 1) недеформированные комплексы; 2) толщи, смятые в сложные полистадийные складчатые системы и интенсивно дислоцированные; 3) зоны бластомилонитов, развившиеся в ядрах протоактивизационных структур и в центральных частях глубинных разломов значительно поздне процессов регионального метаморфизма (через 1,5–2,0 млрд лет после их протекания). В первых двух типах существенных новых рудных месторождений не возникает. Происходит только изменение минеральных форм, а в условиях деформированных комплексов меняются морфология, элементы залегания, а также локально (в масштабе месторождения, максимум — рудного поля) метаморфогенно перераспределяются элементы (метаморфогенная геохимическая зональность). Наибольший интерес с позиции формирования новых рудоконтролирующих и рудоносных парагенезисов представляют здесь зоны бластомилонитов, поскольку в их образовании ведущую роль, по данным Ф. А. Летникова и В. И. Казанского, играла флюидная система и активно проявились первичный (Si-K-Na) и вторичный (Ca-Mg-Fe) метасоматоз.

Эти процессы протекали при давлениях 600–800 МПа, температурах 400–600 °С и высоких градиентах падения давления и способствовали переводу в подвижное состояние больших групп рудных элементов: 1) Co, Ni, Au, Fe, V, Cr; 2) Pb, Sn, U, Th, Rb.

Поскольку по вертикали и латерали бластомилониты сменяются катаклазитами и зонами брекчирования, то интервал смены фаций тектонитов наиболее благоприятен для локализации оруденения. В телах бластомилонитов преобладают пластические деформации, а в окружающих породах — хрупкие. Когда преобразование вещества в тектонических зонах завершится, подобные зоны еще длительное время служат флюидопроводниками.

Рудоконтролирующая роль описываемых структур заключается в формировании в них высокопроницаемых субвертикальных линзовидных, ветвисто-сетчатых синтектонических тел бластомилонитов; длительном существовании в пределах этих тел равновесной системы; наличии общих высокотермобарических условий; возникновении повышенного градиента падения давления и, как следствие, в приуроченности к телам бластомилонитов высокотемпературных калиевых и калиево-натриевых метасоматитов с бериллиевым, ниобиевым, танталовым, урановым оруденением, некоторых редкометальных пегматитов и других типов месторождений.

В умеренно термобарических областях (мезозона) формируются безрудные линзные (продольного сжатия) и брахиформные (поперечного изгибания) складчатые системы и связанные с ними синскладчатые вязкие разломы.

В верхних горизонтах земной коры в стабильных блоках образуются синседиментационные складки и разломы, широко проявляется механизм гидропластического течения, возникают структуры регионального гравитационного перемещения слоистых комплексов (надвиги, шарьяжи и т. д.). Вблизи зон конседиментационных разломов генерируются анизотропные поля напряжений, приводящие к появлению механохимических, термомеханических и других динамических эффектов. В узлах наибольшей активности на приповерхностных и поверхностных уровнях этих зон формируются стратиформные месторождения Pb, Zn, Cu и других элементов, выносимых флюидными потоками из глубинных горизонтов.

В эвапоритовых толщах проявляется соляная тектоника; формируются диапиры, но сопутствующие им гидротермальные месторождения, в частности месторождения Pb-Zn и Pb-Ag в триасовых отложениях Алжира, возникли при более быстром деформационном темпе. Роль петрофизических типов пород в этих условиях заключается в том, что преимущественно складчатые парагенезисы образуются в контрастных по составу, но пластичных осадочных комплексах, где высокопроницаемые слои чередуются с низкопроницаемыми. Упругие и вязкие среды ведут себя как жесткие пластины. В них возникают только региональные системы трещиноватости.

II. Среднескоростные структурные парагенезисы, впервые выделенные и подробно описанные Е. И. Паталахой, типичны для мобильных поясов мезозоны и формируются в течение нескольких сотен тысяч — нескольких миллионов лет. Деформационный механизм — кливажное течение, создающее структурный парагенезис: проникающий кливаж, линейные складки и разнопорядковые вязкие разломы. Плоскости этой триады нарушений ориентированы вертикально. Е. И. Паталаха по степени деформированности в кливажных зонах выделяет 10 тектонофазий, все они развиваются в условиях зеленокаменной фации метаморфизма. Для низших фаций характерны чисто механические процессы деформирования с образованием трещиноватости, будинажа и фрагментарного разлинзования. При формировании высших фаций значительная роль принадлежит уже явлениям флюидного массопереноса, перекристаллизации пород под давлением и возникновению квазиравновесных систем. В этих условиях формируются синтетектонические метасоматиты: по кислым породам — кварц-серицитовые, по основным — кварц-хлоритовые, а по терригенно-карбонатным — кварц-хлорит-карбонатные.

Значение петрофизических типов сред выражается в том, что наиболее полно кливажный парагенезис реализуется в пластичных породах; в хрупких комплексах возникает линзовидно-блоковая композитная структура, а в вязких средах — типичная с разной степенью завершенности будинажная система.

Кливажирование пород, диспергирование монолитных минеральных скоплений активизируют геолого-геохимические процессы. Но из-за исключительно высокой проницаемости сами зоны мало рудоносны (здесь основная масса структур открыта), это транзитные флюидопроводники, из которых рудные компоненты выкосились.

Большой интерес представляют горизонты низкотермобарических преобразований (эпизона), расположенные над кливажными зонами. Здесь в пластических породах возникают флексурные изгибы, в хрупких — линейные системы трещиноватости, а в вязких — единичные хрупкие разломы и односистемные редкие трещины. Жильное и прожилково-вкрапленное оруденение концентрируется на границе мезо- и эпизон и локализуется в хрупкодеформированных породах под структурно-петрофизическими экранами из пластичных слабопроницаемых пачек пород. Подобным способом образовались Pb и Ag руды месторождения Индурупилли и месторождения Au-Sb в рудном поясе Виктория в Австралии.

III. Повышенноскоростные структурные парагенезисы. Область, где возникают подобные тектоно-динамические обстановки, — большая верхняя часть мезозоны и вся эпизона. Особенности существующих здесь тектонических режимов — их резкая дифференциация, распад региональных полей напряжений и локальные тектонические домены.

Здесь за короткие периоды — несколько десятков, редко сотен тысяч лет — формируются типичные дизъюнктивные парагенезисы. Флюидные

фазы выполняют главным образом роль понизителя прочности пород при образовании разрывов, брекчированных и милонитизированных зон. Трещинные системы развиваются в скоростном режиме деформирования по термофлуктуационному механизму разрыва силоксановых связей. К особенностям снижения прочности в этих условиях относятся медленный рост трещин и экспоненциальная зависимость скорости их роста от действующего напряжения.

Под воздействием полей напряжений первого и второго ранга возникают многочисленные тектоно-динамические системы третьего и более высоких рангов. По условиям напряженного состояния участки земной коры (независимо от ранга полей) можно разделить на области растяжения и сжатия.

В областях растяжения формируются блоковые поднятия и впадины. К ним приурочены длительно развивавшиеся многоэтажные рудно-магматические и гидротермально-рудные центры, в которых фиксируются высокий тепловой поток, динамические эффекты, высокоградиентные рудоносные гидротермальные потоки, магматические, вулканические и седиментогенные проявления, а также структурные парагенезисы более высокоскоростных режимов деформирования.

В областях сжатия (главным образом в сдвиговых зонах) из многообразных структурных типов отметим только линейный, ротационный, изометричный и неравномерно рассредоточенный. К первому относятся узкие зоны прожилково-вкрапленной, штокверковой и жильной минерализации, ассоциирующие с крупными протяженными сдвиговыми коровыми разломами. Возникшая в них гидротермальная система сформировала повсеместную, хотя и неравномерную, рудную минерализацию (Au-Ag месторождение Гуанахуато в Мексике).

Особо важным для рудообразования следует считать второй тип, возникающий в окрестностях сдвиговых разломов и приводящий к формированию ротационных парагенезисов. При движениях по разломам на участках, где около разлома находится изометричный жесткий блок пород, в пространстве между блоком и разломом появляется ротационный момент, реализуемый в образовании системы спиралевидных, крутопадающих разрывов, сходящихся в узкой зоне, которая разделяет упор и разлом, и расходящихся в направлении движения по разлому. Возникшее анизотропное и неоднородное поле напряжений способствует образованию своеобразного вихревого дизъюнктивного парагенезиса, включающего основной дугообразный сдвиг, сопутствующие и сопряженные с ним трещины скола и отрыва. Поле напряжений генерирует рудолокализирующие процессы. Формирование руд происходит на участках со средними и высокими абсолютными значениями главных напряжений в зонах максимального градиента падения скалывающих напряжений при условии, что эти участки и зоны приурочены к секторам наибольшей кривизны дуговых сколовых нарушений (золоторудное месторождение Байнаймяо в Китае).

Третий и четвертый типы характерны для систем, формирующихся в хрупких породах и разделяющих две сколовые зоны. Участки, в пределах которых развиты эти типы, могут быть значительно удалены от самих разломов, но в обоих случаях — это вертикальные сколовые трещины, выполненные кварцеворудным материалом и формировавшиеся в пульсационном режиме флюидных потоков. Примером месторождений третьего типа служит полиметаллическое Марджанское месторождение в Армении, а второго типа — полиметаллические жилы Садонского рудного района на Северном Кавказе (Россия). Во всех рассмотренных случаях масштабы рудовмещающей трещиноватости возрастают пропорционально увеличению упругости, прочности, твердости и уменьшению пористости и анизотропии вмещающих пород.

Наиболее полно дизъюнктивный парагенезис проявился в хрупких средах. В пластичных породах преобладают складчато-разрывные парагенезисы, а в вязких — все оруденение концентрируется непосредственно в зонах сдвигов.

IV. Высокоскоростные структурные парагенезисы. К типичным высокоскоростным деформационным парагенезисам можно отнести структуры, возникшие в процессе литостатической разгрузки и при проявлениях гидравлической тектоники.

IVa. Парагенезисы литостатической разгрузки характерны для орогенных областей, где происходят вертикальные перемещения огромных масс горных пород. Из анализа данных по скоростям подъема, проведенного для нескольких орогенных поясов Н. И. Николаевым и П. Н. Николаевым, В. К. Кучаев, А. А. Пэком и многими другими, следует, что центральные блоки поднимаются со скоростями 0,06–4,5 мм/год и даже больше 10 мм/год, что длительность орогенного этапа составляет 30–40 млн лет, а суммарные амплитуды достигают нескольких десятков километров. Во вдавленных блоках на границах поднятий и депрессий в упругопрочных породах накапливается большая плотность упругой энергии и создается перенапряженное состояние жесткого массива. При подъеме к поверхности подобных пород с большим запасом потенциальной энергии происходит не только общее падение напряжений, но и более быстрое сокращение вертикальной составляющей тензора напряжений, и возникает девиатор напряжения с вертикально направленными растягивающими усилиями. В результате, согласно модели М. В. Гзовского, имеем деформацию вертикального сдвига при дополнительном горизонтальном сжатии. Подобная ситуация приводит к образованию горизонтальных трещин отрыва и наклонных сколовых разрывов. По мере подъема блока и «зонной» релаксации напряжений происходит «разваливание» системы — в поднятых на поверхность блоках пород трещины отрыва становятся сначала наклонными, а затем вертикальными (рис. 2.7).

Возникший структурный парагенезис литостатической разгрузки включает горизонтальные трещины отрыва, краевые вертикальные и две

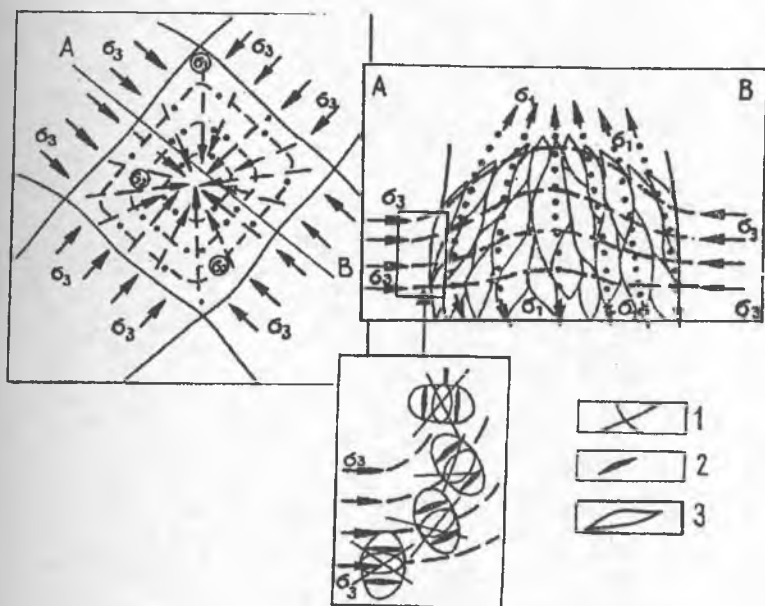


Рис. 2.7. Принципиальная схема поля напряжений в изометричных поднимающихся блоках горных пород на приповерхностном уровне в условиях литостатической разгрузки:

1 — трещины скола; 2 — трещины отрыва; 3 — будины

центральные системы наклонных трещин скола, чешуйчатые кулисные отрывы, изогнутые, дугообразные разрывы, оконтуривающие удлиненные призматические блоки пород. Особенности этих дизъюнктивов — их полная сопряженность, отсутствуют смещения, перетертый милонитовый материал, следы флюидной фазы. Такие разрывы рассекают без смещения самые разнообразные породы. Пример подобного парагенезиса — комплекс дизъюнктивов, широко распространенный в Тырныаузской тектонической зоне, в Эльджуртинских грабитах и вмещающих их породах (рис. 2.8).

В орогенных областях сопряженно развиваются два процесса: подъем к поверхности тектонически напряженных блоков пород и формирование вдавленных блоков (рамповые грабены). В первом случае происходит не только общее падение напряжения, но и более быстрое сокращение вертикальной составляющей тензора напряжений, возникает девиатор напряжений с вертикально направленными растягивающими усилиями.

Во втором случае имеет место зонный орогенез (по В. К. Кучаю). В литосфере орогенов формируются астенолинзы. Под хребтами-поднятиями давление на астенолинзы больше, чем в соседних депрессиях. Например, на границе Южного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии



Рис. 2.8. Схема разрывных нарушений в скальных обнажениях Эльджуртинских гранитов на правом берегу р. Баксан у юго-западной окраины г. Тырныауз (составлена по данным полевой документации и дешифрирования панорамных фотоснимков):

1 — осыпь; 2 — граниты; 3—4 — трещины (3 — крупные, 4 — мелкие); 5 — разломы со смещением; А — разрывные системы, установленные в обнажениях; Б — схематизированная модель трещинной тектоники данного участка гранитного массива

в основании гранитного слоя давление достигает 108 Па на 1 км. Вещество линз перетекает из поднятий в кору депрессий. Гранитные и базальтовые литопластины (а только они передают горизонтальное сжатие) под поднятиями более мощные, чем под депрессиями. На границах этих структур сплющиваются и утолщаются края литопластин, в результате здесь имеют место аномально высокие скорости движения. Происходит процесс приращения поднятий за счет предгорий.

Деформационные процессы в коре орогенов наиболее удачно можно объяснить с позиции модели всестороннего сжатия, разработанной В. К. Чаадам. Во вдавленных блоках на границах поднятий и депрессий накапливается большая плотность упругой энергии. В перенапряженных породах в результате всестороннего сжатия при образовании поверхности разрыва начинается процесс самопроизвольного хрупкого разрушения Гриффита.

$$dW > dA_0$$

где dW — изменение освобождающейся упругой энергии при росте трещины; dA_0 — изменение поверхностной энергии при росте трещины, затрачиваемой на образование новых поверхностей трещин. Из самых общих представлений теории поля следует, что в перенапряженных сжатых породах необходимо наличие добавочных девиаторных напряжений, что осуществился переход энергии объемной деформации в энергию изме

ний формы, или переход потенциальной энергии в кинетическую. Формируется очаг множества лавинообразно развивающихся хрупких трещин. Положение таких очагов совпадает с позицией центров разномасштабных землетрясений. Чем более прочные и упругие комплексы пород, чем больше их объем, и чем больше в них накопилось упругой энергии, тем более значительные массы пород будут брекчированы. Вертикальный диапазон образования таких брекчий в зависимости от конкретных геологических условий в орогенах колеблется от 5 до 25–30 км.

Подобные представления согласуются с геологическими данными. Находят объяснение образование мощных тел и зон объемных брекчий с «висячими», без признаков смещения обломками, и разрушение, прежде всего, наиболее прочных, упругих, малопористых пород на плутогенных гидротермальных, скарновых, медно-порфировых, некоторых магматогенных и других эндогенных классах и типах месторождений.

Высказанные представления несколько дополняют идею о тектоно-кессонном геодинамическом эффекте, развиваемую П. М. Горяиновым и И. В. Давиденко. Они объясняют все многообразие не только брекчиевых образований, но и бескорневых тел гранитов, пегматитов явлениями либо резкого, либо постепенного падения давления при подъеме блоков пород к поверхности. Вероятно, этот механизм образования геологических структур и деформации пород существует, но он не универсален и ограничен масштабами скоростей подъема, физико-механическими свойствами пород, типами и интенсивностями региональных полей напряжения и рядом других менее значимых факторов.

Таким образом, на границах вдавленных и поднимающихся блоков пород в упруго перенапряженных зонах с большим запасом энергии на глубинах 5–25 км формируются тела брекчий. В приповерхностных зонах при условии быстрого вертикального подъема тектонических блоков протекают процессы релаксации упругих напряжений, возникает анизотропное поле напряжений и формируется структурный парагенезис литостатической разгрузки. Он представлен горизонтальными трещинами отрыва, двумя системами трещин скола, чешуйчатыми кулисными отрывами, изогнутыми, дугообразными разрывами, которые оконтуривают удлиненные будинообразные блоки пород. Особенности этих дизъюнктивов — их полная сопряженность, отсутствие смещений, перетертого милонитового материала, следов участия флюидной фазы. Такие разрывы рассекают без смещения самые разнообразные породы вне зависимости от литологии и первичных текстурно-структурных особенностей слагающих поднятый блок магматических, метаморфических и осадочных комплексов. Наиболее полно описываемый парагенезис проявился в Тырнаузской тектонической зоне, в Эльджуртинских гранитах и вмещающих их породах.

Конкретная связь описанных структур с рудообразованием еще не исследована. Важным шагом в выяснении взаимоотношений тектонического

и гидротермальных процессов следует считать гипотезу А. А. Пэка о том, что орогенный режим создает благоприятные условия для возникновения термоконвективных рудообразующих систем. Образованию этих систем способствуют тектонический подъем и эрозия орогенных областей. В предположенной А. А. Пэком гипотезе речь идет о мезозональной переходной зоне (глубины 5–15 км), характеризующейся повышенной трещинной проницаемостью. Породы верхнего реологического слоя (0–5 км), по мнению А. А. Пэка, играют роль жесткого пограничного слоя орогенного блока, поскольку здесь прочность пород больше, чем растягивающие напряжения, обусловленные действием гравитационных сил. В приведенных им расчетах не учтены высокая плотность упругой энергии и переход ее в энергию изменения формы в условиях разгрузки (подобно ньютоновскому переходу потенциальной энергии в кинетическую), что вытекает из расчетов В. К. Кучая и геологических наблюдений П. М. Горяинова и И. В. Давиденко. По крайней мере, реально этот парагенезис существует, он закономерно формируется в системе орогенного аплифта, и синхронно с последним в динамических активных центрах формируются приповерхностные гидротермальные месторождения.

IVб. Структурные парагенезисы гидравлической тектоники. В этой ветви тектоники рассматриваются формы, пространственное положение, происхождение структурных парагенезисов, которые объединяют пластические и хрупкие деформационные элементы, возникшие под давлением жидкости, газа, магматического расплава или их смесей на горные породы. Миграция рудоносных растворов в толщах пород контролируется общими и локальными полями напряжений, они создают на отдельных участках быточное движение поровой жидкости, которое приводит к двухстадийной деформации (рис. 2.9).

В течение первой стадии расширяются трещины, расположенные под небольшим углом к направлению давления, и закрываются разрывы, ориентированные перпендикулярно. Во второй стадии продолжаются расширение и удлинение отдельных трещин благоприятных направлений и закрытие массы сопутствующих им мелких нарушений.

Описываемые структуры широко распространены на малоглубинных приповерхностных месторождениях, в частности гидротермальных месторождениях типа Миссисипской долины, вулканогенных месторождениях областей сжатия и растяжения, медно-порфировых и многих других месторождениях. На колчеданных месторождениях Рудного Алтая к гидравлическим структурам приурочены кварц-карбонат-барит-полиметаллические рудные тела, которые залегают в локальных грибо- и штокообразных полях, формировавшихся на границе хрупких (или вязких) и пластичных пород. Для каждого рудного тела характерна автономная минерально-геохимическая и петрофизическая зональность. Состав залежей образывался за счет ремобилизации и переотложения компонентов ранней

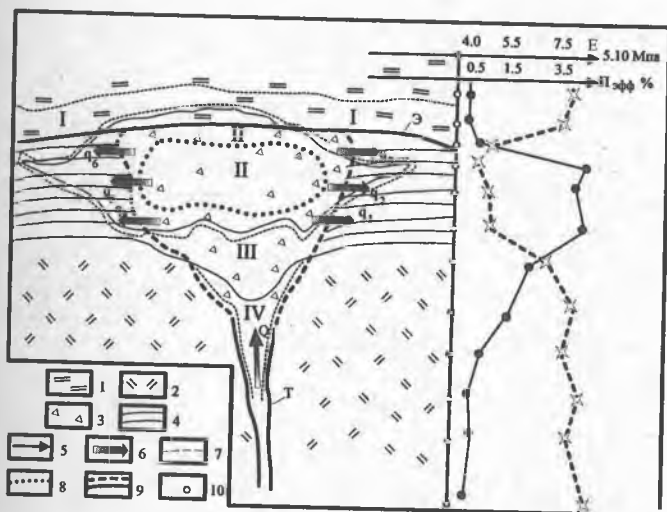


Рис. 2.9. Идеализированная схема строения кварц-карбонат-барит-полиметаллического куполовидного тела Малеевского месторождения.

1 — алевролиты; 2 — силициты; 3 — полистадийные гидравлические брекчии; 4 — вулканогенно-осадочные гидротермальные руды; 5 — положение основного флюидного потока, заполняющего гидравлическую камеру; 6 — каналы, по которым флюиды выносились из камеры; 7 — границы минеральных фаций (I — актинолит-тремолит-хлорит-пиритовая, II — кварц-карбонат-барит-полиметаллическая, III — медноколчеданная и IV — серноколчеданная); 8 — изолинии содержания бария; 9 — контуры гидравлического образования (а — нечеткий, б — контрастный); 10 — условное положение исследованных проб. Э — экраняющая поверхность, Т — трещины гидроразрыва, П_{эфф} — эффективная пористость, Е — модуль Юнга

непромышленной минерализации, частично — за счет компонентов, принесенных из более глубоких источников.

Гидравлические процессы — важнейший элемент (мобилизация, транспортирование, перераспределение и отложение минерального вещества) рудообразующих систем. Эти процессы происходят в результате реализации в приповерхностных зонах земной коры благоприятного сочетания тектонофизических и гидродинамических явлений, ведущих на ранних стадиях к возникновению магистральных трещин гидроразрывов и флюидных камер, а на поздних — к формированию в этих камерах полистадийных (из пульсационного гидротермального потока) рудных тел. Гидравлические структуры выполняли роль концентраторов оруденения.

СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС ЛИТОСТАТИЧЕСКОЙ РАЗГРУЗКИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ПНЕВМАТОЛИТОВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Наряду с анализом литературных данных, широко использовались материалы специализированных исследований Тырныауской рудно-магматической системы. В орогенических областях постоянно воспроизводимое на новых

гипсометрических уровнях палеотектоническое поле напряжений с отчетливой вертикальной ориентировкой растягивающих усилий создает устойчивую геодинамическую систему с контрастными и значительными градиентами падения давления. Эта система стимулирует активное движение флюидных потоков вверх и по латерали.

Возникшую рудную зональность в самых общих чертах может объяснить следующая генетическая модель. На Кавказе неоген-четвертичные коллизионные процессы привели к тектоническому расчленению всего субширотного орогенного пояса Северного и Центрального (Большого) Кавказа в блоки и пластины. На фоне регионального (III ранга) палеотектонического поля напряжений, представленного меридиональной субгоризонтальной ориентировкой σ_3 , субширотной (тоже горизонтальной) ориентировкой σ_2 и наклонной (часто вертикальной) — σ_1 , происходили исключительно неравномерные вертикальные перемещения блоков пород. На границах воздымающихся и опускающихся массивов (по границе предгорий) на глубинах 15–20 км перемещались (возникали и исчезали) астеносферные линзы. На глубинах 4–8 км происходило горизонтальное перемещение литосферного вещества, создавалась обстановка дилатансионного растяжения, формировались вертикальные тектонические каналы (разломы, полости, отслоения, открытые контакты интрузий и т. д.). В вертикальном разрезе земной коры орогенной области в процессе ее эволюции формировалось, по крайней мере, три уровня с промежуточными магматическими очагами. Наиболее глубинный — астеносферные линзы внутри коры континентального типа (15–20 км), второй — на глубинах 5–8 км отвечал зоне дилатансии — горизонтального растяжения, а третий уровень, приповерхностный (типа Эльбрусского), возник на глубинах 1,5–3,0 км. Между этими очагами имелись связующие каналы, и постоянно происходило однонаправленное (из нижних очагов к верхним) перемещение расплавов. В каждом очаге имела место локальная ликвация вещества, и ее продукты могли либо совместно, либо обособленными путями проникать в верхние горизонты.

Для рудообразования наиболее важны очаги, находящиеся на глубинах 7–8 км. Именно здесь активно отделяется от расплава хлор, многие металлы, сера и другие компоненты, главным образом, летучие. По экспериментальным и геологическим данным, наиболее продуктивными будут интрузивы, возникшие на глубинах 6–8 км в обстановке всестороннего давления ~2 кбар. Образовавшиеся в этой обстановке хлоридные комплексы достаточно устойчивы в гидротермальных системах. Движение и распространение (отложение рудного вещества) этих комплексов контролировались, главным образом, градиентом падения давления, приводившим к повышению растворимости хлоридов, а падение температуры — к уменьшению. Поэтому в интервале глубин 8,0–1,0 км эти растворы могут мигрировать, существовать, но не меняя своего состояния. И только при снижении температуры до 300 °C, повышении рН до 5, возрастании летучести кислорода, падении давлени

до 100–500 бар и смешивании разнотипных растворов протекают лавинные процессы распада комплексных соединений и спонтанное отложение рудных минералов.

Анализ изотопного состава кислорода, водорода, углерода и серы показал, что источниками воды, серы и углерода в подобных жильно-метасоматических системах в порядке значимости были: ликвидирующие, насыщенные водой и летучими компонентами магматические расплавы; поровые рассолы терригенно-карбонатных палеобассейнов; поверхностные метеорные и морские воды.

Рудоотложение происходило на уровнях насыщения, которые, перемещаясь в пространстве, создавали рудную зональность. Источником рудного вещества в подавляющем объеме служили испытывавшие многоступенчатую ликвацию магмы кислого состава. Высокотемпературные и высокобарические части рудно-магматических систем характеризовались большой способностью к выщелачиванию металлов (W, Mo, Au, Pb, Zn) из вмещающих пород. Источником экстрагируемых элементов служили магматические расплавы поздних стадий (остаточные расплавы), элементы-примеси в силикатных минералах и тонкая вкрапленность рудных минералов в породах.

Наиболее продуктивны два типа интрузивных комплексов — гипабиссальный и субвулканический. Для первого оптимальные размеры составляют 15–20 км³. Здесь на первых стадиях ликвации выделяются высококонцентрированные, насыщенные металлами рассолы и формируются крупные (до нескольких кубических километров) пневматолито-гидротермальные системы. Второй субвулканический тип развит в приповерхностных условиях, для него необходим большой объем магмы (30–90 км³) и многостадийное разделение расплава. В этом случае продуктивными будут заключительные умеренно температурные стадии, в которые концентрируются и хлор, и металлы, и рассолы.

По данным геолого-структурного изучения, определения абсолютного возраста пород и метасоматитов и структурно-петрофизического исследования, Тырныаузское рудное поле развивалось как непрерывно воздымающаяся структура в течение, по крайней мере, 1,5 млн лет — это диапазон возраста основных гранитоидных и риолитовых комплексов, с которыми прямо или косвенно ассоциируют процессы окварцевания и рудообразования. К определяющим параметрам, создавшим современный облик месторождения, относятся скорость подъема блоков пород, а также пространственно-временная структура градиентов скоростей тектонических движений.

Именно закономерное различие в градиентах скоростей способствовало появлению единой гидротермально-магматической системы, фокусировало отдельные флюидные потоки, создавало уровни, поверхности и зоны перенасыщенных рудными компонентами растворов. В связи с этим ритм подъема различных блоков пород способствует постоянному поступлению новых объемов перенапряженных горных пород в области разгрузки гидротерм.

Крупные субвертикальные, широтные и северо-западные разломы обычно выполняли роль рудоподводящих структур, а системы горизонтальных трещин отрыва и узлов пересечения сопряженных трещин скола, расположенных горизонтально, служили локализаторами оруденения. Именно в последние периоды возникали штокверково-вкрапленные залежи. За время активного развития орогенного процесса при средней скорости 5–10 мм/год за 1 млн лет амплитуда подъема составит 5–10 км. Изучение динамики орогенных движений показало, что этот процесс исключительно неравномерный. Фазы энергичных перемещений, составляющих несколько десятков миллиметров в год, сменяются периодами покоя, когда длительное время (тысячи, десятки тысяч лет) существенных перемещений не происходит. В районе Тырнауза, судя по наличию многочисленных висячих террас, резко врезанных каньонов, угловатых форм рельефа и другим признакам (вулканизм и землетрясения), значительных периодов покоя в неоген-четвертичное время не существовало. Эта система продолжает развиваться и в настоящее время.

Характерная черта описываемой системы — наложение высокотемпературных минеральных фаций на низкотемпературные и наоборот, а также развитие по периферии, на удалении от рудоподводящего канала, низкотемпературных золоторудных и полиметаллических ассоциаций. Процессы структуро- и рудообразования протекали на Тырнаузе синхронно, поэтому прогнозные построения должны учитывать, прежде всего, динамику эволюции всего регионального структурного ансамбля.

Ярким примером формирования и развития интрузивно-метасоматических флюидных систем является разработанная А. Ф. Коробейниковым (2007, 2010) модель рудно-метасоматической зональности золоторудных полей складчатых поясов фанерозоя (рис. 2.10). Согласно этой модели протяженность рудно-метасоматических колонн достигает 4 км и в их пределах происходит активное и масштабное перераспределение, привнос и вынос рудных элементов из боковых пород. В глубинных частях формируются щелочные ассоциации минералов, а в верхних — более окисленные. При этом вынос благородных металлов из исходных пород достигает 50 % происходит резкое накопление в средних и верхних частях колонн халькофильных элементов и благородных металлов.

Выводы. 1. В орогенных областях в связи с высокими скоростями вертикальных блоковых перемещений активно формируются структурные парагенезисы литостатической разгрузки. Они включают горизонтальные трещины отрыва, диагональные трещины скола, чешуйчатые взбросы, дуплектные системы нарушений. Наиболее интенсивно процессы самопроникновения тектонического разрушения протекают в упруго перенапряженных жестких, плотных и прочных породах.

2. В орогенных поясах можно выделить три вертикальных структурных уровня: глубинный (15–25 км), промежуточный (4–15 км) и приповерхностный (0–4 км), каждому из которых соответствуют промежуточные

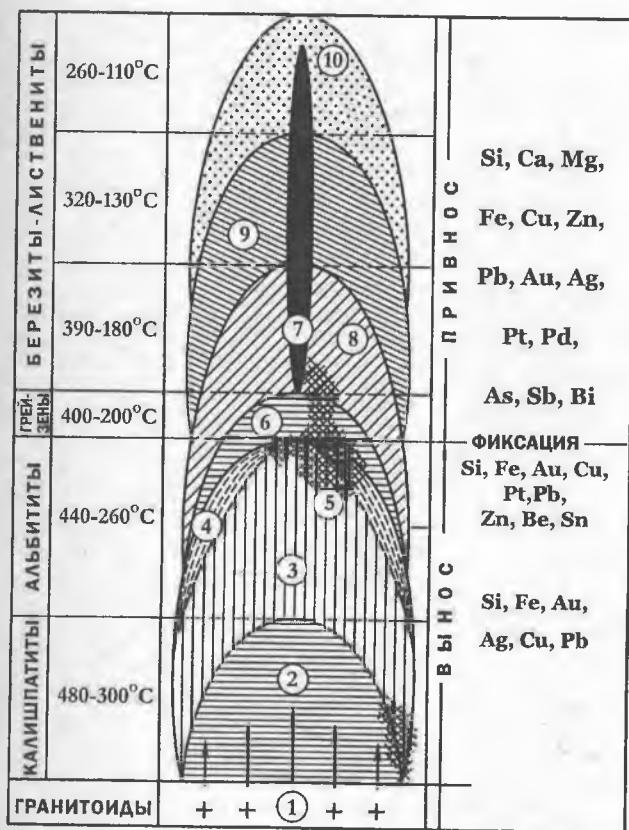


Рис. 2.10. Модель рудно-метасоматической зональности золоторудных полей складчатых поясов:

1 — диориты-плагииграниты; 2 — калишпатизированные габброиды и гранитоиды; 3 — альбитизированные габброиды и гранитоиды; 4 — биотитизированные породы; 5 — вкрапленные золото-редкометалльные руды в альбититах; 6 — грейзены; 7 — кварцево-золото-платино-сульфидные жильные руды в березитах-лиственитах; 8 — гидробиотит-тремолитовые, хлоритовые метасоматиты; 9 — кварц-серицит-пирит-карбонатные метасоматиты; 10 — доломит-кальцитовые метасоматиты

магматические очаги и определенные типы флюидно-магматических комплексов. Постоянный подъем упруго перенапряженных масс горных пород к дневной поверхности способствовал возникновению гетерогенного поля напряжений. Наиболее мощные процессы самопроизвольного разрушения пород протекали в наиболее упругих и прочных блоках и именно в них создавались участки и зоны разуплотнения, куда устремлялись флюидные потоки. В связи с тем, что вертикальный подъем блоков выводил на дневную

поверхность внутренние ядерные части метасоматических колонок, в зонах с наиболее высокими градиентами скоростей перемещения возникали рудные поля с телескопированным оруденением. В этих рудных полях постоянно происходило наложение низкотемпературных и низкобарических минеральных ассоциаций на ранее образовавшиеся более высокотемпературные и высокобарические образования.

3. Примером рудно-магматического центра, формировавшегося под влиянием процессов литостатической разгрузки, может служить Тырнано-узское рудное поле. В его пределах все процессы — магматические (вулканоплутонический комплекс), гидротермально-метасоматические (скарпы, кварц-серицит-хлоритовые и карбонатные метасоматиты, шеелитовые, полиметаллические сульфидные и благороднометалльные руды) и тектонические (зональные структурные парагенезисы) — протекали под воздействием механизма литостатической разгрузки и самопроизвольного разрушения горных пород в упруго перенапряженных тектонических блоках.

V. Взрывные структурные парагенезисы. Эта группа парагенезисов возникает при ультраскоростных (фактически мгновенных — $10^1 - 10^5 \text{ с}^{-1}$) режимах деформирования, существующих на нашей планете. Разрушение пород наступает по мере того, как уровень скалывающих напряжений достигает величины динамической прочности, примерно десятикратно превышающей статическую (путем развития сквозных трещин со звуковой рэлеевской скоростью). В этих условиях разрушение наступает при деформациях не превышающих 1 %, или при увеличении скорости деформирования на несколько процентов. Чем выше скорость деформирования, тем на более мелкие обломки, вплоть до пылевидных, распадается твердое тело.

Масштабы брекчирования и дезинтеграции пород определяются также петрофизическим типом среды. Наибольшее увеличение объема пород брекчиевого тела характерно для хрупких прочных пород. В пластичных образованиях дилатансия и объемы брекчирования в несколько раз меньше, чем в хрупких средах. В высокопористых породах происходит уплотнение, увеличивается сжимаемость и уменьшается предел прочности.

Рассматриваемые парагенезисы связаны с приповерхностными флюидно-газовыми взрывами, импактными (метеоритными) ударами и приповерхностными землетрясениями. Непосредственно при взрывных процессах возникают высокобарические минералы, из которых наибольший экономический интерес представляет пока только алмаз, да и то нигде в мире такой генезиса промышленных месторождений еще не разрабатывают. Роль этих парагенезисов (тела разнообломочных брекчий, трещины скола — радиальные и концентрические, насыпные кольцевые валы, воронки и сопутствующие мелкая трещиноватость) в промышленном рудообразовании невелика.

Импактные структуры можно рассматривать, что и делают, в частности, некоторые канадские исследователи, в качестве стартового (или спускового) механизма, который включает другие менее скоростные типы

деформационных процессов, инициировавшие функционирование разнообразных рудообразующих систем от магматических (Cu-Ni месторождение Садбери) до низкотемпературных гидротермальных.

К рудоносным структурам целесообразно относить особый аномальный тип геологических структур, формировавшийся при участии минерализованных флюидных фаз в повышенном и высокоскоростном режиме деформирования, сопровождавшемся разнообразными динамическими эффектами. В непрерывных геологических структурных системах рудоконтролирующие и рудоносные структурные парагенезисы занимают дискретное, вполне закономерное положение. Они являются своего рода структурными аномалиями, которые возникают при следующих условиях.

1. Активное участие минерализованной флюидной фазы в структурообразующих процессах.

2. Существование оптимального режима деформирования (скорость деформирования 10^{-10} – 10^0 с⁻¹, девиатор напряжений 30–60 МПа, общие РТ условия: $P = 0,1$ –50 МПа, $T = 10$ –200 °С) в течение короткого периода времени (10^3 – 10^5 лет).

3. Возникновение и развитие рудоносных структур и формирование в них месторождений невозможно без участия динамических эффектов (сейсмоэлектрических, сейсмамагнитных, термоакустических, вибромиграционных и др.).

4. Наличие высокоградиентного поля напряжений, которое фокусирует флюидные минерализованные потоки и создает геодинамические барьеры рудоотложения.

5. При низких скоростях деформирования возникают только глобальные геологические структуры, контролирующие позиции металлогенических провинций.

Чем ближе к дневной поверхности, тем выше скорость формирования рудоносных структур, тем короче жизнь структурообразующих систем, тем больше значения девиатора напряжений и меньше показатели общих РТ условий. По мере перехода от мезозональных к эпизональным уровням структурообразования возрастает роль хрупких деформаций, а пластические деформации осуществляются с помощью особого механизма — гидропластического течения.

Рудоносные структуры больше, чем какой-либо другой параметр геологической системы, участвуют в процессе перемещения и отложения рудного вещества. Их формирование сопряжено во времени и пространстве с возникновением анизотропной высокоградиентной системы массопереноса флюидных компонентов в тектонически активных зонах и центрах (рудно-магматических, вулканогенно-рудных, гидротермальной деятельности и т. д.), где одновременно развиваются тектонические деформации, формируется минерализованная флюидная система и активно проявляются динамические эффекты.

Скорость деформирования пропорционально связана с величиной девиаторного напряжения и с наличием или отсутствием флюидной фазы. В процессе деформирования создается система флюидопроводников. Высокий градиент давления способствует повышению скорости фильтрации (вынужденная конвекция). Кондуктивный перенос тепла играет резкую подчиненную роль.

Таким образом, важнейшими условиями возникновения эндогенных месторождений являются: проницаемость среды, наличие термальной флюидной фазы, существование анизотропного поля напряжений и высокий градиент падения главных тангенциальных напряжений. В полной мере такие условия реализуются в обстановке регионального сжатия, при сдвиговых деформациях. Области растяжения — локальные зоны, где падают напряжения и разгружается минеральное вещество. Рудоносные структурные парагенезисы формируются при участии интенсивных динамических эффектов, которые проявляются только в жестких контактных системах при наличии прочных связей, в зонах сжатия и уплотнения.

Гетерогенное развитие крупных секторов земной коры, которое определяется полями напряжений первого ранга, создает активные зоны и центры трансмиссии глубинных эндогенных потоков энергии, соответствующих по масштабам и насыщенности минеральными месторождениями металлогеническим провинциям и поясам. Такими долгоживущими генераторами рудной минерализации являются: 1) зоны субдукции и ассоциирующие с ними орогенные пояса; 2) области и зоны тектоно-магматической активизации с рифтовыми системами и вулканическими поясами; 3) зоны глубинных разломов; 4) орогенные области, приуроченные к зонам столкновения континентальных плит.

Совместные исследования геологов-нефтяников, океанологов и химиков позволили установить исключительно большую роль в образовании нефтегазовых месторождений процессов дегазации Земли и абиогенного круговорота углерода на всех этапах развития нашей планеты (Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений, 2002; Иванкин, Назарова, 2001; Сорохтин, Лейн, Баланюк, 2001; и др.).

Нашло теоретическое подтверждение известное ранее эмпирическое правило об оптимальных глубинах рудо- и нефтеобразования и накопления. Описаны и определены параметры рудосферы и нефтегазовой сферы Земли. Постепенно исчезает, казалось бы, непреодолимая стена между рудообразованием и нефтегазообразованием. Становится ясно, что это единый процесс, протекающий в различных типах флюидодинамических систем. Вариации граней этого процесса определяют тип, масштабы и время аномального накопления минеральных веществ. Сфера образования месторождений не превышает 10–12 км, при этом разнообразие и масса минеральных скоплений лавинно возрастают по мере приближения к поверхности Земли. В глубинных сферах Земли (в мантии и нижних горизонтах земной коры)

флюидный тепло- и массоперенос осуществляется, главным образом, в газовых средах. Только таким способом может происходить перенос энергии из глубин к поверхности. Развитие флюидных систем в эволюции Земли имеет необратимую тенденцию, выражающуюся в вовлечении все более глубоких мантийных горизонтов в их функционирование.

Сегодня можно утверждать, что рудо- и нефтеобразование — это единый закономерно развивающийся процесс, обусловленный объективными природными законами. Он заключается в переводе исходного твердого вещества, содержащего в рассеянном состоянии рудные и углеводородные компоненты, во флюидное состояние; в миграции этого природного породного раствора или расплава преимущественно вверх по разрезу из зон с высоким давлением и температурой в зоны с низким давлением и температурой; в последовательном выщелачивании полезного компонента, его концентрации (аккумуляция) в виде залежей и месторождений различных полезных ископаемых в определенной вертикальной последовательности, отвечающей условиям перехода конкретных рудных и углеводородных компонентов из рассеянного флюидного состояния в концентрированное твердое, жидкое или газовое. Весь этот процесс перевода вещества из рассеянного твердого состояния через промежуточный флюидный этап с последующей конденсацией в промышленные скопления есть не что иное, как механизм превращения «хаоса» (беспорядочное распределение) в «космос» (упорядоченное).

Идея общности механизма рудо- и нефтеобразования в последние годы получила убедительное подтверждение благодаря двум открытиям общего характера. Первое связано с признанием нелинейности развития отдельных природных процессов. Второе является иллюстрацией первого и заключается в установлении тектоно-петрологической расслоенности литосферы и верхней (возможно и средней) мантии, выражающейся в чередовании зон уплотнения и разуплотнения. Это открытие имеет чрезвычайно важное значение. Флюиды, насыщающие разуплотненные зоны, при нагреве значительно повышают внутреннее давление и за счет этого увеличивают свой объем, т. е. стремятся расширяться. Это обстоятельство приводит к созданию своеобразной гидравлической подушки (мантийного диапира), приподнимающей вышележащие слои, а также их прорывающей.

В результате возникает неравновесная и неустойчивая система, позволяющая, с одной стороны, перемещаться отдельным блокам земных оболочек относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях, а с другой — за счет прорыва флюидов (магматических, гидротермальных, углеводородных и т. д.) осуществлять тепломассоперенос из глубоких недр Земли в ее верхние горизонты и тем самым усиливать процесс конвективного протекания.

Представление о зонах разуплотнения дает возможность понять и объяснить такие широко распространенные явления, как сейсмичность,

покровообразование, соляно-купольный и глиняный диапиризм, грязевой вулканизм, гидротермальная деятельность, а также гидротермальное рудообразование, ассоциированное с вулканической и магматической деятельностью, алмазоносные трубки взрыва. Этим же объясняется нефтеобразование и общность данного процесса с процессом рудообразования. Различия связаны с тем, что нефтегазообразование идет при сравнительно низких ($100\text{--}150\text{ }^{\circ}\text{C}$) температурах на первых километрах глубины, а рудообразование связано с глубинами рудоносных очагов в десятки километров, где температура достигает многих сотен градусов.

Общепризнанной теории возникновения зон разуплотнения в земной коре и верхней мантии пока не существует. Наиболее популярна концепция дефлюидизации. При погружении и нарастании температуры происходит трансформация физических свойств минералов и горных пород. Другими словами, происходит потеря летучих компонентов, которые включают, прежде всего, воду, а также газы. Происходит дегидратация или дефлюидизация пород, за счет которой создаются зоны разуплотнения, насыщенные растворами и расплавами. Новообразованные флюиды и, в первую очередь, вода, переходя из связанного состояния в свободную фазу, переводят в раствор не только легко растворимые соли, но и такие породообразующие минералы, как кварц, кальцит, алюмосиликаты и другие.

Флюиды, участвующие в создании зон разуплотнения, возникают при плавлении горных пород в условиях погружения на большие глубины в зоны высоких температур. Так, пласты каменной соли трансформируются в горизонты жидкой рапы, которая при дальнейшем прогреве приобретает высокую внутреннюю энергию и прорывает вышележащие слои, образуя соляные диапиры и купола. Примерами этого же явления могут служить магматические и вулканические купольные образования.

Применительно к нефти и газу все это позволяет сделать два основополагающих вывода. Первый — нефть и газ, объединяемые понятием углеводородного раствора, есть не что иное, как вариант сравнительно низкотемпературной дефлюидизации осадочных пород, обогащенных органическим веществом. Второй — саморазвитие осадочного бассейна, испытывающего интенсивное погружение, приводит к созданию мощной системы восходящих тепловых потоков, активизирующих процессы нефтегазообразования во всем бассейне. Чем интенсивнее прогибание, тем выше уровень реализации нефтегазоматеринского потенциала, накопленного данным бассейном (Соколов, 1997, 1999) (рис. 2.11).

Другими словами, реализация этого потенциала в осадочном бассейне напрямую зависит от условий его прогрева. Эти условия на первом этапе связаны с внешними тепловыми потоками, источником которых являются тепловые потоки, образующиеся за счет дефлюидизации мантийных диапиров, а на втором этапе основная роль принадлежит тепломассоносителям в нижних частях осадочного разреза нефтегазоносного бассейна (рис. 2.12).

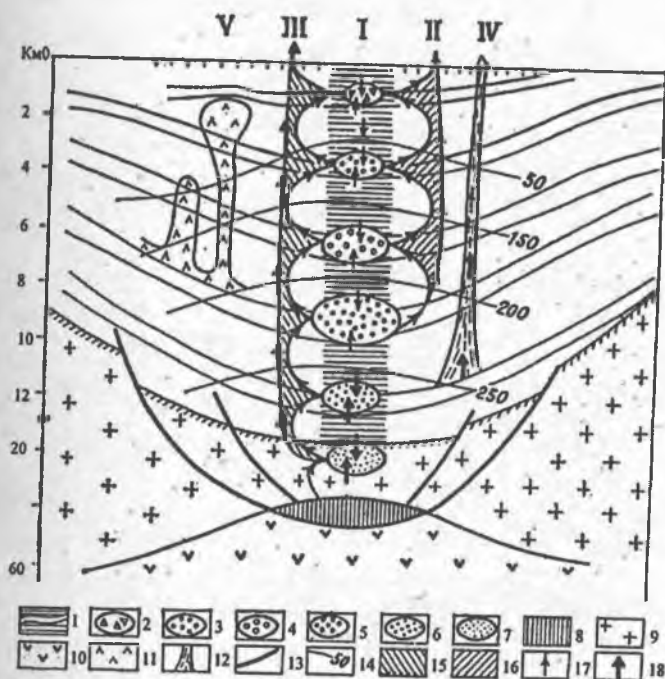


Рис. 2.11. Флюидодинамическая модель нефтеобразования (по Б. А. Соколов, Э. А. Абля, 1999):

1 — осадочный разрез в условиях погружения (I); 2–7 — флюидонасыщенные зоны разуплотнения (2 — нефтегазовая, 3 — ГЗН, 4 — ГЗГ, 5 — термального газа, 6 — кислых газов, 7 — газорудная); 8 — астеносфера; 9 — земная кора; 10 — верхняя мантия; 11 — соляные купола (V); 12 — грязевые диапиры (IV); 13 — литрические нарушения; 14 — изотермы, °C; 15 — перемещение не УВ теплоносителей (III); 16 — перемещение углеводородных потоков (II); 17 — направление движения УВ; 18 — направление движения подноуглекислых флюидов

Как уже отмечалось, погружение осадочных пород сопровождается возникновением флюидонасыщенных зон разуплотнения. В верхней части осадочного разреза флюиды представлены водно-углеводородными компонентами, в нижней — водно-углекислыми, эвапоритовыми, рудными. Под действием возрастающей с глубиной температуры флюиды разогреваются, и внутрипластовое давление аномально увеличивается. Это приводит к тому, что периодически разогреваемые флюиды прорываются в более высокие части осадочного разреза. Мигрирующие вверх флюиды, в свою очередь, являются мощными теплоносителями. Они реализуют конвекционный механизм весьма значительного дополнительного прогрева вышележащих осадочных толщ, тем самым резко ускоряя их катагенетическое преобразование. Здесь имеет место взаимодействие двух разнонаправленных

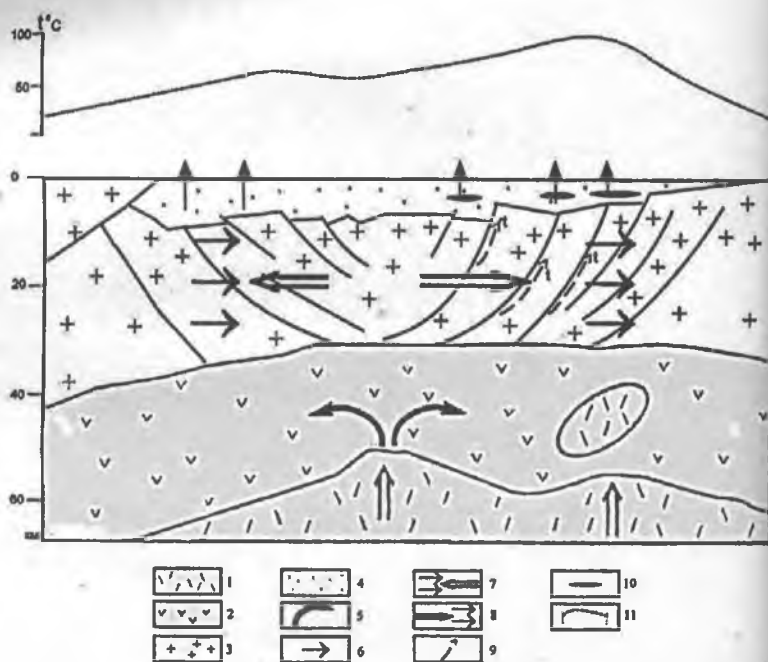


Рис. 2.12. Принципиальная модель нефтеобразования в осадочном бассейне (по Б. А. Соколов, Э. А. Абля, 1999):

1 — верхняя мантия; 2 — астеносфера; 3 — кристаллический фундамент; 4 — осадочный бассейн; 5 — направление движения мантийного плюма; 6 — направление движения литосферных плит; 7 — зоны растяжения; 8 — зоны растяжения; 9 — тепломассоперенос; 10 — зоны нефтенакопления; 11 — распределение температур на срезе 3000 м

вещественно-энергетических потоков. Один из них связан с погружением и катагенетическим преобразованием пород и содержащихся в них органических продуктов жизнедеятельности бактериосферы, а с другой — с подъемом конвективного теплового потока, осуществляющего тепломассоперенос из нижних частей бассейна к его поверхности.

Вместе с тем, здесь следует иметь в виду, что составной частью вертикальных флюидных потоков закономерно являются нефть и природный газ, генерируемые очагами углеводородообразования. Очаги представляют собой погруженные части нефтегазоматеринских отложений, попавшие в зоны нефте- и газообразования, имеющие температуры 100 °C и больше.

Углеводородные потоки, поднимаясь по трещинам и порам вверх по разрезу, пересекают коллекторские горизонты, где температура и давление ниже соответствующих показателей в очагах генерации. Это приводит к насыщению данных горизонтов нефтью и газом. Если процесс погружения

ния бассейна достаточно длителен, то в его разрезе появляется несколько уровней расположения очагов генерации, а над ними несколько этажей размещения залежей углеводородов.

Синхронно с осадочным круговоротом углерода, возникшим с появлением органической жизни на Земле, в значительно больших масштабах совершается, начиная с раннего катархея абиогенный круговорот, связанный с эндогенными поликонденсационными процессами и обусловленный постоянной дегазацией земных недр. Потоки газов (CO_2 , CO , CH_4 , H_2O , H_2 , N_2 , He и др.) обеспечивают абиогенный синтез тяжелых углеводородистых продуктов уплотнения (ПУ): керитов, битумов, асфальтитов, шунгитов, антраксолитов. К подобным продуктам относятся и кристаллические вещества — алмаз, графит и карбин (чаоит). Наряду с тяжелыми ПУ, происходит абиогенный синтез легких углеводородов нефти и газа (Руденко, Кулакова, 2002).

Обширные исследования дна морей и океанов и их акваторий выявили гигантские масштабы эндогенных углеводородных потоков, которые привели к образованию мощных скоплений газогидратов, аномальному обогащению осадков и пород битумами, углеводородными газами, битуминизированным органическим веществом и в конечном итоге созданию крупных и уникальных месторождений нефти и газа (Дегазация Земли..., 2002; Дмитриевский, Валяев, 2002).

Комплексные геолого-геофизические (сейсмические), структурно-формационные и изотопно-геохимические (изотопы кислорода, водорода, углерода) исследования позволяют высказать предположение, что источниками нефти и газа являются восстановительные флюиды, преобразованные в ультраосновной среде в процессе серпентинизации гипербазитов. В последующем они были законсервированы в виде углеводородных скоплений в серпентинитовых линзах и слоях литосферы. На сейсмических профилях подобные участки фиксируются пониженными скоростями прохождения V_p (Буало, 1985; Юркова, Воронин, 2002).

Применительно к процессу рудообразования дело обстоит сложнее. Это связано с процессами расплавления пород на больших глубинах, но принципиального различия, по-видимому, нет. Разогрев приводит к появлению мантийных диапиров, очагов магматизма и вулканизма, магмы которых под высоким давлением прорывают земную кору и попадают путем многоступенчатой сепаратизации в верхние слои литосферы, где в условиях низкой температуры и давления образуют рудные скопления.

В настоящее время можно говорить о возникновении нового направления геологической науки — флюидодинамической геологии месторождений рудных и нефтегазовых полезных ископаемых. XX век разрешил и еще одну фундаментальную проблему — роль экзогенных и эндогенных факторов в рудо- и нефтеобразовании. В природе существует вся гамма переходов от чисто эндогенных систем к экзогенным. Существует иерархическая связь глобальных, региональных и локальных факторов, влиявших на разномасштабные процессы концентрации минерального вещества.

Глобальные факторы, определившие большое разнообразие флюидодинамических систем, обусловлены процессами, протекающими в верхней мантии и нижних горизонтах земной коры. Выделяются тектонически активные зоны и области, где отмечается аномально высокий тепловой поток и выход мантийного материала в поверхностные части коры (срединно-океанические хребты, зоны субдукции, рифтовые системы, активные границы литосферных плит), и стабильные платформы. Для последних характерны медленные и длительные (до 300–1500 млн лет) поднятия и погружения коры (Артюшков, 1993). Прогибания вызваны уплотнением нижней коры за счет фазового перехода габбро в гранатовые гранулиты. Поднятия происходят при попадании в структурные ловушки в подошве литосферы аномальной магмы, из которой выплавляются дополнительные порции базальтов.

Ф. А. Летников предложил трехслойную модель континентальной литосферы: океаническая и островодужная кора, гранитогнейсовый слой, истощенная мантия и генетически вписанные в нее флюидные мезо- и гипосистемы (рис. 2.13, 2.14, 2.15).

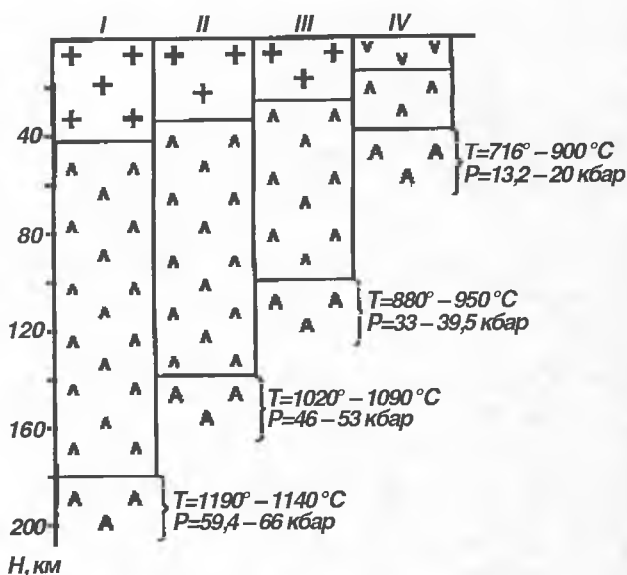


Рис. 2.13. Трехслойная модель литосферы (Ф. А. Летников, 1999):

1 — гранитогнейсовый слой; 2 — истощенная мантия; 3 — астеносфера; 4 — океаническая кора. I — архейская литосфера; II — зрелая протерозойская литосфера; III — зрелая фанерозойская литосфера; IV — незрелая океаническая литосфера

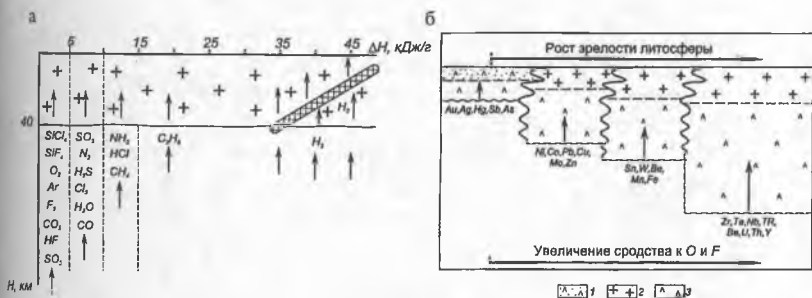


Рис. 2.14. Количество тепла (дельта функции энтальпии), привносимое в земную кору с глубины 200 км (а) и рудно-геохимическая специализация астеносферных флюидов под литосферами разной степени зрелости (б) (Ф. А. Летников, 1999):

- 1 — океаническая и островодужная кора; 2 — гранитогнейсовый слой;
3 — истощенная мантия

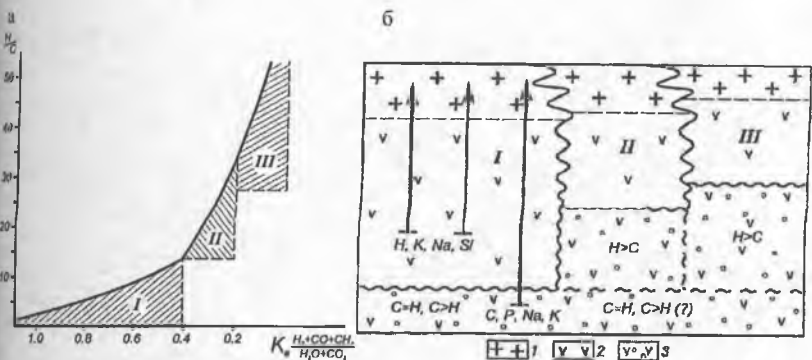


Рис. 2.15. Эволюция эндогенных флюидных систем в геологической истории Земли (а):

- 1 — архей, II — протерозой, III — фанерозой и флюидная модель континентальной литосферы (б) (Ф. А. Летников, 1999): I, II, III — ряд снижения зрелости литосфер.

- 1 — гранитогнейсовый слой; 2 — истощенная мантия; 3 — астеносфера

При этом показано, что чем глубже размещаются рудоносные флюидные системы, тем более они обогащены элементами с высоким средством к кислороду и фтору.

Кроме того, по степени зрелости выделено четыре типа литосферы (от незрелой к наиболее зрелой).

1. Незрелая океаническая истощенная литосфера, изначально обедненная многими некогерентными компонентами; разломы могут проникать на глубину 40–50 км; флюиды выносят преимущественно серу, халькофильные и благородные элементы с очень низким средством к кислороду.

2. Рост зрелости литосферы; образование гранитогнейсового слоя. Разломы могут проникать до глубины 80–100 км. Во флюидах и флюидных магматических системах в земную кору поступают S, Ni, Co, Cu, Mo, Zn, Pb. Все эти элементы характеризуются низким сродством к кислороду (ниже, чем у водорода).

3. Зрелая литосфера с хорошо развитым гранитогнейсовым слоем. Разломы проникают до глубины 120–140 км. Флюиды выносят S, F, Cl, W, Zn, As, Mn, Fe. Эти рудные элементы характеризуются более высоким сродством к кислороду.

4. Наиболее зрелая литосфера с мощным гранитогнейсовым слоем. Разломы могут проникать до глубины 160–180 и более километров. Флюиды выносят Zr, Ta, Nb, TR, Be, U, Th, Y, F, B. Это элементы с очень высоким сродством к кислороду и фтору.

Ф. А. Летников существенную роль отводит глубинным дренирующим разломным системам, среди которых выделяет углеродные, водородные и углеводородные системы. Со среднего архея во флюидных системах, в связи с возрастанием содержания воды, меняется режим от восстановленного к окисленному (см. рис. 2.15). В палеозое произошло окончательное разделение мантийных и коровых флюидных систем, и магматические очаги в мантии и коре в дальнейшем возникали и эволюционировали автономно. Со временем истощались верхние части литосферы по углероду, и углеродный фронт отступал вглубь мантии. Восходящие флюидные потоки «вымывали углерод» из глубинных пород.

Наиболее мощно процессы массопереноса во флюидных потоках осуществляются в зонах долгоживущих глубинных разломов, маркирующих борта региональных континентальных прогибов, поднятий и рифтогенных структур. В последние годы выявляется все большая роль флюидных систем в образовании и преобразовании земной коры и локализации в ее пределах разнообразных типов полезных ископаемых. Области функционирования таких систем образуют сферические зоны в составе земной коры, различающиеся по термодинамическим параметрам. Наиболее продуктивна верхняя флюидосфера, которую часто называют рудосферой, имеет мощность 5–10 км. Именно в ней сконцентрировано более 90 % всех типов видов полезных ископаемых.

ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Формирование продуктивных систем осуществляется стадийно. Сначала погружающиеся в недра земли породы разогреваются эндогенными тепловыми полями и обогащаются восстановленными мантийными флюидами. Они либо превращаются в расплавы, либо создают горизонт разуплотнения, насыщенные флюидными в результате дефлюидизации пород и дегазации мантии летучими компонентами. Дальнейший нагрев создает неравновесные условия, и под влиянием возникших высоких

давлений происходит прорыв и миграция флюидов к земной поверхности через многокилометровые толщи литосферы. Взаимодействие мантийных и коровых флюидов с обогащенными органикой породами способствует формированию широкого спектра месторождений полезных ископаемых, в том числе и углеводородных.

Завершающая стадия связана с механизмом накопления рудных и углеводородных компонентов в зонах пониженных температур и давлений либо на поверхности Земли. По пути движения флюидов возникают ореолы метасоматического преобразования пород, минеральная разнотемпературная зональность. Размеры месторождений зависят от масштаба флюидных систем и длительности их существования. Крупные уникальные объекты создают системы, функционирующие десятки и даже сотни миллионов лет. Они обычно полигенные и полихронные.

Наиболее крупные флюидодинамические системы по масштабам соответствуют металлогеническим провинциям и нефтегазоносным бассейнам. Как правило, они имеют в плане изометричные округлые очертания. В пределах таких структур функционируют полихронные автономные системы, обычно формирующие отдельные минерагенические районы, узлы и месторождения, часто различающиеся по составу минеральных компонентов, по возрасту минерализации и характеру минерагенической зональности.

Рудоносные эндогенные флюидодинамические системы развиваются по двум сценариям — открытому и закрытому.

К закрытым относятся глубинные системы — магматические и метаморфические. Примерами могут служить медно-никелевые сульфидные провинции, ассоциирующие с очагами основного и ультраосновного магматизма, типа Норильского, Садбери, Бушвельд и др.; редкометалльные карбонатитовые провинции типа Ковдорского. Это кольцевые рудно-магматические центры; алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые поля; метаморфогенные многоступенчатые редкометалльные (вольфрамоносные) системы типа Кти-Тибердинской (рис. 2.16, 2.17).

Широко распространены в природе гипабиссальные и приповерхностные вулканоплутонические системы, ассоциирующие с кислым магматизмом с полиметаллическими рудами и благородными металлами. Именно с ними связаны многоярусные эндогенные рудные провинции (постмагматические флюидные системы). В частности, к ним относятся полиметалльно-оловянные месторождения Дальнего Востока (Россия) (рис. 2.18).

К открытым эндогенно-экзогенным (или вулканогенным) системам относятся удивительные по разнообразию и постоянные по минеральному составу колчеданные сульфидные провинции, связанные с субмаринным базальтовым вулканизмом (рис. 2.19). Они появились на заре геологической истории, в раннем архее, развивались во все геологические эпохи и продолжают формироваться в морских бассейнах и в настоящее время («черные курильщики»). Известны в терригенных толщах Большого Кавказа,

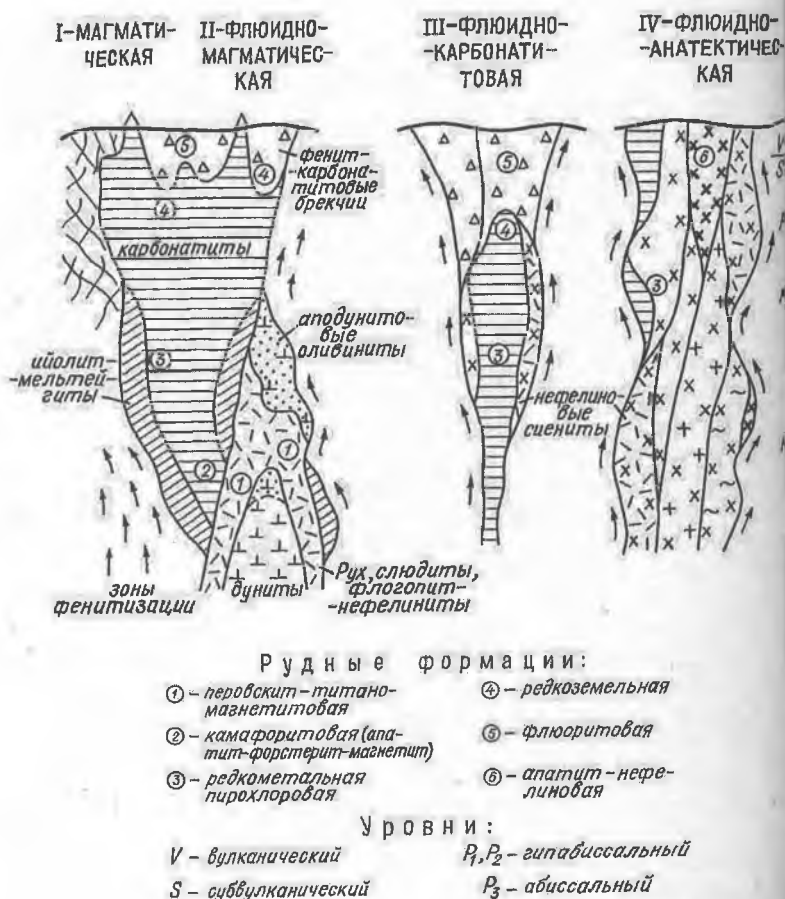


Рис. 2.16. Рудно-петрологические группы карбонатитовых систем (по Л. Бородину с изменениями и дополнениями В. И. Старостина)

в районе Раммельсберга, в вулканогенно-осадочных комплексах Урала, Алтая, на островных дугах (тип Кууроко) и в других регионах мира.

Наиболее показательны современные океанические флюидодинамические системы, формирующие в долгоживущих срединно-океанических хребтах с медленным спредингом и в пределах вулканических построек центрального типа медно-цинковые рудные постройки. Они представляют собой аналог древних колчеданных месторождений на континентах, ассоциирующих с дифференцированными субмаринными базальтоидными формированиями. В изучении природы и механизма формирования подобных месторождений намечились два подхода: 1) вулканогенный: эти месторождения, резуль-

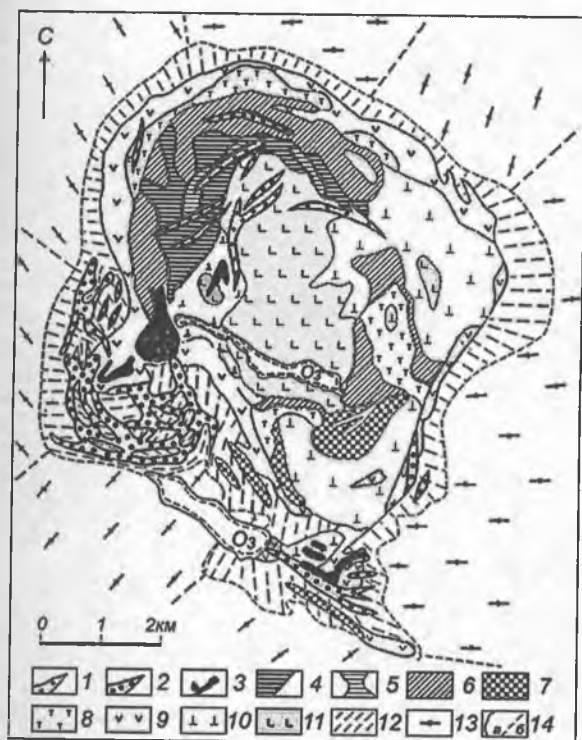


Рис. 2.17. Строение Ковдорского щелочного массива (по материалам В. И. Терновского (1977), Е. М. Эпштейна и Н. А. Данильченко (1988) с некоторыми дополнениями О. Б. Дудкина и Ю. М. Кириарского (1994)):

1 — малиновые, 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-монтичеллит-мелилитовых, существенно мелилитовых и монтичеллитовых, гранат-амфибол-монтичеллитовых пород; 7 — слюдиты (глиммериты); 8 — турьяиты; 9 — ийодиты грубо- и мелкозернистые с подчиненной субфацией мельтейгитов; 10 — пироксениты и нефелиновые пироксениты, в различной степени биотитизированные; 11 — оливиниты; 12 — фениты; 13 — гнейсы и гранитоиды архея; 14 — границы пород массива (а) и границы ореола фенитизации (б)

функционирования вертикальной эндогенной флюидной системы с мантийными источниками рудных компонентов и 2) рециклинговый, конвективный, согласно которому рудоносный гидротермальный раствор возникает в результате преобразования морской воды в нагретой части базальтовой океанической коры. Металлы (медь, цинк и свинец) выщелачивались из этих же базальтов. Роль магматического очага ограничивается тепловым воздействием и введением в систему безрудного магматического флюида, доля которого в общем балансе растворов составляет десятые доли процента.

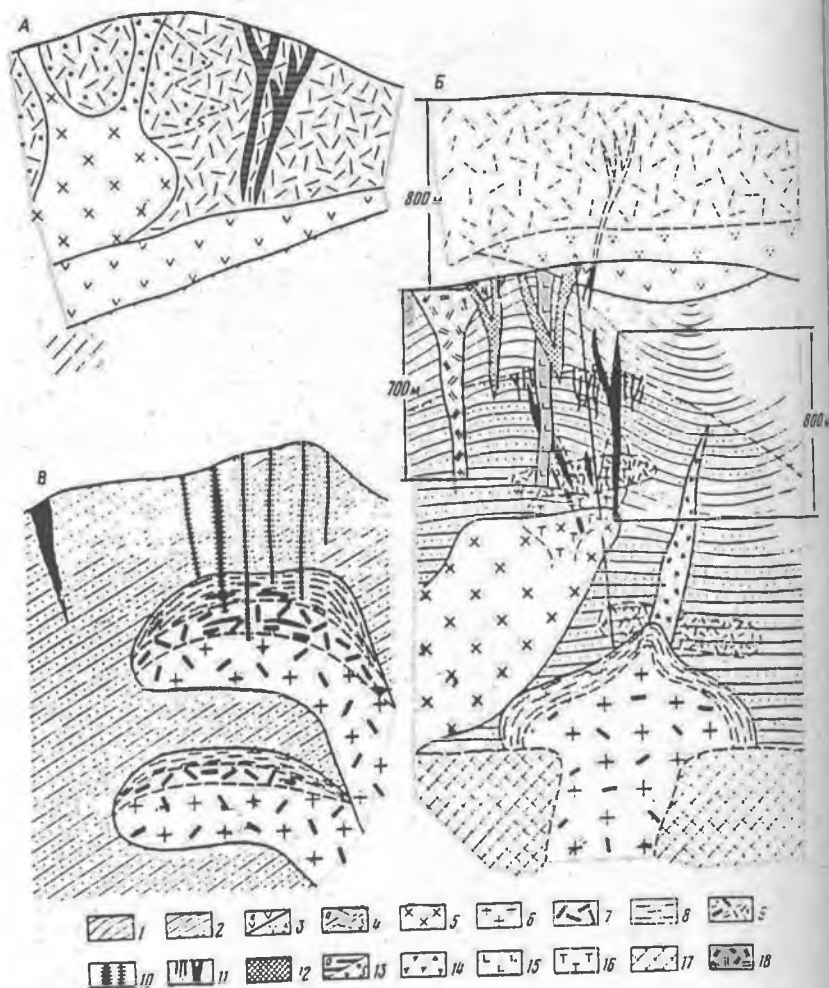


Рис. 2.18. Схема ярусности оруденения (по В. Т. Покалову, 1992):

А-В — ярусы оруденения: А — приповерхностный, Б — верхний и средний, В — нижний; 1 — песчаная толща; 2 — биотитовые роговики; 3а — вулканы основного состава, 3б — то же, эродированные; 4а — вулканы кислого состава, 4б — то же, эродированные; 5 — гранодиориты, диориты; 6 — гранит-порфиры, граниты; 7 — пегматитовые образования; 8 — фельзитоподобная порода в контакте интрузии; 9 — грейзены с касситеритом (а) и молибденитом (б); 10–13 — минерализация: 10 — кварц-касситеритовая с обильной слюдой и стanniном, 11 — колчеданно-касситеритовая жильная и штоковерковая, 12 — хлорит-касситерит-сульфидная, 13 — касситерит-сульфидная (а — жильная, б — вкрапленная); 14 — эксплозивные образования; 15 — диоритовые порфиры; 16 — турмалинизация; 17 — фундамент; 18 — вулканический аппарат

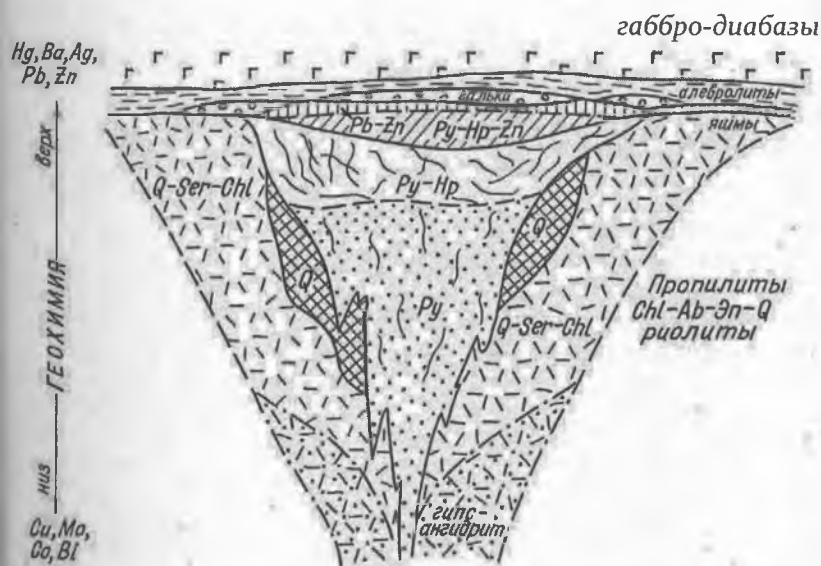


Рис. 2.19. Схема геологического строения колчеданных месторождений уральского подкласса

Анализ огромного мирового эмпирического материала показывает, что на современном уровне теоретической и экспериментальной геологии мы еще очень далеки от разрешения данной проблемы. Видимо, рециклинговая модель представляет собой частный случай субмаринного колчеданного рудообразования. Необходимо моделировать реальные более сложные системы промышленных месторождений, в которых очень существенна доля мантийных источников флюидов (металлов и серы) и важна роль кислого липаритового магматизма.

Обширная группа Pb-Zn, Cu, Fe, урановых, редкометалльных и других типов месторождений образуется в одних и тех же флюидодинамических системах, которые приводят к формированию и нефтегазовых провинций. Это происходит в условиях, когда в процессе восходящей фильтрации вод нефтегазоносных бассейнов из глинистых толщ энергично выщелачиваются рудные компоненты. Термодинамический и физико-химический режим развивающейся флюидной системы приводит к отделению от нее на разных гипсометрических уровнях потоков с высокими концентрациями сначала углеводородов, а затем рудных компонентов. В связи с этим в центральной и бортовой частях осадочных бассейнов в локальных структурных ловушках образуются нефтяные и газовые месторождения, а по периферии бассейнов формируются ореолы рудных месторождений. Чаще всего повышенная

металлоносность характерна для обрамления бассейнов, приуроченных к переходным зонам между платформами и океанами, к краевым прогиба и подвижным поясам.

Изучение металлогении стратиформных свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных формациях показало, что в рудообразовании участвует три типа флюидов: горячие растворы-рассолы эндогенного происхождения, нагретые поровые пластовые растворы нефтематеринских толщ и нефтегазовых месторождений и метеорные слабо минерализованные холодные воды.

Согласно исследованиям Си Шушэнь и Ян Хонгфу, в рудной провинции средней и нижней части бассейна Янцзы (Китай) рудоносные флюиды характеризовались низкими соленостями и плотностями, средними и низкими температурами, находились либо в слабо окислительном, либо слабовосстановительном состоянии. Их возникновение явилось следствием смещения поднимающихся из нижних частей бассейнов горячих флюидов с обогащенными органикой пластовыми растворами и холодными инфилтрационными подземными водами.

Флюиды нефтематеринских толщ ремобилизуют рудные компоненты, переносят их частично в залежи углеводородов, но основная масса подобных флюидов поднимается в более высокие горизонты, где при смешении с эндогенными растворами и метеорными водами формирует стратиформные свинцово-цинковые месторождения.

Детальный анализ динамических моделей рудообразования в осадочном чехле Туранской плиты был сделан И. Г. и В. Г. Печенкиными (рис. 2.2). Они выделили три основные модели: 1) стадийную, отражающую кататектонические преобразования осадков; 2) инфильтрационную, формирующую залежи зон пластового окисления и 3) эксфильтрационную, функционирующую при вскрытии осадочных комплексов и приводящих к дифференциации минерализованных флюидов.

В пределах крупных осадочных бассейнов существенна роль разломов и трещиноватости. Общеизвестна пространственная ассоциация в Чарысайском осадочном бассейне нефтегазовых залежей в локальных антиклинальных структурах и полиметаллических (провинция Каратау) и медистых песчаников (Джезказган) на флангах бассейна. Ведущую роль в рудолокализации играла палеогидродинамика флюидных потоков и эволюционирующий в пространстве и времени состав растворов (рис. 2.2).

Связь рудных и нефтегазовых месторождений чаще всего парагенетическая. Все они связаны с восстановленными глубинными флюидными системами. Для нефтегазовых месторождений важен как биогенный, так и абиогенный круговорот углерода. Как мы уже отметили выше, функционирующие в осадочном бассейне флюидные системы на разных геостратиграфических уровнях имеют существенно отличные физико-химические и термодинамические параметры. Металлоносные рассолы чаще всего

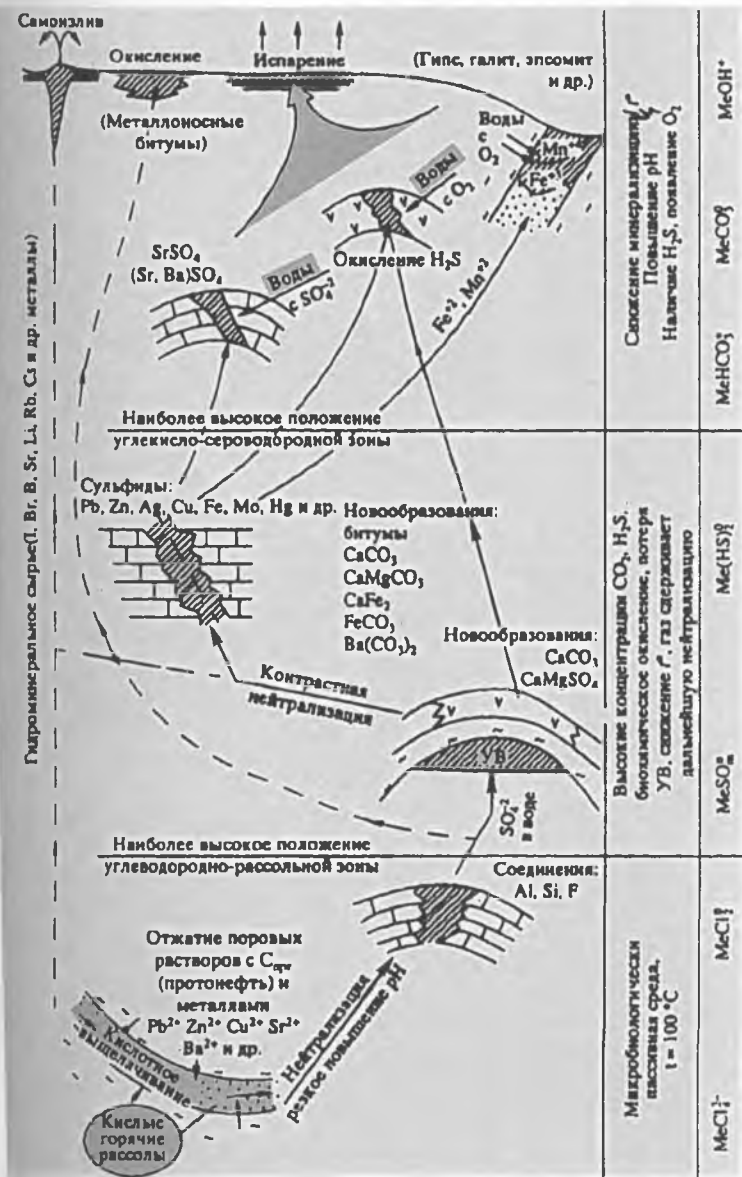


Рис. 2.20. Схема изменений газожидкого флюида при работе эксфильтрационной рудообразующей системы (по И. Г. Печенкину и В. Г. Печенкину, 1998)

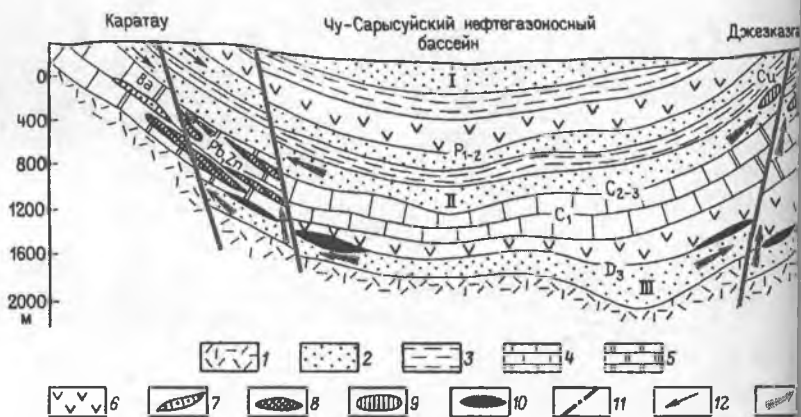


Рис. 2.21. Гидрогеологическая схема формирования стратиформных сульфидных месторождений (на примере Центрального Казахстана, Е. А. Басков, 1983):

1 — породы фундамента; 2 — водопроницаемые терригенные отложения (песчаники, конгломераты); 3 — доупорные глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты; 4 — известняки и протодоломиты; 5 — эпигенетические доломиты; 6 — соленосные водоупорные отложения; 7 — баритовые руды; 8 — свинцово-цинковые руды; 9 — медистые песчаники; 10 — нефтегазовые залежи; 11 — разломы; 12 — направление движения слабых растворов; 13 — направление движения углеводородных рудообразующих рассолов подсолевых горизонтов палеозоя. Гидрогеологические этажи: I — надсолевой, II — межсолевой, III — нижний подсолевой.

возникают на глубинах 5–6 км, а нефтесодержащие — на глубинах 3–4 км. Существенна роль галогенных образований («гравитационно-рассольный эпигенез», «эпигенетическая рассольная гидродинамика» и т. д.) в интенсификации процессов ремобилизации как рудных компонентов, так и углеводородов.

Исследования последних десятилетий XX века показали, что в процессе восходящей фильтрации вод нефтегазоносных бассейнов происходит энергичное выщелачивание рудных компонентов из осадочных (особенно глинистых) толщ. Этому способствует рассеянное в породах органическое вещество и наличие во многих бассейнах рассолов, активных концентратов многих металлов (Горжевский и др., 1990).

Наиболее тесная и масштабная связь рудных и нефтегазовых месторождений характерна для провинций, приуроченных к переходным зонам между платформами и океанами, к краевым прогибам и подвижным поясам (эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогены). Повышенные рудные концентрации пространственно совпадают с участками повышенных скоплений битумов, которые, в свою очередь, развиты в пределах подвижных зон в краевых частях зон нефтенакопления. Выявлена металлогенетическая зональность нефтегазоносных бассейнов. В карбонатных (доломитовых) толщах, слагающих краевые фации бассейнов, в тесной ассоциации с битумами

мами (керитами, антраксолитами) локализуются крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения. При этом они часто приурочены к рифтовым структурам, расположенным за пределами бассейнов.

В подобной структурной позиции, но в связи со флишоидными, аспидными и молассоидными формациями образуются золотосульфидные проявления. Непосредственно на границах бассейнов (часто и внутри) в ассоциации с битумами типа асфальтов и асфальтитов среди известняков в пачках песчанников, алевролитов и мергелей формируются месторождения меди, связанные с рассеянной выраженностью асфальтов и асфальтитов. В этой позиции возникают также осадочные катагенные залежи железа и марганца.

Образование крупных скоплений металлов (свинца, цинка, меди, золота, серебра, ртути и др.) во флюидодинамических системах осадочных нефтегазоносных бассейнов носит пульсационный ступенчатый характер. Флюиды выщелачивают из вмещающих пород, переносят и отлагают в форме залежей обширную гамму рудных компонентов. Чем интенсивнее происходит погружение центральных частей бассейнов, тем более мощный возникает тепловой и флюидный поток и тем активнее концентрируются металлы в растворах. Другая группа факторов (длительность существования флюидной системы, наличие структурных ловушек, гетерогенность строения осадочных толщ, активные проявления вулканизма и магматизма) определяет масштабы рудо- и нефтегазообразования.

Общим для всей гаммы месторождений полезных ископаемых является следующее. 1. Полезные компоненты первоначально находятся в твердом, обычно рассеянном состоянии. В нефтематеринских породах содержание органического углерода 1–2 %, в породах черносланцевой формации концентрация широкой гаммы рудных элементов колеблется от долей процента до 0,1–0,5 %, в магматических и метаморфических породах наблюдаются близкие значения. 2. Под воздействием внешних эндогенных тепловых полей происходит миграция нагретых, обычно агрессивных флюидов, которые выщелачивают из горных пород полезные компоненты, выносят их из зон с высокими термодинамическими параметрами и отлагают на участках с низкими значениями РТ условий. Примером такой системы могут служить «черные курильщики» срединно-океанических хребтов. 3. Флюидные потоки, создающие во вмещающих породах высокие давления, формируют системы гидроразрывов, диатремы и образуют рудо-нефтевмещающие структуры. 4. Величина месторождений в полной мере зависит от масштаба флюидных систем и длительности их существования; крупные и уникальные месторождения возникают в системах, функционирующих миллионы, иногда десятки и сотни миллионов лет, размеры которых составляют сотни квадратных километров. 5. Крупные месторождения всегда полигенные и полихронные. Процесс их формирования развивается нелинейно с многочисленными прерывистыми фазами. Продуктивные стадии характеризуются высокими скоростями накопления минерального вещества

из концентрированных растворов. 6. Важную, часто определяющую, роль в рудо- и нефтеобразовании выполняют бактерии, способствующие переводу рассеянного минерального вещества во флюидное состояние.

Для нефтяных месторождений характерны следующие особенности. 1. Ограниченный химический состав соединения углерода и водорода. 2. Узкий интервал РТ условий (100–150 С, 1,5–2,5 км глубина). 3. Источник нефти — органическое вещество в осадочных породах и абиогенный синтез углеводородов в эндогенных флюидных системах. 4. Источник нефти — содержащих растворов — дефлюидизация осадков в процессе диагенеза и метабенеза в осадочных бассейнах за счет потери летучих и насыщенных поровых вод углеводородами и эндогенные флюиды. 5. Упрощенная схема вертикальной зональности. Разделение флюида на газовую и нефтяную компоненты. Помимо вертикальных прорывов, широкий диапазон горизонтальной миграции и концентрация в разнообразных структурных ловушках.

Для рудных месторождений можно выделить следующие параметры. 1. Большое разнообразие химических элементов и их соединений (практически вся таблица Д. И. Менделеева). 2. Широкий диапазон РТ условий приповерхностных до нижнекоровых (10 000 С, 50–100 МПа). Многообразие источников минерального вещества, от мантийных, коровых до экзогенных, даже космических. 3. Различный генетический тип вод во флюидах: морской, магматогенный, метаморфогенный, метеорный, поровый. 4. Сложная вертикальная и горизонтальная зональность, обусловленная эволюцией рудовых флюидов, изменением РТ условий, взаимодействием растворов с вмещающими породами, влиянием гравитационных, магнитных полей и ряда других факторов. 5. Значительная вертикальная протяженность (0–12 км) рудно-магматических систем в изометричных центрах и линейных разломных зонах длительного полигенного и полихронного рудообразования;

Флюидодинамические системы совместного рудо- и нефтеобразования развиваются в процессе восходящей фильтрации вод нефтегазоносных бассейнов. 1. Из вмещающих пород выщелачиваются рудные элементы Pb-Zn, Cu, Fe, U, Mo и др. 2. Термодинамический и физико-химический режимы развивающейся системы приводят к отделению от нее на различных гипсометрических уровнях потоков, сначала углеводородов, а затем рудных компонентов. 3. В центральных и бортовых частях бассейнов формируются нефтяные и газовые месторождения, а по периферии — ореолы рудных месторождений.

СИНЕРГЕТИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В отличие от других наук, дату рождения синергетики можно считать надежно установленной. Это 1973 год. В этом году Г. Хакен на научной конференции сделал доклад «Кооперативные явления в сильно неравновесных нефизических системах». Хакен обратил внимание на то,

кооперативные явления наблюдаются в самых разных системах и средах. Фазовые переходы, автокаталитические реакции, динамика популяций, астрофизические явления, социальные процессы, вплоть до возникновения и распространения моды — все это примеры совместных, кооперативных, синергетических явлений. В них при достижении определенной границы хаос отношения элементов в разовом порядке сменяется структурно упорядоченным их соотношением.

Общие положения. Любой ансамбль элементов самоорганизуется, происходит акт спонтанной самосборки тех или иных единиц материи. При этом процессы кооперативной самоорганизации совершаются неизъяснимым, чуть ли не мистически загадочным образом. Элементы действуют самосогласованно. Здесь нет никакого управления извне, элементы сами решают, какая структура должна возникнуть. Последнее наглядно обнаруживается, в случае так называемой неустойчивости Тейлора. В эксперименте изучается движение жидкости между коаксиальными цилиндрами. Наружный цилиндр закреплен неподвижно, внутренний вращается. При малых скоростях вращения жидкость перемещается в ламинарном режиме. По достижении известного порога скорости образуются флюидные структуры, осциллирующие с одной или двумя частотами. Наблюдаются и более сложные структуры с частотами осциллирования, составляющими $1/2$, $1/4$, $1/8$, $1/16$ от основной частоты. Но как понять тот факт, что при достижении критического порога хаос молекул воды перестает быть хаосом и каждая молекула устремляется в определенную точку пространства? Каким образом всякая единичная молекула H_2O знает свое, единственно свое место в их общей структуре?

Коллективность, когерентность действия элементов, — подчеркивал Хакен, — ключ к пониманию синергетической самосборки структур. Действительно, при раскристаллизации расплава коллективно организуются атомы в узлах кристаллической решетки минерала. Коллективно выстраиваются магнитные моменты в ферромагнетике, самоорганизуются вихри молекул внутри жидкости или в процессах автокаталитических химических реакций. Сегодня можно уже с уверенностью сказать, что кооперативность, самосогласованность — общий рычаг структурирования любых форм материи; от атомных единиц до социальной и мыслящей материи.

Кроме кооперативности теория синергетики выделяет и другую черту, без которой невозможен генезис упорядоченности. Это неравновесное состояние среды. То есть такое состояние, которое постоянно приходится поддерживать притоком энергии извне. Синергетическая самосборка структур происходит только тогда, когда поток энергии выводит систему из состояния статики, выталкивает ее за границу стабильности. Для случая тепловых систем — за границу термодинамического равновесия. Уже из сказанного можно вывести, по крайней мере, четыре признака самоорганизации.

1. Движение. Это естественно; самоорганизация элементов возникает только

в недрах процесса. 2. Разомкнутость системы. Классическая термодинамика исследовала ситуации с нагретым газом в абсолютно изолированном сосуде. 3. Новая нелинейная термодинамика рассматривает не идеализированные ситуации, а реальные системы, которые энергетически подключены к окружающей среде. Получение энергии извне — обязательное условие самоорганизации. 4. Кооперативность, когерентность действий элементов.

Ситуация неравновесия означает следующее. Оба начала классической термодинамики сформулированы для замкнутых систем. Согласно второму началу энтропия в такой системе возрастает, а вся совокупность элементов стремится к равновесию, т. е. к среднестатистическому распределению. Максимум энтропии — это максимум неопределенности, безликий броуновского хаоса в соотношении элементов. Приток же энергии извне ведет к отклонению от равновесия. Он не только гасит рост энтропии, но уменьшает ее. При этом хаос в системе исчезает не постепенно, не эволюционно. Лишь тогда, когда поступление энергии выведет систему далеко за рамки равновесия, хаотический ансамбль элементов скачкообразно структурируется.

Из приведенного перечисления условий самоорганизации можно прийти к ложному выводу, что синергетика охватывает собой только тепловые термодинамические процессы. Ведь закон роста энтропии суть второй закон термодинамики. Однако это не так. Закон возрастания энтропии действительно был впервые выведен из анализа тепловых процессов. Он был сформулирован Клаузиусом и притом сразу же с его гибельно мрачной интерпретацией. Тепловая энергия любого тела в соответствии с законом роста энтропии безвозвратно рассеивается. Это относится к любому макроскопическому объекту, как и ко Вселенной в целом. Энергия звезд, галактик, рассеиваясь рано или поздно усреднится в космическом холодильнике. Закон роста энтропии приведет к нивелировке разности энергетических потенциалов и на Земле. В конечном счете, прекратятся все и всякие процессы, и Вселенная застынет в неподвижности. Сегодня, со становлением синергетики стало понятно, почему же этого до сих пор не произошло. Синергетика обнаружила, что закон роста энтропии имеет свою противоположность — принцип спонтанного структурогенеза. Именно он, будучи созидующим, творческим началом, обеспечивает усложнение материи на Земле — от косной к живой и мыслящей ее формам.

Чтобы понять сущность теории синергетики в ее глубинном контексте, надо принять во внимание, что энтропийная деструкция, как и антиэнтропийный структурогенез, не исчерпывается классом термодинамических явлений. Термодинамическая структура и тепловой хаос — это лишь одна из форм полярности бытия. Это тот частный инвариант миропорядка, который в виде разностей потенциалов проявляется и действует и в других областях физики. Точно так же, как и в науках о неживой, живой и социально организованной материи. Другое дело, что теория синергетического структу-

рогенеза со всей логической канвой ее узловых принципов впервые была построена на основе анализа термодинамики химических процессов.

Общеизвестно, что впервые четко и определенно принципы и механизмы самоорганизации были раскрыты на материале автокаталитических химических реакций. Сделано это было нобелевским лауреатом Ильей Пригожиным. Он и Г. Хакен являются основателями синергетики, хотя и работали независимо друг от друга. Поэтому и теория И. Пригожина носит название не синергетика (это термин Хакена), а теория диссипативных структур. Ее суть проста.

Имеем систему, в которую подается вещество и энергия. Под действием потока энергии система выходит за границы термодинамического равновесия. За определенным критическим порогом в ней самопроизвольно, т. е. без внешнего плана или управления возникают сложные структуры с пространственно-временной упорядоченностью. Самосогласованное, самоинструктивное поведение элементов основывается на неизвестном ранее моменте активности материи — «резонансном возбуждении». Суть этого феномена обрисована в книге И. Пригожина и И. Стенгерс «Порядок из хаоса». В ней рассматриваются переходные состояния систем. Первое из них — это устойчивое фазовое состояние (объем газа, жидкости, химическая реакция, ламинарный поток и т. д.). Как оказывается, при равновесном состоянии элементы системы ведут себя независимо друг от друга. По словам авторов, «каждый из них игнорирует остальные». Имея в виду такое пассивное поведение частиц, Пригожин называет их гипнонами, т. е. пребывающими в гипнотически спящем состоянии.

Переход в неравновесное состояние пробуждает гипноны. Материя как бы просыпается. Частицы переходят в состояние резонансного возбуждения, между ними устанавливается когерентная связь, совершенно чуждая их поведению в равновесных условиях. В этом случае элементы перестают быть независимыми. Между ними возникают корреляции и кооперативно согласованные действия. При этом их совокупная система ведет себя так, как если бы она была вмещителем далекодействующих сил. Несмотря на то, что силы молекулярного (электромагнитного) взаимодействия являются короткодействующими (действуют на расстоянии 10–8 см), система строится так, как если бы каждая молекула была «информирована» о состоянии системы в целом.

Структурная самоорганизация протекает таким образом, что вначале в ней образуется множество флуктуаций. Амплитуды далекодействующих корреляций еще малы. При большем же удалении от равновесия они возрастают. В результате из множества флуктуаций вычленяется одна захватывающая всю систему. Это и есть, по определению И. Пригожина, «диссипативная структура». А точка, в которой осуществляется структурогенез, носит название точки бифуркации. Би — значит два, т. е. раздвоение системы, поскольку в ней отчетливо наблюдается разделение хаоса и упорядоченности. Более

содержательная трактовка этого понятия такова. В критической точке системы может находиться в трех состояниях. Одно из них (прежнее) неустойчиво, другие устойчивы. Система, в конечном счете, в качестве своего нового пути развития выбирает одно из них. Так происходит бифуркационное ветвление в эволюции диссипативных структур.

Точка бифуркации несет столь значительную смысловую нагрузку, что ее, пожалуй, можно считать фокусной точкой всей теории самоорганизации. В точке бифуркации мы имеем не просто хаотический ансамбль каких-либо единиц материи. Это динамический их коллектив с огромным числом степеней свободы. Здесь каждая флуктуация как их объединенный ансамбль структурно потенциально заданный конструкт, конкурирующий с другими постройками. Отношение флуктуаций — это борьба каждой из них за возможность осуществиться. То есть обрести монополию и, подавив все флуктуации, — переструктурировать их. В этом, собственно говоря, и состоит принцип системного структурного созидания природы. Здесь, по-видимому, и заключена тайна творческих потенций саморазвивающейся материи.

Далее, о двух важнейших особенностях диссипативного структурогенеза. Первая состоит в том, что генерация структур, лучше сказать их конкретизация, зависит от того материала, тех условий и обстоятельств, которые имеются в системе изначально. Так, в случае диссипативной структуры химического рода ее параметры, пространственно-временная упорядоченность, в ее специфика зависят от концентраций реагентов, случайных примесей, даже от формы стенок сосуда, в котором протекает реакция. Иначе говоря, хаос флуктуаций за порогом равновесного состояния рождает такую структуру, в которой она определяет свой масштаб, тип симметрии, тип пространственной и временной периодичности. (Известный пример — реакция «химические часы» Белоусова-Жаботинского.) Диссипативное образование собственной структурой отражает внутренние условия своего рождения. Но на нее накладывают печать также внешние условия. Причем ориентация структурогенеза на внешние факторы характеризуется фантастической чувствительностью. Пригожин подчеркивает, что система в сильно неравновесном состоянии начинает «воспринимать» внешнее поле. Например, гравитационное и магнитное поле Земли. Она реагирует даже на интенсивность светового воздействия. Эта сверхчувствительность, кстати сказать, получила любопытную интерпретацию у наших ведущих синергетиков акад. В. И. Аршинова и В. Г. Буданова. Сверхчувствительность неустойчивых систем к внешним воздействиям они трактуют как подключенность каждой данной диссипативной структуры ко всей совокупности явлений Вселенной; как их сопричастность со всем происходящим, в том числе и к человеку как наблюдателю процесса.

Таким образом, вся совокупность факторов среды является не просто внешним фоном структурогенеза. Весь процесс синергетической самоорганизации предстает как предопределенный внешними условиями процесс.

отбора структурных конфигураций. Отсюда следует важное мировоззренческое и методологически-установочное положение о всеобщности принципа естественного отбора. «Отбор диссипативных структур в эволюции неживых объектов, — пишет И. Пригожин, — оказывается не просто внешним аналогом дарвиновского отбора. Напротив, мы имеем дело с феноменом объективно общим для живой и неживой природы. С фактом, который пивелирует традиционно жесткое разграничение закономерностей живой и неживой материи». Жизнь при нашем подходе перестает противостоять «обычным» законам физики. Впредь физика с полным основанием может описывать структуры как формы адаптации к внешним условиям. Это положение синергетики обрисовывает мир неорганических образований в совершенно новом свете. Отныне все классы неорганических тел, в том числе и геологических, следует расценивать не просто как природную данность, а как реализовавшиеся в соответствии с дарвиновской логической схемой мутанты и продукты селекции мутантов.

Итак, мы знаем, что за границей термодинамического равновесия любая совокупность единиц материи обретает состояние резонансного возбуждения. При этом в игру вступают силы дальнего действия, коррелирующие соотношение элементов. В точке бифуркации совершается акт творения структуры будущего объекта. Генезису диссипативной структуры предшествует нестабильный режим, в системе наблюдаются множественные флуктуации. Она как бы колеблется перед выбором своего нового пути развития. Для данного состояния принципиально важно то, что здесь имеется множество степеней свободы. А также то, что выход из него предопределен некоторым воздействием факторов среды, которые по своему энергетическому потенциалу могут иметь исчезающе малую величину.

Но коль скоро вероятностный выбор (отбор) реализовался и система встала на определенный путь развития, случай теряет силу. До очередной точки бифуркации система будет функционировать на детерминистических началах. Возникнув в точке бифуркации, новообразование как бы забывает вероятностные обстоятельства своего рождения и развивается далее на базе законов, соответствующих ее природе. Под понятием «природа системы» имеется в виду конкретный тип ее нелинейности. Нелинейность в общем случае означает отсутствие прямо пропорциональной зависимости между взаимосвязанными явлениями. Последнее обуславливается разнокомпонентностью систем при различии свойств компонентов. Так, в теории диссипативных структур речь идет о том, что благодаря нелинейности, подаваемый тепловой поток в разных участках системы будет рассеиваться по-разному. По параметру диссипации энергии между узлами объекта складываются конкурентные отношения. Среди них выделяется один доминирующий участок, стягивающий всю энергию на себя. То есть в термодинамической ситуации выделяется один быстро развивающийся процесс, подавляющий все остальные. При этом хочется еще раз подчеркнуть, что,

когда идет речь о конкуренции тепловых потоков, это касается лишь одного частного случая, фигурирующего в пригожинской теории диссипативных структур. Синергетика как общая теория самоорганизации охватывает собой огромный класс природных явлений и не исчерпывается термодинамической ситуацией. То есть в каждом явлении имеется инвариант конкуренции, отбора, вычленения лидирующего процесса. Таков режим отбора волн в лазерном резонаторе, плазменном состоянии вещества, в химических автокаталитических реакциях. Также и в биологической эволюции естественный отбор признаков, дающих эволюционные преимущества, приводит к тому, что сам процесс развития вида идет с нарастающей скоростью. В естественном отборе побеждают и утверждаются формы, возникающие быстрее и раньше других. Это и есть присущий всем нелинейным системам «режим с обострением».

Режим с обострением — одна из опорных точек новейшей теории самоорганизации. Этот принцип в рамках синергетического процесса выполняет вполне определенные функции. Во-первых, режим с обострением обеспечивает разрастание малого. Он избирательно усиливает какую-то единичную аномалию, делает малое явление большим. Благодаря этому, например, в цикле реакций какое-то малое отклонение (скажем, реагентная опечатка) обретает довлеющее значение и способно перепрограммировать весь химический процесс. Во-вторых, режим с обострением определяет меру чувствительности эволюционирующей системы. Имеется в виду то, что до определенной точки система остается тождественной себе самой. Она подавляет влияние возникающих в ней отклонений, аномалий, флуктуаций. Все они нивелируются, стираются, не оставляют следа. Так происходит в природе, науке, культуре. Выше порога чувствительности включается режим с обострением. Единичная новация многократно возрастает, подавляя старое. В-третьих, и это особенно важно, режим с обострением определяет ориентацию путей развития. Это значит, что в силу нелинейности возможен только один режим с обострением. Следовательно, в любом образовании изначально в потенции содержится программа дальнейшего его развития. То есть для любого конкретно данного, наблюдаемого явления возможен любой путь эволюции, а лишь определенный путь или спектр этих путей. Сказанное выводит на очередное синергетическое явление, тот логический узел теории самоорганизации, который получил название аттрактора.

Аттракт в русском переводе означает притяжение, притягивать. Наиболее корректно истолковывать аттракторы как аналоги закона роста энтропии, но для открытых нелинейных систем или сред. Закон возрастания энтропии заключает в себе обязательность, неизбежность движения элементов изолированной системы к равновесному тепловому хаосу, к состоянию максимальной энтропии. Аттракторы эволюции открытых нелинейных систем также несут в себе обязательность хода процессов в одном определенном направлении. Так что в общем случае термину «аттрактор» соответствует та будущая структура,

тура, на строительство которой со всей неизбежностью выходят процессы, протекающие в недрах данной нелинейной системы. Понятие «аттрактор» близко к понятию цели. Цель трактуется в самом широком, внеантропном смысле, как направленность поведения, наличие конечного состояния. То есть под аттрактором в синергетике понимают то будущее состояние системы, которое как бы притягивает к себе возможные траектории ее движения при всей их исходной разнонаправленности. Визуальный аналог аттрактора — это, например, конус, воронка, втягивающая в себя множество траекторий и тем предопределяющая ход эволюции. Наконец, еще одно опорное понятие синергетической концепции самоорганизации. Это фрактал, или фрактальность. Данным термином обозначают то общее, что имеется во всем множестве диссипативных структур как конечного результата синергетического процесса. Фрактальность — это самоподобие или, иначе, масштабная инвариантность. Последнее означает, что малый фрагмент структуры по своей стереометрии подобен большому ее фрагменту и вписан в него. Последний же подобен еще большей конфигурации, и так вплоть до архитектуры структуры объекта в целом. Установлено, что природа довольно часто, если не всегда, выражает себя во фрактальных формах. При этом фракталы делятся на «правильные» и «неправильные». Ярким примером первых являются кристаллические решетки с их разномасштабной повторяемостью элементарной ячейки. В «неправильных» фракталах выражается лишь тенденция к симметрическому самоподобию. Это как бы недовведенная до идеала архитектурная инвариантность. В качестве фрактального образования указывают на легкие человека, где каждый бронх разветвляется на мелкие бронхи. Очертания ветвей деревьев, морозных ударов, полосчатых облаков, морских побережий также фрактальны. Береговая линия Норвегии, изрезанная фьордами, как выяснилось, также представляет собой фрактальную структуру с коэффициентом масштабного воспроизведения $\sim 1,526$.

В литературе по поводу фрактальности ведется спор. Одна группа специалистов-синергетиков, ориентируясь на пространственно-топологическую сторону самоподобия, утверждает, что фрактальность не универсальна. При наличии десятков ее проявлений, фрактальность все-таки эпизодична и локальна. Другая группа синергетиков полагает, что понимать фрактальную повторяемость следует более широко и не зауживаться на пространственной инвариантности. Самоподобие может иметь облик временной периодичности в циклических процессах, например, она может также раскрываться в ритмической повторяемости свойств однотипных объектов, как в случае химических элементов в периодах таблицы Д. И. Менделеева. В такой трактовке фрактальное самоподобие — общая черта структур природных образований. Однако, как бы там ни было, важно то, что фрактальность является объективным критерием синергетического процесса, который ее и порождает. А также то, что именно посредством явления фрактальности синергетика вырастает в самые различные области научного знания.

И. Пригожин проводит аналогию с формированием ячеек Бенара. Поскольку это понадобится в последующем, напомним, в чем суть дела. Опыт самоорганизации, проведенный Бенаром, прост и убедителен. На подогреваемую снизу сковородку наливается слой минерального масла. Для наглядности в масло подмешиваются алюминиевые опилки. Сначала масло находится в покое. Но за счет подогрева между верхней и нижней границами масла создается разница температур. Подогретые, а значит более легкие, нижние слои масла, и верхние, более тяжелые, стремятся поменяться местами. До какого-то момента внутреннее движение частиц гасится силами вязкости. Но при достижении критической разности температур возникает конвекционный поток. И слой масла скачком разделяется на шестиугольные ячейки, напоминающие пчелиные соты.

Формирование шестиугольной упорядоченности, т. е. шестиугольной стереометрии фрактала, — это средство более эффективного рассеяния тепловой энергии. Щели между ячейками суть каналы ее диссипации. Рассеяние энергии означает рост энтропии. Стало быть, структура Бенара возникает как следствие внезапного, разового роста энтропии. Значит, цена за становление синергетической упорядоченности оплачивается не в энергии, а в энтропии.

Синергетика в геологии. Также и наша планета, по-видимому, является космическим фракталом. Это следует из достаточно давно разработанной теории Джейма Грегори. Сформулировав ряд законов, отражающих взаиморасположение материков и океанов, он показал, что тело планеты в целом имеет сфероидально-октаэдрическую конфигурацию. Конечно, октаэдр Земли — сугубо приближенная модель. В действительности грани октаэдра являются не прямыми линиями, они дугообразны. Треугольникам в реальности соответствуют выпуклые сегменты поверхности Земли. Кроме того, они и не идеально правильны. Но это не отменяет того, что наша планета является естественным фрактальным образованием, относящимся к классу «неправильных» фракталов. Если принять во внимание субординированность как закон строения фракталов, то следует полагать, что литосфера в большом и малом также фрактальна. По логике вещей вся геологическая действительность должна представляться как фрактальный продукт синергетической самоорганизации неорганической материи. То, что это действительно так, показывает численно статистический анализ планетарной сети линеаментов. Он приводит к следующим выводам. 1. Планетарная система глобальных тектонических структур, по крайней мере мезозоя и кайнозоя, имеют симметрию правильных многогранников. 2. В литосфере обнаруживается три типа симметрии: тетраэдрический, кубический и икосаэдрический. 3. Внутри мантии наилучшим образом выражена тетраэдрическая симметрия. 4. Положение литосферных плит в геологическом прошлом также было геометрически упорядоченным. Их перестройка происходила скачком, чему соответствуют эпохи тектогенеза.

Основываясь на многочисленных данных, В. Е. Хаин делает общий вывод о том, что наша планета представляет многоярусную конвекционную систему, типа конвекционной структуры Бенара, в которой конвекция на одном уровне инициирует конвекцию на следующем вышележащем уровне.

Принцип структуроорганизующего конвекционного механизма проявляет себя в большом и малом. Он лежит, например, в основе теории флюидизации при образовании месторождений полезных ископаемых, в которой, кроме всего, обнаруживаются и другие принципы синергетики. В данной теории идет речь о том, что погружение осадочных пород сопровождается возникновением флюидонасыщенных зон разуплотнения. В верхней части осадочного разреза флюиды представлены водно-углеводородными компонентами, а в нижней — водно-углекислыми, рудными. Под действием возрастающей с глубиной температуры флюиды разогреваются, и внутрипластовое давление аномально увеличивается. Это приводит к тому, что разогретые флюиды прорываются в более высокие части разреза. Мигрирующие вверх флюиды, в свою очередь, являются мощными теплоносителями. Они реализуют конвекционный механизм весьма значительного дополнительного прогрева вышележащих осадочных толщ, тем самым резко ускоряя их катагенетическое преобразование. В природе широко распространен механизм дифференциации исходного вещества по плотностным характеристикам на ряд фракций. Нетрудно понять, что в данном случае мы имеем бифуркационное разделение процесса и «режим с обострением», облученные в геологическую конкретику. Еще несколько примеров.

У мерзлых грунтов, как известно, наблюдается полигональная делимость. Это не что иное, как самоорганизация по конвективному механизму. Она, по сути дела, ничем не отличается от классических ячеек Бенара. Их появление обусловлено быстрым разогревом почвы с упорядоченной конвекцией воды в ее приповерхностных слоях. Единственное отличие от эксперимента Бенара состоит в том, что более теплая поверхность находится сверху. А конвекция возникает благодаря различию плотностей холодной и теплой воды.

В вулканологии ярким примером синергетических структур являются ячейистые лавовые покровы. В базальтах шестигранные колонны могут достигать высоты 20 м. Причем такая правильная делимость наблюдается только вблизи поверхности. То есть там, где образуется максимальная температурная разница. Механизм образования ячейистых базальтовых площадей соответствует тому же эффекту Бенара. Причина появления ячеек — необходимость быстро диссипировать избыточную тепловую энергию. А сеть контракционных трещин — суть проводники ее сброса.

Важным геологическим феноменом являются вихревые структуры. Сейчас полагают, что это не случайные структурные образования, а широко распространенные в литосфере вихреобразные структуры имеющие ту же

природу, что и в гидродинамическом эксперименте Тейлора. Геологический механизм их формирования таков. Нестабильность вызывается турбулентностью за счет энергии кристаллизации. При этом в породе вблизи критической точки возникает эффект дальнего упорядочивания и вихревая самоорганизация массы горной породы.

В геоморфологии с синергетической самоорганизацией связывается геометрия изолиний рельефа. Изучению фрактальной размерности речных сетей посвящено достаточно много работ. Как оказывается, фрактальная речная сеть формируется исходя из принципа минимизации диссипации энергии данной системой. В настоящее время установлено, что ветвление речных сетей следует простому закону Хартона, который предложил сегментировать речную систему, присваивая начальному участку индекс 1. Следующему сегменту, образуемому в результате слияния двух потоков, — индекс 2. Сегменту, возникающему после слияния двух двуиндексных потоков, — индекс 3. Закон Хартона гласит, что распределение сегментов отвечает степенному закону. Отношение числа сегментов с двумя соседними индексами составляет бифуркационное деление и всегда приблизительно равно трем. Иерархическая структура потоков указывает на фрактальные свойства речных систем, а следовательно, и ландшафтов в целом.

Идеи синергетики в понимании геохимических процессов литосферы привлекаются очень широко. И это понятно. Ведь вся теория диссипативных структур построена на анализе химических процессов в условиях нелинейной термодинамики, которые соответствуют естественным природно-геологическим явлениям. Работы в этом направлении в современной геохимии представлены целыми монографиями.

Идея кооперативной самоорганизации в развитии и строении Земли в наше время существует в качестве целостной концепции. В ее разработке приняли участие В. Е. Хаин, Ю. М. Пущаровский, О. В. Петров, П. А. Беспрозванный и многие другие геологи. Однако, справедливости ради, нельзя не отметить, что, пожалуй, самое раннее, во многом еще дедуктивно-гипотетическое исследование такого рода связано с именем выдающегося геофизика М. А. Садовского.

М. А. Садовский еще в 1979 году предлагал рассматривать литосферу как систему взаимодействующих неоднородностей структурного, субстанционального, плотностного и иного рода. Литосфера, будучи нелинейной системой, включает в себе и другое необходимое условие спонтанной самоорганизации — поток эндогенной энергии, непрерывно ее пронизывающий. По мысли М. А. Садовского, эта типично синергетическая ситуация неизбежно должна породить фрактальную диссипативную структуру планетарного масштаба. Он подчеркивал, что геологическая синергетика много сложнее пригожинской схемы структурогенеза. В него включены такие факторы, как вибрация литосферы в огромном диапазоне масштабов и частот: от тепловых колебаний атомов до движения макросистем включая землетрясения и

подвижки континентальных плит. В соответствии с логикой синергетики, вступающие в игру силы дальнего действия безгранично увеличивают радиус согласованного поведения неоднородностей литосферы. Эффект кооперативности реализуется на всех ступенях субординированной лестницы ее подсистем. Самоструктурирование на верхней ступеньке осуществляется за счет аналогичных процессов, идущих на нижней ступеньке.

Следует подчеркнуть, что М. А. Садовский высказал идею, которая обогащает концепцию самоорганизации И. Пригожина. Речь идет о роли глубинных разломов литосферы. Они не что иное, как зоны интенсивной диссипации тепловой энергии, а структуры литосферы — следствие их образования. Ситуация точно такая же, как и в случае эксперимента Бенара. Образование конвективных ячеек — средство улучшения диссипации энергии, которая сбрасывается на разломах, оформляющих грани ячеек. Новация в том, что спонтанный структурогенез расценивается не как конечная точка синергетического явления. Это лишь средство, способ адаптивного поведения системы в изменившихся условиях. За структурированной картиной литосферных блоков стоит максимально эффективный способ отвода тепла посредством упорядоченной сети глубинных разломов. Сами же разломы в таком случае становятся скелетом системной связности блоков литосферы. Это, в конечном счете, означает, что литосфера Земли должна быть построена по принципу суперпозиции. Она должна заключать в себе субординированную иерархию самоподобных фрактальных конфигураций.

Эвристическая ценность работ М. А. Садовского, прежде всего, связана с идеей фрактальной организации геологических комплексов. Исторически сложилось так, что именно этой своей стороной синергетика начинает вращаться в геологию. Еще большее значение имеет представление о роли «сил дальнего действия», которые, по М. А. Садовскому, составляют, так сказать, сущностное ядро всей геологической динамики. Последнее, благодаря пионерским работам П. М. Горяинова и Г. Ю. Иванюка, оказалось задействованным в геологии лишь в самое последнее время. Стоит заметить, что их исследования вызывают особый интерес по двум причинам. Во-первых, потому, что объектом внимания авторов является архейская геология, которая, как известно, накладывает печать на всю последующую геологию. Во-вторых, потому, что здесь, чуть ли не впервые, имеется выход на прикладной, методологически-поисковый уровень рассмотрения явлений.

Анализ теории плит с позиций синергетики приводит к такой ее коррекции, что обрисовывается совершенно новый сценарий тектонических движений и складкообразования. Кооперативность структурирования служит той системой отсчета, которая меняет саму логику понимания тектогенеза в рамках мобилистской и фиксистой установок. В самом деле, и та и другая, при всем их различии в понимании тектонического структурирования, сходны в одном. Их общий знаменатель в том, что образование структур расценивается как следствие пассивного отклика вещества коры

на мантийные возмущения. А в таком случае в структурах имеет место лишь регионально-локальный порядок, запечатлевающий в себе конкретную область действия сил и направления вектора их приложения.

Синергетическая установка запрещает зауживаться на линейном энергетическом прямом силовом воздействии. Любая складка или регион складчатости не есть событие локального масштаба. Она лишь малый узел в общей сети процессов кооперативной самоорганизации. Это не что иное, как фрагмент диссипативной структуры, возникший на основе кооперативных сил дальнего действия. В ракурсе синергетической самоорганизации складки, как фрагменты фрактальной структуры, по своему генезису не зависят ни от места приложения сил, ни даже от ориентировки этих сил. Они, собственно говоря, являют собой застывшие автоволны, в которых нет перемещения вещества при образовании узора.

Отсюда хорошо видны различия синергетической и мобилистской парадигм геодинамики. Синергетическая концепция самоорганизации вещества утверждает, что в точке бифуркации возникает дальний порядок в отношении элементов. В возникшей структуре каждая подсистема, каждый процесс — органическая часть целого и может быть понята только через целое. При синергетическом сюжете несогласованное автономно-локальное плавание литосферных блоков лишь видимость. Самостоятельного, независимого от целостной динамики литосферы, изменения координат литосферных структур в принципе быть не может. Отсюда следует новая трактовка цикла Вильсона.

Цикл Вильсона предполагает растяжение и заполнение региона на раннем этапе со сжатием и складкообразованием на завершающем этапе. В синергетике речь идет о том, что система в точке бифуркации выбирает определенный путь развития и уже не может вернуться в исходное положение. В геологическом контексте это означает, что регион в точке бифуркации выбирает тот сценарий развития, который наиболее выгоден в отношении его стабилизации в новых условиях. Он не может вернуться к прежней форме статики. Конкретно: регион не может вначале испытать стадию активного растяжения, а потом столь же активного сжатия. В этом контексте трехкратный, а по некоторым версиям четырехкратный, распад и воссоединение Гондваны выглядит как сюрреалистический сюжет. Очевидно, что совмещение одного и другого должно осуществляться в едином синергетическом сценарии, который в обрисовке П. М. Горяинова и Г. Ю. Иванюка выглядит следующим образом. На первой стадии тепловой энергопоток вызывает формирование рифта с боковыми впадинами (бассейнами). На второй стадии они заполняются осадками. Энергопоток теперь становится дискретным. На третьей стадии рифтовая долина заполняется вулканогенно-осадочными породами и «зарастает». На заключительной стадии энергопоток становится точечным. Прорыв энергии в этих точках вызывает ударные возмущения. Характерно, что по центрам землетрясений обрисовывается единая фрактальная сеть, то, что называется «перколяционная» сеть (сеть просачивания энергии, т. е.

разгрузки эндогенной энергии). Причем принципиально важно, что выявляет кооперативно синергетическую природу процесса, — это то, что сеть эта организует в себе образования любого возраста и любого генезиса. В ней находят свою единую упорядоченность осадочные и магматические породы, давно сформировавшиеся горные массивы, активно живущие островные дуги и зарождающиеся срединно-океанические хребты.

Процесс продолжается следующим образом. Складчатость, метаморфизм и финальный магматизм окончательно сваривают перколяционные швы. После этого, наконец, перколяционная ячейка с первичной океанической корой отмирает. Из ее элементов на старом веществе зарождается уже новая ячейка, всякий раз более крупная, чем ячейка предыдущего этапа. Цикл возобновляется, фиксируя новую систему швов-рифтов. Самая последняя из них представляет собой современную мировую рифтовую систему. Остается подчеркнуть, что в модели энергетической перколяции, в сущности похожей на эксперимент Бенара, отражается иерархия взаимовключения тектоносферных ансамблей. Она отражает три характерные особенности тектоносферы: фрактальность литосферных комплексов, когерентность поведения подсистем и цель всех совокупных процессов — структурный гомеостазис, адаптацию ансамблей к энергопотoku.

Докембрийские железистые кварциты. Обрисованная синергетическая модель тектоносферы не есть лишь теоретический конструкт. Напротив, она прагматична и открывает принципиально новые возможности для металлогенетических построений и конкретного геологического прогноза. Это обнаруживается в опыте изучения полосчатых железистых месторождений. А данные изучения, как бы по обратной связи, являются фактологическим материалом обеспечения синергетической концепции тектоносферы.

Известно, что железистые кварциты — это концентрированная геология докембрия. Она считается квинтэссенцией всей геологии. Весь пафос анализа исследователей опирается на тот тезис, что древнейшие (а может быть, и все остальные) железорудные пояса фиксируют перколяционную сеть эндогенной энергетической разгрузки. Анализируя фактические данные, можно прийти к выводу, что самая древняя перколяционная зона архей-кайнозой имеет прямое отношение к динамике железорудного процесса. Железорудные пояса — продукт дифференциации протовещества Земли, протекавшего под действием эндогенного энергопотока. Реализовался он именно по синергетическому сценарию. Данные показывают, что по мере формирования новых структурных этажей каждая очередная железорудная формация накладывалась на другую. Так что регионально совмещенными оказываются и разновозрастные формации. Причем, несмотря на различие возраста, генезиса и состава, все пояса взаимокогерентны, согласованы в единой системе складчатости. Это может быть только следствием единого для них всех процесса структурирования, т. е. синергетически-кооперативной самоорганизации.

Действительно, при сопоставлении обнаруживается, что все железорудные месторождения Балтийского щита располагаются вдоль трансформных разломов древней перколяционной сети. При этом в строении месторождений бросается в глаза разномасштабное себеподобие, фрактальность. Так Кольско-Норвежский мегаблок имеет форму падающей капли. Он включает в себя 12 месторождений железистых кварцитов, того же каплевидного очертания. Фрактал продолжается и на локальном уровне. Все 12 линзовидных месторождений имеют симметрично-зональное строение. При расчленении пачки железорудного тела на более мелкие тела исходный порядок всегда сохраняется. Такая последовательность не может быть объяснена ни литологическими, ни стратиграфическими причинами. Она должна быть понята единственно как следствие когерентной самоорганизации изначально однородной толщи под действием эндогенного энергопотока.

Формирование синергетической трактовки геологических явлений не требует принесения в жертву ни одного ранее установленного факта. Так, в геологии сохраняется и мобилистская установка, и традиционная концепция раннего докембрия. Меняется лишь сущностное понимание докембрийской геодинамики. Наконец, вопрос об эффективности синергетического подхода. Уже сейчас можно утверждать, что с синергетикой появились некоторые подвижки в методологии прогнозирования. В самом деле, архейские тектонические комплексы — продукт кооперативной геодинамики. Они не что иное, как своеобразный аналог структур Бенара. А это отменяет традиционное понимание процессов структурирования по принципу пассивного накопления деформаций, так же как и основанный на непереносимости транспортный эффект образования железорудных месторождений.

Теперь следует считать, что генезис полосчатых железистых формаций связан не с накоплением осадков в пририфтовых бассейнах и не с метасоматозом базитов. Рудоносные тела причинно обусловлены эндогенной синергетической разгрузкой и пространственно приурочены к перколяционной сети трансформных разломов. Отсюда следует новация в концепции металлогении. Суть ее в том, что железистые образования не имеют глубинных корней. Их формирование — прерогатива исключительно приповерхностных уровней. Как раз в этих зонах нелинейно возрастает скорость разгрузки перколяционного энергопотока. Или, пользуясь терминами синергетики, в приповерхностных зонах действует «режим с обострением». Именно таким образом архейская поверхность контролирует высокотемпературные процессы петро- и минералогенеза.

Особенно наглядно принципы синергетики приложимы к любым сложным метаморфизованным формациям докембрийских железистых кварцитов. Основным структурообразующим мотивом в районах их развития является сочетание овальных блоков тоналитов с полосчатыми железорудными комплексами. В плане линзы железистых кварцитов всегда криволинейные и группируются в компактные зоны субсогласного простираения. Рудные

район, поле, месторождение, отдельная залежь или ее фрагмент образуют подобный структурный линзовидный узор все более меньшего размера, зависящего только от масштаба исследования. Основной структурный рисунок рудных проявлений не усложняют и не нарушают ортогональные дизъюнктивы, что не соответствует существующим представлениям о секущем характере поперечных разломов.

Последовательный детальный анализ главных элементов строения и состава архейско-протерозойских комплексов выявил другую их фундаментальную особенность — соответствие структуры и состава слагающих образований. В строении продуктивной толщи на различных масштабных уровнях систематически повторяется одна и та же зональность. Вокруг каждой линзы железистых кварцитов последовательно выделяют: 1) лептиты, 2) биотитовые гнейсы, 3) роговообманковые гнейсы, 4) амфиболиты и 5) 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 — распадается. Отсутствуют признаки будинажа.

Образование описанного ансамбля связано с эндогенным энергопоток, который по планетарной перколяционной сети достигал высоких горизонтов и формировал метаморфогенный облик пород, а по мере ослабления образовывал по более мелкочаечистой 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 амфиболитовой фации с повышенными количествами кислых пород и самые низкопродуктивные — среди пород гранулитовой фации, максимально насыщенных кислыми образованиями.

Синергетический подход в геологическом прогнозе касается не только железорудных месторождений. Общность принципов самоорганизации позволяет распространить его и на металлогению других элементов. Практически то же самое можно сказать о формировании бескорневых золоторудных месторождений. Высвобождение самородного золота из вулканогенно-осадочных пород происходит по той же перколяционной сети и по той же схеме режима с обострением.

С позиций синергетики выглядит также несостоятельной концепция регионального метаморфизма, рассчитанная на погружение с последующим всплытием. Теперь следует считать, что обе эти ветви совмещены. А в таком случае любой метаморфический комплекс суть единая вещественно-динамическая популяция одного возраста. Стало быть, традиционные методы реконструкции, основанные на структурно-метаморфических шкалах, просто не верны. То же касается и представлений структурной

геологии о природе складчатости вообще. С позиций синергетической кооперативности явлений, складки не есть следствие деформирующего локального действия сил. Они — разномасштабный продукт широких всеохватных процессов самоорганизации геологического вещества. Иначе говоря, складки — это наблюдаемые воочию синергетические автоволны, перемещающиеся в инерционном геологическом времени. «В целом Земля является самоорганизующейся системой, геосферы которой образовались за счет диссипативных процессов» (Ф. А. Летников).

Самоорганизация тектоносферы — области проявления тектонических и магматических процессов Земли, охватывающей земную кору и часть верхней мантии (включая астеносферу) до глубин около 700 км, требует принципиально нового подхода к построению тектонических концепций, которые обязаны учитывать наличие дальнего (многоуровневого) порядка в строении литосферных блоков в широчайшем масштабном диапазоне: от литосферы в целом до отдельных минеральных зерен и даже атомных кластеров. Образование любой макроформы (структуры) является следствием «кооперативного взаимодействия микрочастей, вплоть до молекул» (И. Пригожин), т. е. присутствует согласованность взаимодействия частей при образовании структуры как единого целого.

Глава 3

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Ведущие металлогенисты — Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов, П. Рутье, А. Митчелл, М. Гарсон, Г. Тишендорф, П. Лаффит, П. Лазничка, А. Д. Щеглов, Л. Бауман, Г. А. Твалчредидзе, В. Н. Козеренко, Р. Х. Силитое и другие — особую роль отводили геотектоническим процессам. Они пытались увязать общее развитие Земли как планеты, ее коровой оболочки и планетарных структур со специфическими минерально-геохимическими и тектоно-динамическими процессами, создававшими аномальные и уникальные геологические образования — планетарные и региональные металлогенические пояса и широкий спектр провинций. И пояса, и провинции формируются под воздействием и при участии полей напряжения первого и второго рангов.

Следующий масштабный уровень представлен рудными районами, полями и месторождениями, которые возникают в верхней части земной коры на глубинах 0–15 км при повышенно- и высокоскоростных режимах деформации под воздействием высоких максимальных сдвиговых напряжений в анизотропных тектонических полях напряжений третьего и последующих рангов.

Основные эндогенные и экзогенные металлогенические процессы развиваются в коре континентального типа. Океанические обстановки определяют, главным образом, экзогенные процессы накопления месторождений Fe, Mn, Al и ряда других элементов. Эндогенной металлогении океана отводится подчиненная роль.

С учетом геологической и металлогенической контрастности океанических и платформенных областей Земли выделяются следующие основные типы структур, определяющие металлогенический облик нашей планеты.

Платформенные структуры. *Щиты и кристаллические массивы.* А. Архейские области: зеленосланцевые пояса, зоны глубокого метаморфизма (гранулиты, чарнокиты, гнейсы и кристаллические сланцы), зоны гранитизации, древнейшие разломы. Б. Протерозойские области: эпикратонные впадины, протогеоантиклинальные структуры, протоплатформенные структуры, области и зоны тектоно-магматической протоактивизации. *Плиты:*

устойчивые со слабо развитым вулканизмом и подвижные с интенсивным вулканизмом (трапповым).

Подвижные области и пояса неогей. *Области тектоно-магматической активизации. Поднятия.* В их пределах развиты умеренно-кислые и ультракислые гранитоиды; малые интрузии пестрого состава, щелочные граптоиды, дифференцированные основные и ультраосновные породы; щелочные ультраосновные комплексы, вулканоплутонические комплексы (вулканические пояса). Впадины (континентальные и периокеанические) — карбонатно-терригенного и вулканогенно-осадочного типов. *Мобильные пояса.* В их пределах выделяются следующие тектоно-металлогенические зоны: рама, центральное поднятие, передовые и краевые прогибы, вулканические трог, разломы; межгорные, внутренние и наложенные впадины. На границах континентальных и океанических плит формируются: островные дуги, задуговые бассейны, глубоководные желоба. *Глобальные системы глубинных разломов,* пересекающие земную кору до ее нижних горизонтов и проникающие в мантию, разделяются на: круговые, меридиональные, широтные и диагональные.

В современной металлогении существуют следующие варианты металлогенических построений: блоковый, линеаментный, стереометаллогенический, нелинейный и ротационный.

Блоковая металлогения последовательно развивается в работах К. И. Сатпаева, П. Рутье, П. Лаффита, Л. И. Красного, Г. Н. Щербы и многих других исследователей. В ее основе лежит представление о том, что для всех оболочек Земли и, прежде всего, земной коры характерна естественная блоковая делимость. Л. И. Красный выделяет крупные региональные структуры — геоблоки изометричной формы, размером сотни тыс. — первые квадратные километры. Эти блоки вычлениваются из литосферы системой глубинных разломов, а на глубине ограничиваются зонами низкой вязкости. Развитие геоблоков протекает в автономном режиме, и в итоге в их пределах формируются индивидуальные геолого-геохимические структурные и металлогенические формации и комплексы.

Г. Н. Щерба на примере Казахстана выделяет глобальные геотектоногены, изометричные в плане и уходящие корневыми частями глубоко в мантию. Развитие этих блоков протекает в процессе перемещения энергетических потоков и вещества мантии в верхнюю и нижнюю кору и осуществляется в импульсном режиме. П. Рутье и П. Лаффит считают, что земная кора состоит из серии различных металлотектов, различающихся по составу геологических формаций, возрасту эпох складчатости и по особенностям проявления металлогенических процессов. Формы и размеры металлотектов могут быть самые разнообразные. Выделяются подобные (типа фракталов) структуры.

Линеаментная металлогения отводит ведущую роль в формировании металлогенических провинций и рудных полей глубинным длительным

развивавшимся разломам (И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, Я. Кутина, Е. Дрисколь и др.). На основании анализа аэрокосмических материалов и площадных геологических данных выделяются разномасштабные линейные и сопряженные с ними изометричные металлогенические системы (табл. 3.1). Наиболее значительным результатам прогнозов, базирующихся на данной концепции, является открытие уникального рудного района Олимпик-Дам, расположенного на системе длительно развивавшихся субмеридиональных глубинных разломов, пересекающих центральную часть Австралийской платформы.

Таблица 3.1. Типы структурного каркаса металлогенических карт (по И. Н. Томсону и др.)

Масштаб	Основные типы рудоносных площадей	Структурные элементы	
		линейные	изометричные
1:5 000 000, 1:2 000 000	Металлогенические провинции и пояса	Системы линейментов (ширина 100–200 км, длина тысячи километров)	Глобальные мегаконцентрические структуры
1:1 000 000, 1:500 000	Металлогенические зоны	Зоны линейментов (ширина 10–20 км, длина сотни километров)	Мега- и мезаконцентрические структуры
1:200 000, 1:50 000	Рудные районы и рудные узлы	Элементарные линейменты (ширина 5 км, длина десятки километров)	Секториальные блоки сводов, очаговые структуры, узлы пересечения линейментов

Стереометаллогения — направление в металлогеническом анализе крупных рудных регионов и провинций, базирующихся на данных о глубинах залегания геофизических границ — Конрада и Мохоровичича. Предполагается, что строение коры, мощность ее оболочек и глубина подошвы — все эти параметры существенно влияют на рудоносность данного блока коры. Наиболее полно это представление разработал Л. Н. Овчинников (1992). Исследуя металлогению Урала, он установил, что в зависимости от строения земной коры, выявленной по данным сейсмических и гравиметрических наблюдений, оптимальный уровень расположения месторождений контролируется глубиной залегания поверхности базальтового слоя, ее средняя величина — 18,7 км. Так, для хромитовых полей уровень составляет — 17,2 км, титаномагнетитовых — 16,5 км, колчеданных — 13,5 и т.д.

Нелинейная металлогения — направление в металлогении, предложенное А. Д. Щегловым и И. Н. Говоровым в 1985 г. Суть его заключается в том, что для многих видов полезных ископаемых обосновываются глубинный мантийный источник минерального вещества и геологические условия формирования, независимые от процессов, протекающих в земной коре. Исследуется закономерность образования и размещения в структуре

земной коры месторождений, пространственно и генетически связанных с мантийными зонами литосферы.

В условиях земной коры выделено четыре независимых латерально обособленно проявленных тектонических режима: геосинклинальный, орогенный, активизационный и субдукционный. На примере рудных районов Тихоокеанского сегмента А. Д. Щегловым установлены разные источники минерального вещества. Месторождения, связанные с геосинклинальными прогибами, заложившиеся на коре континентального типа, имеют коровое происхождение. Исключение составляют только раннегеосинклинальное колчеданное, хромитовое и титаномагнетитовое с платиноидами оруденение, источниками которого являются подкоровые магмы.

Рудные формации, ассоциирующие с платформенным магматизмом, всегда имеют мантийный источник. Речь идет о медно-никелевой сульфидной, алмазной и др. формациях. Часть платформенных месторождений связаны с резервуарами магм базальтового слоя (карбонатиты, апатит-магнетиты и др.).

Рудообразование в мобильных поясах и на платформах проявляется независимо друг от друга, всегда изолированно в пространстве, но может совпадать по времени.

Ротационная тектоника и металлогения. Оригинальное направление в геотектонике и металлогении развивает китайская школа геологов. Речь идет о ротационной тектонике, впервые предложенной и разработанной Ли Сыгуаном в 1953–1957 гг.

В теоретическом плане ротационный механизм представлен винтообразной системой осей скалывающих и нормальных напряжений.

Возникающие при этом разномасштабные структуры, как правило, состоят из двух видов элементов: ядра и плоскостей вращения. Это может быть либо жесткое цилиндрическое тело, либо просто линейная структура. Плоскости вращения обычно представлены дугообразными изгибами слоев кливажных плоскостей, микро- и макроскладчатыми деформациями.

Выделяют два типа структур: складчатый и разрывной. Оба типа формировались либо в результате тектонических движений, либо в процессе течения магматического расплава и синседиментационных перемещений. Ротационные структуры контролируют позицию и морфологию рудных провинций, бассейнов, районов, зон, полей и месторождений. Установлены следующие четыре вида таких структур: 1) вихревые, 2) типа «S», 3) типа эта η , 4) типа пси ψ .

Вихревые структуры — наиболее распространенные в природе и представлены от галактических масштабов до макро- и микрообразований земной коры. Они формируются в обстановке деформации кручения и сопровождается сдвиговыми, сколовыми и отрывными нарушениями. Развитие их протекает в течение длительного времени и контролирует движение флюидных потоков и формирует рудную зональность. Под воздействием

ротационного вращения происходит дифференциация элементов во флюидных и магматических системах. Формируется ряд (от центра вращения к периферии): а) Fe, Mg — Ca, Al — K, Na — Si; б) Fe — Mg, Ca, Na — Al, K — Si.

Структуры типа «S». Возникают при кулисных сдвигах, при наличии двух сближенных центров вращения (блоков); при изгибах. *Структуры типа «η»* образуются при сдвиговых перемещениях около жесткого упора (континенты, островные дуги, срединные массивы). *Структуры типа «ψ»* появляются при обтекании мобильным поясом жесткого выступа и при деформациях продольного сжатия. Выделяются три максимума нормальных напряжений — два в пределах «S»-образной дуги и один в середине вогнутого изгиба. С ними связаны пути движения рудных флюидов и позиция месторождений.

Развитие сдвиговых зон всегда сопровождается появлением локального поля напряжений с вращательным моментом, что приводит к возникновению широкого спектра вихревых, кольцевых, полукольцевых и просто дугообразных разрывных и складчатых структур. Особенно важна их роль в строении полициклических глобальных и региональных металлогенических поясов. Плоское поле напряжений вихревой структуры, описанное Янь Энь Дэ, показано на рисунке 3.1. На нем видно, что проекции максимальных скалывающих напряжений ($\tau_{\max}$) имеют кольцевую форму, а главные нормальные напряжения (и максимальные, и минимальные) представлены винтообразной системой осей σ_1 и σ_3 . Примером рудоконтролирующей роли щетковидных вихревых структур является медно-порфировая провинция Шакси, приуроченная к металлогеническому поясу, который располагается в среднем сегменте восточного фланга структурной системы Хуайян (КНР). В провинции поля принимает участие комплекс структурных элементов, включающий вихревые складки и разломы неокалтайсианской системы. Возникновение этих нарушений происходило в обстановке сжатия при сдвиговом типе поля напряжений.

В результате образовались своеобразные щетковидные вихревые структуры. Они представлены четырьмя зонами вращения и расположенным в центре ядром. В юго-западной части поля зоны конвергентны и сближены с центральным ядром, а в северо-восточной — дивергентны и расходятся друг от друга. Эти зоны отчетливо выделяются по геолого-структурным, геофизическим и геохимическим данным. Рассматриваемый тип вихревых структур образовался в две стадии, различающиеся геодинамическими режимами. В течение первой, в обстановке сжимающего ротационно-сдвигового поля напряжений, формировались кварц-диорит-порфиры и связанные с ними руды. Во вторую стадию в условиях растягивающего ротационно-сдвигового режима происходило дробление субвулканических образований и коренная переработка ранее возникших руд. Таким образом, именно в зонах сжатия в условиях развития сдвиговых деформаций

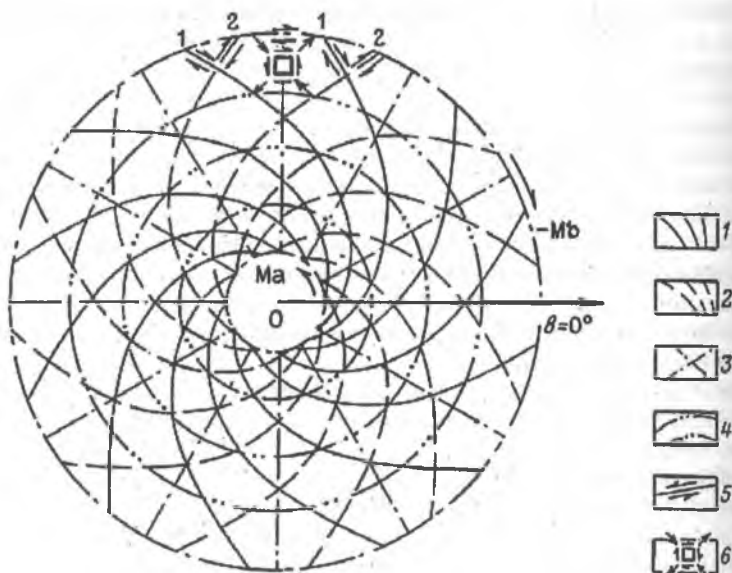


Рис. 3.1. Поле напряжений вихревой структуры (по Энн Дэ):

1–2 — главные нормальные: 1 — минимальные, максимальные; 3–4 — главные скалывающие напряжения: 3 — минимальные, 4 — максимальные; 5 — направление перемещений по разломам; 6 — характер перемещений частиц в элементарном объеме

кручения существовала обстановка, благоприятная сначала для подъема магм и образования порфировых интрузий, а затем для миграции руденосных растворов и формирования промышленных залежей.

В ореоле вращающегося тела условно выделяются три концентрические области, различающиеся интенсивностью скалывающих напряжений (1984) (рис. 3.2). В количественном отношении данные области можно оценить следующей формулой:

$$\tau = M / 2\pi h n,$$

где M — силовое воздействие, создающее вращательный момент, h — мощность пластов, n — коэффициент интенсивности касательных напряжений. Если часть параметров объединить в коэффициент (k), равный $k = M/2\pi h$, то в каждой из трех зон τ будет иметь величину: в зоне $A = k/20$, в зоне $B = k/50$ и в зоне $C = k/80$ (см. рис. 3.2). Возникающие при вращении центрального ядра системы дуговых разрывов и складок описываются следующими уравнениями:

$$\text{Кривая I } y = 0,68x^{1,493}; \text{ II } y = 0,064x^{2,523};$$

$$\text{III } y = 0,004x^{3,83}; \text{ IV } y = 0,004x^{3,513}.$$

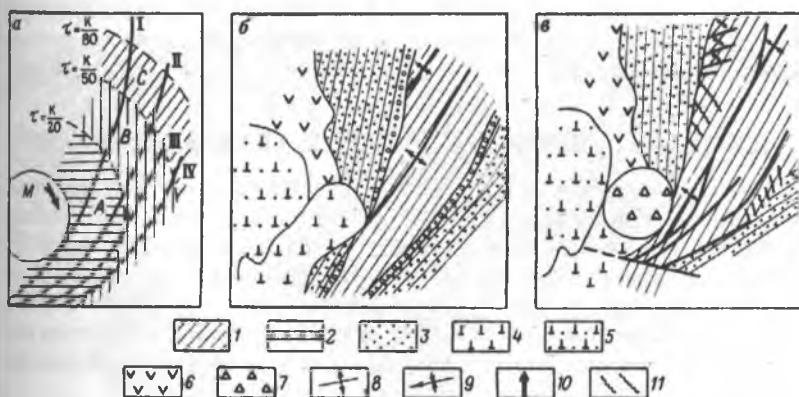


Рис. 3.2. Геология и механизм формирования медно-порфирового рудного поля Шакси:

а — тектопофизическая зональность; б — реконструированная структура для первого этапа; в — постро-
 тационная структура (второй этап);

1 — силурийские мелкозернистые песчаники; 2–3 — юрские породы: 2 — конгломераты, 3 — грубозернистые
 песчаники; 4–6 — постседиментальные образования: 4 — диориты, 5 — субвулканические порфири-
 ты, 6 — лавы андзитового состава; 7 — брекчии взрыва; 8–9 — оси складок: 8 — антиклинальных, 9 — синкли-
 нальных; 10 — направление вращения; 11 — трещины отрыва

Вихревые структуры широко развиты в кристаллических, в том числе интрузивных, комплексах. По данным Ху Ченгуо (1984), в хромитоносном ультраосновном массиве Вантяньлун (КНР) наблюдаются разнообразные структурные течения (линейность, вихревые бассейны и т. д.), фиксируемые ориентированным расположением хромшпинелидов и оливина. Они образуют разнообразные складчатые формы и приурочены к первичным прототектоническим нарушениям. Наряду с отмеченными структурами имеются четко выраженные вихревые системы, формировавшиеся при сдвиговых палеотектонических режимах. В плане такие системы могут быть разделены на три сектора: магматическая вихревая зона внедрения, циклическая и фронтальная зоны остаточного расплава. Наиболее благоприятной для формирования хромитов является вихревая зона внедрения. Она представляет собой структурную систему, возникшую в результате полей напряжения горизонтального скручивания и гравитационных сил, действовавших совместно во время внедрения магматического расплава. Описываемый тип структурной системы по условиям формирования, действовавшим силам, структурным особенностям, соотношениям с рудными телами, положению, формам и размерам осей вращения существенно отличается от разнообразных вторичных вихревых структур, образованных постмагматическими тектоническими процессами.

Исследование первичных вихревых структур позволяет выявить мигрирующие в пространстве камер магматические потоки, установить их типы и

характер распределения. Эти структуры косвенно контролировали процесс концентрации рудной минерализации, переносившейся магматическими потоками дифференциального происхождения.

ТЕКТОНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современное строение земной коры является результатом длительных эволюционных процессов развития Земли и ее оболочек. Наблюдаемые ныне разномасштабные геологические структуры сложены гетерогенным агломератом минеральных комплексов, существенно различающимся в блоках, слагающих различные территории земного шара. Как в теоретическом, так и в практическом аспекте крайне важно оценить масштабы этих различий, что в свою очередь позволит дать прогнозную оценку минерагеническому потенциалу конкретных частей нашей планеты.

В качестве критериев для выделения подобных суперансамблей необходимы характеристики, устанавливаемые во всем объеме земной коры. В настоящее время к ним можно отнести: 1) разновозрастные тектономагматические комплексы; 2) глобальные эпохи складчатости, магматизма, осадконакопления и минерагении (формационный анализ); 3) геофизические параметры (к ним можно отнести гравиметрические аномалии, из которых наиболее исследованы в масштабах Земли осредненные аномалии Фая, являющиеся индикаторами областей повышенной тектонической активности и гравитационной неоднородности) (М. Е. Артемьев, 1965).

Подобный анализ впервые был выполнен В. Н. Козеренко (1981), который предложил выделять в пределах континентальной земной коры две категории блоковых структур. 1. Глобальные мегаблоки (суперансамбли). 2. Мегаблоки первого порядка. Первые объединяют огромные участки коры на основании формационного анализа континентальных и океанических масс и усредненных аномалий Фая.

Мегаблоки первого порядка представляют собой закономерные сочетания таких структур, как платформы, подвижные пояса и области тектономагматической активизации, различающиеся характером и масштабами проявления металлогенических процессов. С учетом формационного анализа усредненных геолого-геофизических характеристик континентальная масса земной коры разделяется на пять глобальных мегаблоков: Евро-Африканский, Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский, Азиатско-Австралийский, Американский, Американо-Гренландский. Каждый из отмеченных глобальных мегаблоков состоит в свою очередь из мегаблоков и блоков первого порядка, отличающихся структурно-формационным составом и металлогенической специализацией (рис. 3.3, 3.4).

Дополняя и развивая идеи В. И. Козеренко, охарактеризуем отмеченные выше блоковые структуры. Комплексный анализ глобальных мегаблоков

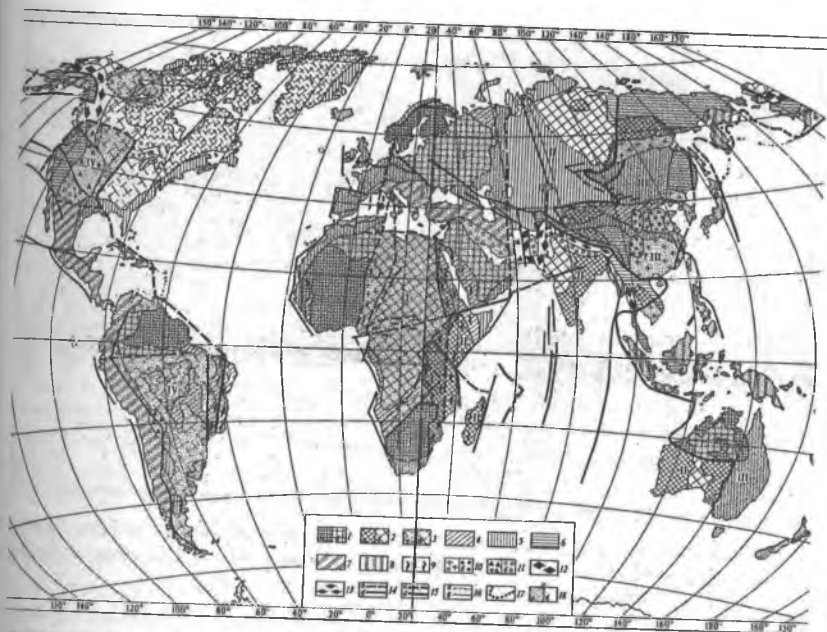


Рис. 3.3. Схема главных структурно-металлогенических подразделений континентов мира (по В. Н. Козеренко, 1981):

Древние платформы: 1 — устойчивые (а — щиты и массивы, б — плиты); 2 — подвижные (а — щиты и массивы, б — плиты); 3 — слабоподвижные (а — щиты и массивы, б — плиты); 4–8 — складчатые пояса и системы: 4 — байкалиды, 5 — палеозоиды (салаириды, каледониды, герциниды), 6 — мезозоиды, 7 — альпиды, 8 — области кайнозойского тектогенеза; 9–11 — области активизации: 9 — палеозойского этапа, 10 — мезозойского этапа (а — области поднятий, б — области опусканий), 11 — кайнозойского этапа (а — области поднятий, б — области опусканий); 12 — зоны активизации с остаточными вырождающимися геосинклиналями (мезозойскими и альпийскими); 13 — области кайнозойской активизации гималайского типа; 14 — разломы (а — предполагаемые, б — установленные); 15 — границы между глобальными мегаблоками (а — предполагаемые, б — установленные); 16 — границы главнейших структур элементов земной коры (а — предполагаемые, б — установленные); 17 — границы между геофизическими полями разного знака внутри глобальных мегаблоков; 18 — области гравиметрических аномалий в редукции Фая (а — положительные, б — отрицательные). Римскими цифрами обозначены глобальные мегаблоки: I — Евро-Африканский, II — Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский, III — Азиатско-Австралийский, IV — Американский, V — Американо-Гренландский

показал, что они различаются по истории формирования. Наиболее важными с позиции металлогении геохронологическими границами являются: нижнепротерозойская, позднерифейская и среднепалеозойская. Они маркируют все возрастающие масштабы дифференциации земной коры — увеличение ее мощности, разделение коры на нижнюю основного состава и верхнюю кислого состава, увеличение масштабов верхней гранитоидной части, а также импульсы расширения, сопровождавшиеся мощными трапповыми излияниями.

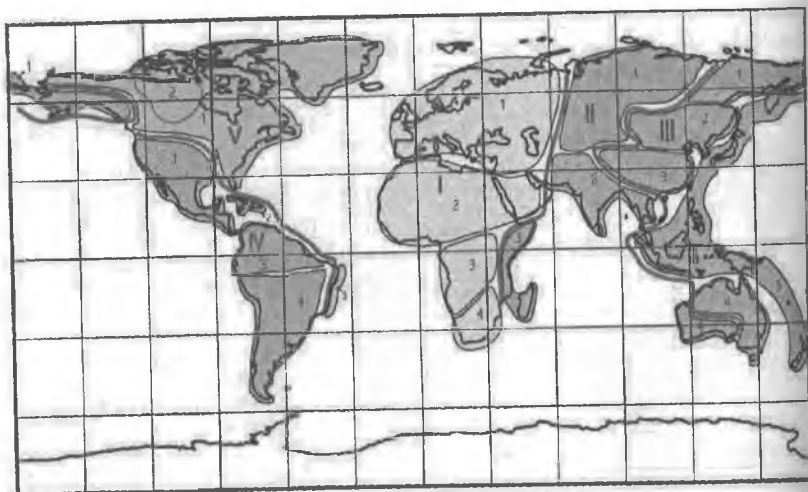


Рис. 3.4. Схема расположения глобальных мегаблоков и основных мегаблоков первого порядка на земном шаре (по В. Н. Козеренко, 1981 с изменениями). Глобальные (римские цифры) и первого порядка (арабские цифры) мегаблоки:

- I – Евро-Африканский: 1 – Европийский, 2 – Северо-Африканский, 3 – Центрально-Африканский, 4 – Южно-Африканский; II – Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский: 1 – Сибирско-Среднеазиатский, 2 – Индостанский, 3 – Мадагаскаро-Восточно-Африканский, 4 – Западно-Австралийский; III – Азиатско-Австралийский: 1 – Северный Восточно-Азиатский, 2 – Центральный Восточно-Азиатский, 3 – Южный Восточно-Азиатский, 4 – Австралийский, 5 – Островные территории западной части Тихого океана; IV – Американский: 1 – Америко-Мексиканский, 2 – Северных Антильских островов (Куба, Гаити и др.), 3 – Гвианский, 4 – Южно-Американский; V – Америко-Гренландский: 1 – Канадо-Гренландский, 2 – С-З Канады, 3 – Восточной части Южной Америки

Масштабы эволюционных событий в каждом мегаблоке были разными. Например, в Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийском наиболее полно проявились процессы раннего докембрия и среднего палеозоя, а в Азиатско-Австралийском наблюдается весь набор эволюционных событий, проявившихся в земной коре с момента ее образования, но главный вклад в металлогению блока внесли процессы фанерозойского периода.

Следующая особенность связана с господствовавшими в разные периоды эволюции Земли линейными. В раннем докембрии главными были широтные направления, а в фанерозое преобладали меридиональные. Существенный вклад в структуру мегаблоков внесли возникавшие периодические ансамбли суперконтинентов: Монгеи, Мегагеи, Родинии и Пангеи.

Существенное влияние на эволюцию минерагенических процессов оказали планетарные факторы (Уразаев, 1996; Пинский, 2001). К ним относятся следующие.

1. Глобальная цикличность рифтогенеза и складчато-надвиговых деформаций, обусловленные ускорением и замедлением осевого вращения Земли (Уразаев, 1996).

2. Пульсационная модель умеренно расширяющейся Земли, объясняемая изменениями наклона оси вращения, вариациями солнечной активности, лунно-солнечными приливами и инверсиями магнитного поля (Пинский, 2001).

В итоге каждый из глобальных мегаблоков и мегаблоков первого порядка приобрели сугубо индивидуальный, различающийся современный состав, строение и минерографический потенциал.

1. Евро-Африканский глобальный мегаблок. В его пределах выделено четыре мегаблока первого порядка: Европейский, Северо-Африканский, Центрально-Африканский и Южно-Африканский. Для Европейского мегаблока характерны Cu-Pb-Zn и Hg месторождения; Северо-Африканского — Ta-Nb и полиметаллические; Центрально-Африканского — Sn, Cr и Pt, Au, U; для Южно-Африканского — Pt, Au, U и алмазы. Для всего глобального мегаблока типичны положительные аномалии Фая; выделяются крупные месторождения Cr, Au (юг Африки), Hg (Средиземноморский пояс). Характерны вулканические месторождения (полиметаллические руды, Au-Ag), Sn, алмазы в кимберлитовых трубках; карбонатиты. Менее распространены Pb, Zn, Ti, Fe, Pt и др.

2. Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский глобальный мегаблок. Здесь выделены мегаблоки первого порядка: Сибирско-Среднеазиатский (Сибирская платформа, Западно-Сибирская низменность, Казахстан, Средний, Северный Тянь-Шань) с месторождениями Ni, Cu, Pb-Zn, W-Mo; Индостанский — Cu, Pb-Zn; Восточно-Африканско-Мадагаскарский — Ni, U, алмазы. Западно-Австралийский — Ni, Au, редкие элементы. Для глобального мегаблока характерны отрицательные аномалии Фая и типичны месторождения: пегматитов с мусковитом, Be и Li минералами, Cu-Ni, Pb-Zn, Fe, Mn, Ti; платиноидов, W, Mo, B, Ag, Au.

3. Азиатско-Австралийский глобальный мегаблок. Здесь обособляются мезозойды Азии; герциниды Центральной Азии и мезозойские области тектоно-магматической активизации; Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, области кайнозойской складчатости (Корякско-Анадырская система, островные дуги западной части Тихого океана и другие структуры). Западная граница — Азиатские континентальные платформы; В глобальный мегаблок входят также Восточно-Австралийский регион, включающий СВ часть Австралийской платформы, Тасманию и Новую Зеландию.

В целом глобальный мегаблок обладает положительными аномалиями Фая. В нем заключены крупные запасы Sn, Hg-Sb; W, Mo, Au, Au-Ag; Pb и Zn, Cu, Ti; РСm залежи Fe, карбонатиты на востоке Азии. Для Австралии характерны уран, алмазы, полиметаллы, золото.

4. Американский глобальный мегаблок. В его пределах выделены: ЮЗ Сев. Америки (Cu, Pb, Zn), Кордильеры и Анды (Au, Sn, Cu, Cu-Mo), области тектоно-магматической активизации, Восточные хребты и плато, островные дуги Больших и Малых Антильских островов, Гвианский и Бразильский щиты и др. (Fe, Mn, редкие земли, алмазы, пегматиты). Для глобального мегаблока характерны положительные аномалии Фая. Здесь сконцентрировано до 70 % мировых запасов Mo, гидротермальные вулканические месторождения с комплексными рудами (Au-Ag, Ag, Sn-Ag, полиметаллы). 60 % — медно-порфировых руд; различные формационные типы месторождений Pb и Zn; выявлены крупные залежи Hg, Sb, W, урана, Pt, Au; уникальные месторождения флюорита и бериллия. Имеются карбонатиты, алмазы, Sn, комплексные пегматитовые месторождения и железистые кварциты, гондиты.

5. Американско-Гренландский глобальный мегаблок. Он состоит из Канадско-Гренландского щита (U, Cu, Pb-Zn, Au) с окружающими его складчатыми зонами; плиты мидконтинента с месторождениями Миссисипской долины (Pb-Zn); складчатых систем Аппалачей и Иннуитской (Sn, W, U, Fe); Восточно-Гренландской провинции (Li, Be). Гравитационное поле мегаблока сложное. До верхнего протерозоя Канадский щит развивался по сценарию мегаблоков с отрицательными гравиметрическими аномалиями, затем в связи с процессами тектоно-магматической активизации формировались комплексы с положительными аномалиями. Широко развиты месторождения: Au, Li и Be пегматиты; сульфидные Cu-Ni с платиноидами; W, Co, Ag, Mo, Ti (с V); U. Значительные запасы Cu, Pb и Zn; крупные месторождения железа.

Общие черты глобальных мегаблоков. Глобальные мегаблоки отличаются совокупностью характерных металлов, строением земной коры и набором геологических формаций. В пределах блоков с положительными гравиметрическими аномалиями развиты: крупные месторождения Cr, Hg, Sn, Ta-Nb пегматитов; значительные месторождения вулканогенной группы, главным образом, колчеданные и медноколчеданные. В них сконцентрировано до 80 % мировых запасов золота (Ю. Африка и Канадский щит, Дальний Восток); отмечаются большие запасы урана. Транзитный характер, независимый от типа мегаблока, имеют Cu, Pb, Zn, Fe, Ti, V, W. Мегаблоки с отрицательными аномалиями Фая содержат преимущественно сидерофильные, редкоземельные и U месторождения; пегматиты с мусковитом, Be, Cu-Ni руды с платиноидами; широко распространены месторождения Cu, Pb, Zn; W, Mo, S.

Таким образом, в пределах континентальной части земной коры выделяются два типа крупных глобальных мегаблоков. Для первого (Евро-Африканский, Американский, Азиатско-Австралийский) характерна масштабная дифференциация магматических формаций и положительные гравиметрические аномалии. В их пределах широко развит весь набор

геотектонических структур, имеющих в земной коре: архейские кратоны, эпикратонные впадины, протерозойские подвижные пояса, области протоактивизации, каледониды, герциниды, мезозониды, альпиды, кайнозониды, — и наиболее полно проявились процессы фанерозойской тектономагматической активизации. Геологический разрез насыщен гранитоидными комплексами.

Для второго типа (Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский и Американо-Гренландский глобальные мегаблоки) отмечается активное проявление ранних докембрийских тектонических процессов и слабая — фанерозойских, усредненные отрицательные гравиметрические аномалии. В пределах развиты преимущественно байкалиты, каледониды и редко, слабо проявленные герциниды. В платформенных структурах встречаются кристаллические массивы. Широко распространены граптогнейсы, гранулиты, чарнокиты, гранитоиды. В качестве промежуточного типа можно выделить Американо-Гренландский мегаблок. Его ранняя история (архей, низы протерозоя) развивалась по первому типу, а начиная с верхнего протерозоя по второму.

Обширные области Мирового океана согласно анализу огромного эмпирического материала обладают низкой магматической дифференциацией мантийного вещества и, как следствие, низкой эндогенной металлогенической продуктивностью. Здесь отсутствуют месторождения Sn, Mo, W, Hg, Sb, алмазов и многих других элементов.

Таким образом, в пределах земной коры можно условно наметить три типа областей с резко отличающимися уровнями энергии тектонических и металлогенических процессов: низкий уровень (океанические структуры); средний (материки с отрицательными гравиметрическими аномалиями); высокий (материки с положительными гравиметрическими аномалиями).

Глава 4

ЭВОЛЮЦИОННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Как было показано в предыдущих главах, в процессе эволюции Земли существенно менялись не только ее строение, но и состав оболочек. В связи с этим каждый период характеризовался различными по масштабам и разнообразию минерального состава месторождениями полезных ископаемых. Периодизация этого процесса имеет важное практическое и теоретическое значение для оценки минерального потенциала крупных участков земной коры и для разработки теории образования Земли.

В геологической науке более 100 лет господствовала геосинклинальная концепция, базировавшаяся на данных изучения, главным образом, континентальной земной коры и не учитывавшая огромные пространства морей и океанов с иным, океаническим типом коры. С увеличением масштабов океанологических исследований и применением подводного бурения, широким развитием космической геологии и глубинной геофизики всеобщее признание получили новые концепции литосферных плит и мантийных плюмов. Они позволили впервые в геологии создать единую систему представлений, которая в большей степени, чем геосинклинальная, объясняет многие закономерности в развитии Земли и металлогении.

Отрезки времени, в течение которых происходит разномасштабное накопление полезных ископаемых в земной коре, представлены следующим геолого-металлогеническим ранговым рядом: период — этап (эпоха) — стадия.

Вне зависимости от используемой концепции периоды фиксируют временные интервалы с однородным геологическим режимом в масштабе всей Земли. Их границы маркируются кардинальной сменой тектоно-магматических условий рудообразования.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Основу геосинклинальной концепции составляет представление о циклическом развитии земной коры с момента ее образования.

Выделяемые циклы относятся к категории этапов, которые представляют собой отрезки геологической истории, определяющие направленное

и необратимое развитие земной коры. Стадии являются звеньями одного циклического процесса. Для них характерен определенный тектонический режим, развитие конкретных магматических и осадочных формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Кроме отмеченных, широко используют в рудно-металлогеническом анализе такие понятия, как мегациклы, эпохи, геохроны, эоны. Они в сущности являются синонимами понятия «период» и обычно применяются отдельными авторами при описании эволюции геологических процессов. Достаточно часто при анализе этапов, имеющих четкую циклическую природу, выделяют подэтапы. К ним относят одну или несколько стадий, отражающих главные элементы тектоно-магматического цикла.

Геохронология земной коры для целей рудно-металлогенического анализа наиболее детально разработана с позиции геосинклинальной концепции В. И. Смирновым (рис. 4.1). Предложенная им шкала эволюционных событий имеет логарифмический характер. Чем ближе к современности, тем короче выделяемые единицы. 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 представлен триадой: 1) ранний или собственно геосинклинальный подэтап, для которого типоморфны базальтофильные месторождения: колчеданные, титаномангнетитов, 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 экзогенным оруденением и эндогенными месторождениями, связанными с процессами тектоно-магматической активизации. Рассмотрим выделенные периоды и этапы подробнее.

Лунный период (4,6–3,8 млрд лет) представлен одним Гренландским этапом, в течение которого не протекали процессы, приведшие к формированию месторождений.

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 др., 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 рудномагматических центров: с хромитами и платиноидами — Бушвельд (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 характерно отсутствие эндогенного рудообразования и низкая рудная продуктивность экзогенных процессов.

Неогеосинклинальный период (1,5–0,0 млрд лет) — один из крупнейших в истории Земли. В его рамках выделено пять этапов: гренвильский, байкальский, каледонский, герцинский и киммерийский. 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 гренвильским. В это время в раннегеосинклинальный подэтап образовались месторождения: колчеданные (Холоднинское, Горевское в Сибири), титаномagnetитовые (в Норвегии, Канаде, на Урале и др. 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 Пиренея, 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) с орогенными гранитами типичные редкометалльные пегматиты, альбититы, грейзены и плутоногенные гидротермальные жилы и 3) с активизированными областями платформ редкометалльные щелочные интрузии, медно-никелевые руды в траппах Сибири (Норильск), алмазоносные кимберлиты и редкометалльные карбонатиты.

Киммерийский этап (0,25–0,1 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, альбититовых, грейзеновых, скарновых и гидротермальных месторождений. 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 предложенная трехчленная цикличность в выделенных этапах почти не соблюдается.

ПЛЕЙТТЕКТОНИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Опираясь на теоретические разработки Д. В. Рундквиста, В. Е. Ханна, О. Г. Сорохтина, А. А. Сидорова и других исследователей, в истории нашей планеты можно выделить пять основных металлогенических периодов: 1) тонких литосферных плит; 2) высокой тектонической активности, появление мощной континентальной коры и ядра Земли; 3) возникновение первых суперконтинентов, 4) многократной переработки земной коры.

5) корово-мантийной дифференциации и циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (табл. 4.1).

1. *Период тонких литосферных плит (3,8–3,0 млрд лет)* характеризуется однородным тектоническим режимом (активность 7–10 эрг/с), средними скоростями движения тонких короткоживущих (16–50 лет) литосферных пластин — 5–50 см/год. В этот период активно формировалась первичная континентальная кора со скоростью 3,2–3,6 км/год 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, млрд лет).

В описываемый период формировались первичные металлогенические праформации мантийного, рифтогенного и эпиконтинентального профиля. Эндогенно-экзогенная активность Земли обусловлена восходящими потоками флюидов (тепловой поток через поверхность составляет 10 эрг/год). Наиболее древними являются железистые кварциты комплекса Исуа в Гренландии (3,78 млрд лет) и пояса Абитиби в Канаде; осадочно-вулканогенные железистые лептитовые формации типа Алгома (Кируна, Швеция; Оленегорское, Россия; и др.) (3,3–3,7 млрд лет).

С гранитоидными полями ассоциируют мусковитовые пегматиты Анабарского щита, Джугжура и редкометалльные пегматиты с Nb, Ta в Западной Австралии, Бразилии, Африке с возрастом 2,9–3,5 млрд лет.

С базальтоидными комплексами зеленокаменных поясов связаны месторождения: хромитов в анортозитах (3,5 млрд лет); медно-никелевых руд в коматиитах — (3,0; 3,4 млрд лет); колчеданов Австралии (3,4), Канады (3,4), Южной Африки (2,6–3,4) и Северной Америки (2,9); золота — Калгурли в Австралии — 2,8–3,2.

II. *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 тектоно-магматической 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/год. Процессы дифференциации вещества мощно протекали в пределах коры и самых верхних частей мантии, где температуры достигали 1750 °С. Стиггантискими скоростями происходил рост объема континентов в интервале времени 3,1–2,5 млрд лет. Сначала скорость прироста достигала 7,1 км/год,

а в конце около 2,0 км/год, 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.

III. *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 Мегагея (2,30–1,90 млрд лет). Подобное соединение континентальных плит в единый гигантский суперконтинент протекал в режиме умеренной механической активности (10–5·10 эрг/с) и понижающихся скоростей перемещения плит (50–30 см/год).

С базальт-липаритовыми вулканическими формациями рифтогенных поясов (периконтинентальных, срединно-океанических, островодужных, трансформных) связаны обширные провинции колчеданных месторождений в Австралии (1,75 млрд лет) (Брокен-Хилл и Маунт-Айза), в 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 тектоно-магматической протоактивизации интрузивного, вулканического и метасоматического профиля ассоциируют крупные и уникальные расслоенные ультраосновные массивы в Южной Африке (Бушвельд, хром-платина, 1,95 млрд лет), в Канаде (Садберри, 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 на Украине (Кривой Рог), в России (КМА, Костомукша), в 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.

IV. *Период многократной переработки земной коры (1,8–0,6 млрд лет)* характеризуется относительно стабильным геотектоническим режимом и отсутствием кардинальных перестроек планетарных геологических структур. Особо интенсивное оживление эндогенной металлогенической активности началось в конце периода. В отрезке времени 1,0–0,6 млрд лет формировались колчеданно-полиметаллические месторождения, ассоциирующие с базальтоидным магматизмом, в Северной Америке и на Сибирской платформе (Холоднинское, Горевское и др.), а также магматические титаномагнетитовые руды Норвегии (Егерзунд), Канады (Лауренс Ривер) и России (Урал, Кусинское).

V. *Период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (0,54–0,0 млрд лет)* характеризуется усилением тектоно-магматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов. 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 современные молодые 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 мощными (сотни километров) корневыми частями превратились в малоподвижные системы с неуклонно понижающимися скоростями горизонтальных перемещений и часто меняющимися векторами таких движений.

С нижнего палеозоя начался процесс усиления глубинной рудно-магматической активности. Многократная переработка огромных масс осадочных и изверженных горных пород в зонах субдукции качественно изменила характер дифференциации и, как следствие, концентрации рудного вещества. Резко, более чем в два раза по сравнению с предыдущим периодом, возросло число рудных формаций. Широкое развитие получили такие новые формации, как сурьмяно-ртутная, вольфрамитовая, рейзензовая, медно-молибденовая, золото-кварц-халцедоновая и многие

Таблица 4.1. Эволюция Земли и рудообразование

Геохронологическая шкала		Шкала времени, млн лет	Основные геолого-металлогенические периоды	Этапы по В. И. Смирнову	Цикличность конвективного развития, млн лет
ФАНЕРОЗОЙ	KZ	65	V Глубино-мантийная дифференциация, циклическое функционирование механизма тектоники плит	Альпийско-Киммерийский	Пангея VI
	MZ	230		Герцинский	570 Гондвана Лавразия
	PZ	540		Каледонский	
ПРОТЕРОЗОЙ PR	ПОЗДНИЙ PR ₂ РИФЕЙ	ВЕНД	IV Многократная переработка первичной коры, слабая металлогеническая активность	Байкальский	V
		R ₃		Гренвильский	470 IV
		R ₂		Готский	410 Мегая
	РАННИЙ PR ₁	R ₁		Карельский	380 II
		1650	III Первые суперконтиненты (начало действия механизма тектоники плит)	Беломорский	Моногея
		2000		Кольский	Период 3,8 млрд лет — 16 циклов, сначала по 20–50 млн лет, а в конце 200 млн лет. Пластины размером сотни км ² , их мощность меньше 30 км, время существования 16 млн лет
АРХЕЙ AR	ПОЗДНИЙ AR ₂	2500	II Формирование основной массы континентальной коры	Гренландский	
		3000	I Тонкие литосферные плиты. Эпохи складчатости и появления зеленокаменных поясов		
	РАННИЙ AR ₁	3150			
		3500			
		4000			

Тектоническая активность 10^{20} эрг/см	Средняя скорость движен. плит, см/год	Скорость роста (км ³ /год) и объемы континентальной коры	Хромитоносные рудномагматические формации	Провинции, районы, главные месторождения
По О. Г. Сорохтину и С. А. Ушакову (1991)				
4	8	0,28	Дунит-гарцбургитовая габброидная и дунит-перидотит-пироксенитовая в альпинотипных ультрабазитах	Филиппины, о. Тайвань, Япония, о. Куба, Албания (Булькиза), Греция, Турция, Пакистан, Оман, Кипр, Иран
5		3% 0,50		Россия (Саранское), Казахстан (Кемпирсай), Центрально-Азиатский пояс
7	10-11		Габбро-дунит-перидотит-дунитовая	Канада, США, Великобритания; Австралия
			Габбро-перидотит-дунитовая в близких к офиолитам комплексах	Восточная Африка, Аравия (Мозамбик-Красноморский пояс)
				Бразилия (штаты Минас-Жерайс, Гояс, Байя)
8	30	1,0		Алжирская Сахара, Зап. Нигерия
10	50	32%	Гарцбургит-ортопироксенитовая в расслоенных интрузиях	ЮАР (группа Бушвелд)
				Зимбабве (Великая Дайка)
				Финляндия (Кеми)
21	200	2,0	Базитовые формации в «молодых» зеленокаменных поясах	Индия (штат Орисса, Андхра-Прадеш)
15	120	50%	Базитовые формации в «древних» зеленокаменных поясах	Индия (штат Карнатака)
25	270	7,1		Зап. Гренландия (Фискенессетский комплекс), Сев. Америка (Стиллуотер)
7	5	3,3-3,2		Ю-З. Африка (пояс Селукве, Сьера Леоне)
10	50	15%		о. Мадагаскар (Андриамена)
		3,6-3,3		Зап. Гренландия (пояс Исуа)

другие. Для периода характерно образование необычайно разнообразных генетических и промышленных как эндогенных, так и экзогенных типов руд. В это время возникли основные месторождения бокситов, каолинов, серы, морских и континентальных россыпей и многих других рудных скоплений.

Рассмотрим эволюцию оруденения на примерах некоторых наиболее характерных основных промышленно-генетических типов месторождений: черных, цветных, благородных и редких металлов, урана, а также кимберлитовых и карбонатитовых месторождений.

ЧАСТЬ II

**ЭВОЛЮЦИОННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ОСНОВНЫХ ТИПОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Глава 5

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРНЫХ МЕТАЛЛОВ

Железо с Ti, V, Mn, Cr, Ni, Co составляет одно геохимическое семейство, объединенное общими свойствами строения атома, близостью радиусов иона и химическими свойствами. Закономерности формирования месторождений черных металлов, в частности железа и хрома, исследованы в ряде публикаций (Орлов и др., 2001; Старостин и др. 1988, 1999, 2000, 2004).

ЖЕЛЕЗНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Железо является сидерофильным элементом. Известно более 300 минералов, содержащих железо. Главнейшими из них, определяющими промышленную ценность руд, являются оксиды и гидроксиды (гематит, магнетит, гётит, лепидокрокит и лимонит), второстепенными — карбонаты (сидерит), титанаты (ильменит) и гидросиликаты (шамозит).

Общие запасы железных руд (в 95 странах) составляют 302,3 млрд т, в том числе подтвержденные 172,9 млрд т; из них 71 % приходится на метаморфизованные месторождения магнетит-гематитовых руд, которые сосредоточены в крупных железорудных бассейнах мира КМА (Россия), УКЩ (Украина) и Хаммерсли (Австралия), на Канадском (Канада и США) и Родезийско-Трансваальском (ЮАР) щитах, на Западе и Юго-Западе Африки (Гвинея, Габон), на Восточно-Бразильском и Гвианском щитах (Бразилия). Доля России в этой группе подтвержденных запасов составляет 26 % (Железорудная база..., 1998).

Месторождения железных руд представлены различными генетическими типами. Многие из них полихронны и полигенны. Преобладают метаморфогенные (метаморфизованные первично осадочные и эксгальционно-осадочные образования), далее следуют осадочные и вулканогенно-осадочные, скарновые и магматические.

В месторождениях гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд сосредоточено 11,4 % мировых подтвержденных запасов, из них 8,2 % в России. Значительные запасы железных руд (7,30 % от мировых) заключены в магматических и скарновых месторождениях. Железные руды различных генетических

типов содержат попутные металлы (Cr, Ti, V, Mn, Ge и др), некоторые из которых представляют определенный промышленный интерес. К последним относится ванадий, который совместно с титаном и железом образуют самостоятельные месторождения магматической природы.

Месторождения железа формируются на протяжении всей истории развития литосферы Земли, начиная от раннего архея и до антропогена включительно (рис. 5.1).

Анализ большого фактического материала однозначно показывает, что развитие железного оруденения, смена одних рудных формаций другими и масштабы их проявления подчинены общему ходу эволюции Земли.

Рассмотрим основные периоды образования железорудных месторождений.

1. Месторождения ранне- и среднеархейского периода (3,8–3,0 млрд лет) приурочены к прогибам типа авлакогенов. Во всех главнейших железорудных провинциях их развитие с перерывами (угловое несогласие, базальные конгломераты) продолжалось в течение позднего архея и протерозоя, рудные отложения представлены обоянской серией в КМА и ее аналогами: гранит-гнейсовым комплексом Западной Австралии, тараташской серией Южного Урала и др. Разрезы сложены гнейсами, реже гранулитам, с пластами амфиболитов (по мергелям), мраморов и горизонтами силикатно-железистых руд, самых ранних в истории Земли.

Ранние концентрации железа на земле, подобные алданским, известны в серых гнейсах Исуа Западной Гренландии (3,7 млрд лет), где встречаются полосчатые магнетит-грюперит-сидеритовые руды. На Восточно-Европейской платформе в архейском гранулитовом комплексе в ассоциации с породами основного состава проявления железа в форме железисто-силикатных пород известны на Кольском полуострове, в Северной Латвии, древнем складчатом основании Белорусской антеклизы (рис. 5.2).

К группе силикатно-железистых руд раннего архея относятся магнетитовые кварциты комплекса основания разреза щитов Западной Австралии, железорудные гранулиты досвазилендского основания щитов Южной Африки, магнетитовые руды Канады и США, серии Иматака Южной Америки, железистые кварциты Айшняньской серии Северо-Восточного Китая. Главной особенностью распределения рудного вещества в разрезах раннего архея являются большие объемы оруденелых пород, но сравнительно небольшие концентрации магнетита в виде маломощных прослоев, линз и вкрапленных зон. Резервы этих, в основном бедных, руд практически не учтены, но общая масса их может оказаться значительной, по крайней мере, не уступающей учтенным резервам архея и протерозоя. По мнению большинства исследователей, генезис этих рудных проявлений, как и месторождений Северо-Восточного Китая, — эксгальационно-осадочный, тесно связанный с процессами в верхней мантии. Но не исключено, что часть железа могла иметь и экзогенную природу.

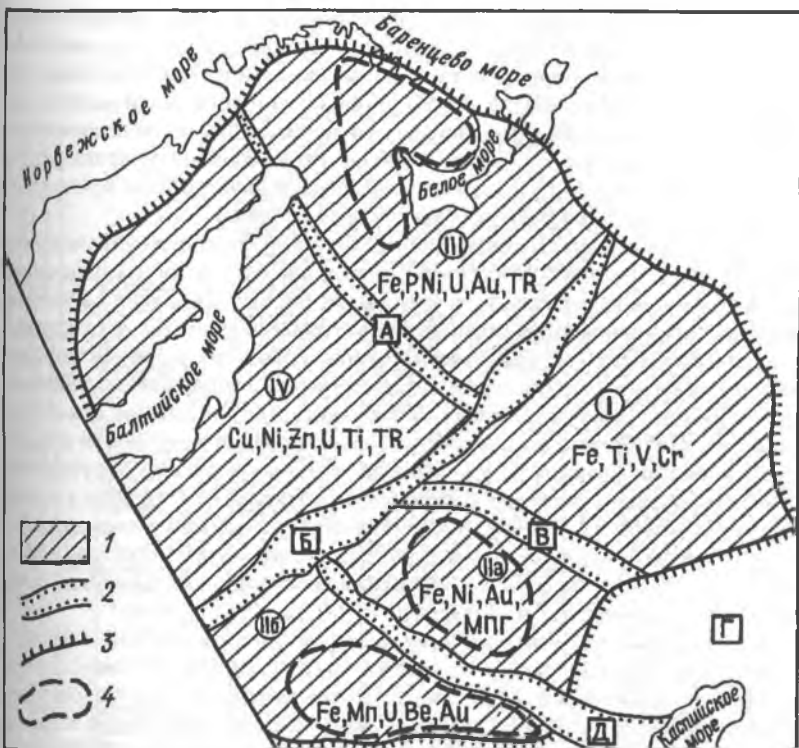


Рис. 5.2. Схема металлогенического районирования Восточно-Европейской платформы:

1 — геоблоки консолидированной коры: I — Волго-Уральский, IIa и IIб — Воронежско-Украинский, III — Лапландско-Беломорский, IV — Ботническо-Свекофеннский; 2 — межгеоблоковые зоны: А — Ладожско-Ботническая, Б — Вольно-Двинская, В — Рязано-Саратовская, Г — Прикаспийская впадина, Д — Днепровско-Донецкий авлакоген; 3 — граница ВЕП; 4 — прогнозируемые золоторудные провинции. Ведущие рудные элементы: Fe, Mn, Ni, V, Cr, U, P, Au, TR

2. В позднем архее (3,0–2,7 млрд лет) железистые кварциты вулканогенно-кремнистой формации формировались в пределах зеленокаменных поясов, в разрезе киватинского типа: Михайловская серия КМА, комплекс Калгурли Западной Австралии, Киватинский комплекс Канадского щита и др. В разрезе зеленокаменных комплексов железистые кварциты занимают различное стратиграфическое положение. В Южной Африке они залегают в свитах ультраосновного и основного или основного и кислого состава. Но главным образом железные руды здесь приурочены к верхней части разреза, сложенной терригенными образованиями, завершающими вулканический мегацикл. На Канадском щите железистые кварциты преимуще-

щественно сконцентрированы на участке смены основных вулканических пород кислыми, на Алданском — тяготеют к интервалу разреза, сложенному метаэффузивами основного состава. В многокилометровой Михайловской серии КМА они установлены на трех уровнях: в нижней части разреза в ассоциации с амфиболитами, метадиабазами и коматиитами (железнодорожная свита), далее — наиболее мощные и выдержанные горизонты железных руд в ассоциации с гнейсами (истобнянская свита) и, выше, редкие проявления железа с кислыми эффузивами (коробковская свита).

Первично-осадочные концентрации железа возникали в вулканических зонах на этапе стабилизации тектонического режима, на общем фоне смены основного магматизма кислым и щелочным. Смена во времени в зеленокаменных поясах основного вулканизма известково-щелочным (андезитовым) и частично кислым, сопоставимым с островодужными ассоциациями позднедокембрия и фанерозоя, свидетельствует об изменении геодинамических условий — смены растяжения (раздвига плит) сжатием. Именно на этой стадии в остаточных прогибах и накапливались железистые осадки.

Железистые кварциты в разрезах киватинского типа, преимущественно амфибол-магнетитового состава, характеризуются низким кларком концентрации железа (4–5 %), небольшой протяженностью рудных тел, они относятся к вулканогенному формационному типу. Месторождения невелики по размерам (с запасами порядка нескольких миллиардов тонн). Состав первичных руд был закисный.

В самом конце периода, на орогенной стадии, локально (Канадский щит) возникла железисто-известково-кремнистая формация (тип тимискаминг), приуроченная к морской молассе межгорных прогибов. Руды окисные гетит-гематитового состава с повышенным содержанием марганца. Железо поступало в бассейн седиментации за счет вулканических эксгаляций, так как железные руды генетически тесно связаны в основном с амфиболитами и метадиабазами, являющимися производными основных вулканических лав. Во втором периоде сформировались первые магматические месторождения железа. Месторождения комплексных Fe-Ti-V-руд связаны с интрузиями мафитов, которые внедрялись по шовным зонам сочленения крупных антиклинорий с синклиниями.

3. В позднеархейско-раннепротерозойский период (2,7–1,8 млрд лет), ознаменовавшийся возникновением первых суперконтинентов и началом функционирования механизма тектоники литосферных плит, возникли грандиозные железорудные бассейны: курская серия КМА, криворожская серия УКИ, система Маунт-Брюсс на западе Австралии и др. В курской серии первично-осадочными здесь были граувакки и гидрослюдистые глины, метапесчаники кварцевого состава, аркозы и кварциты. Накопление мощных толщ железисто-кремнистых пород происходило за счет терригенно-осадочного процесса. В отложениях этого периода заключено более 60 % мировых промышленных запасов железа в метаморфизованных месторождениях. В конце периода сформировались все крупнейшие провинции железистых кварцитов мира (рис. 5.3, 5.4).

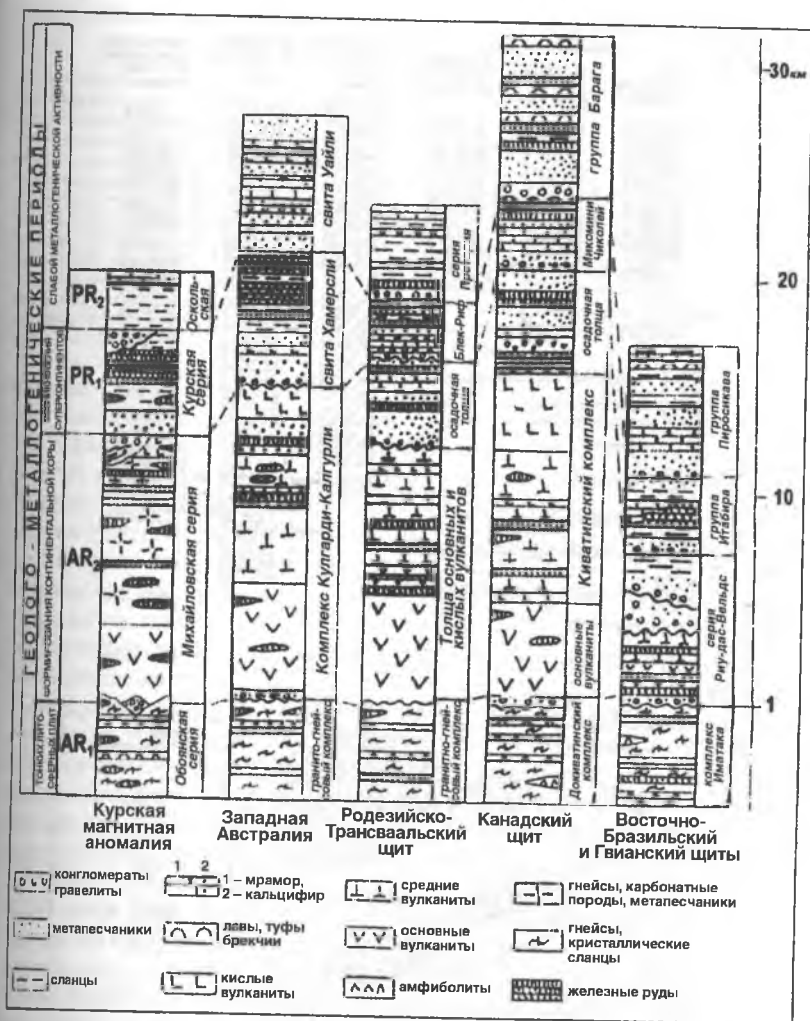
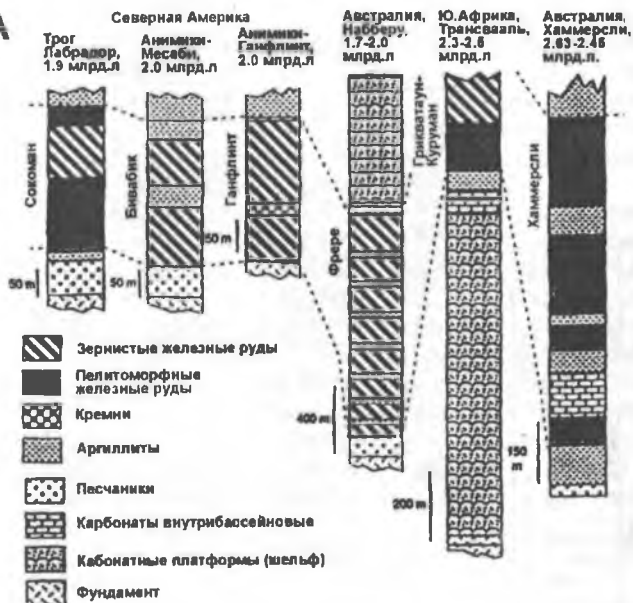


Рис. 5.3. Положение железных руд в докембрийских разрезах главнейших рудных провинций мира

Вопрос об источнике самого железа остается спорным. Некоторыми исследователями главным поставщиком железа в осадочный процесс третьего периода обычно рассматриваются коры выветривания. Согласно другим представлениям, в океанических рифтовых зонах железо вместе с халькофильными металлами (Cu, Zn, Pb) поднималось к поверхности Земли, где

А



Б

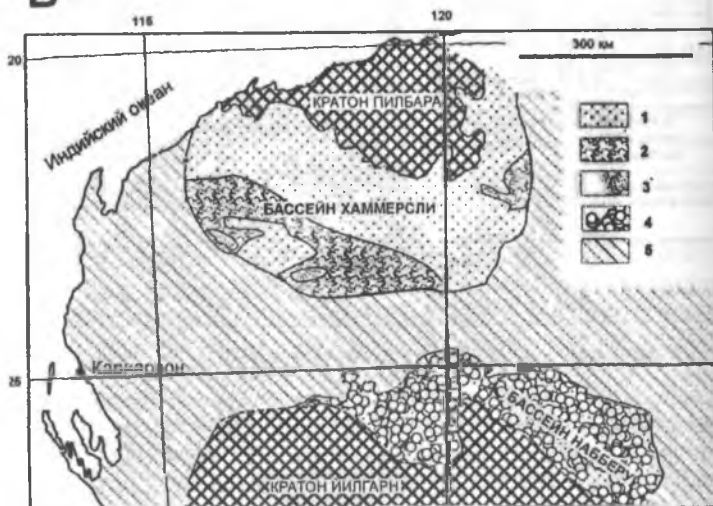


Рис. 5.4. Геология полосчатой железорудной формации раннего докембрия (примеры) (из Розен, Щипанский, Туркина, 2008):

А. Стратиграфические соотношения полосчатых железных руд и вмещающих отложений [Trendall et al., 2004; Simonson, Hassler, 1996]. Б. Геологическая схема расположения железорудных палеобассейнов в Западной Австралии [Hall, Goode, 1978; Trendall et al., 2004]. 1–3 — палеобассейн Хаммерсли, Супергруппа Брюс, площадь 150 тыс. км², возраст 2,8–2,2 млрд лет: 1 — группа Фортескью, с несогласием залегает на архейских гранит-зеленокаменных породах кратона Пилбара, включает мафические и фельзические лавы, присутствуют осадки, мощность 7,5 км; 2 — группа Хаммерсли, согласно перекрывает предыдущую, содержит полосчатые железные руды (360 м), преобладают эпикластические осадки (грауваки в понимании В. Д. Шутова [1975]), пелиты, присутствуют пирокластиты и карбонаты, общая мощность 2,5 км, датировки от 2,78 млрд лет внизу до 2,45 млрд лет сверху; 3 — группа Туре-Крик, эпикластические осадки варьированной мощности; 4 — палеобассейн Пабберу, группа Брахида, несогласно перекрывает архейские гранит-зеленокаменные породы кратона Йилгарн; циклические отложения, включающие высоkozрелые кварцевые и аркозовые песчаники, полосчатые железные руды пеллоидной структуры с шамозитом и апкеритом (формация Фрере, 1300 м), строматолитовые доломиты, общая мощность 6 км, возраст в интервале 1,7–2,0 млрд лет; 5 — протерозойские отложения, возраст <2,2 млрд лет

вступало в контакт с океаническими водами. Контактирова с водой в бескислородной среде, характерной для раннего протерозоя, железо окислялось до растворимой двухвалентной гидроокиси и разносилось течениями по всему океану. В приповерхностных условиях двухвалентное железо благодаря жизнедеятельности микробов и микроводорослей окислялось до трехвалентного состояния и выпадало в осадок, постепенно формируя уникальные железорудные формации. Массовый вынос железа из мантии в гидросферу мог происходить только тогда, когда в мантийном веществе содержалось заметное количество этих металлов и когда поверхность океана перекрывала средний уровень рифтовых зон на гребнях срединно-океанических хребтов.

По формационной принадлежности железистые кварциты раннего протерозоя подразделяются на железисто-кремнисто-сланцевую (таконитовый и криворожский типы) и марганцево-железисто-кремнисто-карбонатную (итабиритовый тип). Железистые кварциты кремнисто-сланцевой формации известны в районе оз. Верхнего (группа Анимики и Меномини), в КМА (курская серия), из УКЦ (криворожская серия), на Балтийском и Индийском щитах (Бихар, Дарварский комплекс). Во всех регионах железистые осадки накапливались в прогибах с приглушенным вулканизмом. Разрез начинается трансгрессивной свитой кластогенных пород, залегающих с базальным горизонтом на складчатом комплексе архея. Вышерасположенная рудная свита перекрывается завершающей трансгрессивный цикл терригенной свитой, иногда с горизонтами доломитов и углистых сланцев. Рудная свита обычно содержит несколько продуктивных интервалов. Породы раннепротерозойского возраста чаще всего метаморфизованы в стадии зеленых сланцев.

Железистые кварциты групп Меномини и Анимики в районе оз. Верхнего, одной из крупнейших железорудных провинций мира (запасы 50–70 млрд т), приурочены к толще пород, охватывающей временной интервал 2,7–1,9 млрд лет. Мощность рудной свиты, состоящей из чередования

пачек железистых пород, сланцев и вулканических туфов, колеблется от первых сотен до 750 м. Протяженность свиты достигает сотен километров. На Украинском щите железистые кварциты приурочены к отложениям криворожской серии, в которой выделяются четыре рудных интервала. Наиболее богатые железистые кварциты залегают в средней саксаганской свите (мощность 1500 м). Уникальным объектом этой железорудной провинции является Криворожско-Кременчугская зона, в которой прогнозные ресурсы железистых кварцитов и богатых (окисленных) руд до глубины 1500 м превышают 50 млрд т. В тектоническом отношении она представляет собой внутреннюю зону краевого прогиба, находящегося на западном крае Приднепровского мегаблока Украинского кристаллического массива.

В районе КМА аналогичная железорудная формация приурочена к средней части курской серии, сложенной первично-осадочными породами — от морских хемогенных до грубообломочных прибрежно-морских и наземных континентальных без сколько-нибудь существенных вулканитов. В железорудной свите выделяется несколько пачек железистых кварцитов общей мощностью от 250 до 1500 м. Терригенный состав разреза характерен и для железорудных толщ Северо-Западной Африки, где в краевой части Бирримской системы известны железистые кварциты кремнисто-сланцевого типа (месторождение Марампа). Судя по составу и строению осадочных толщ указанных провинций, накопление железистых осадков происходило в обстановке окраинного моря на пассивной окраине протоплатформ.

Железистые кварциты марганцево-кремнисто-карбонатной формации (итабириты) известны исключительно на гондванских материках. Толщи пород, вмещающие руды этой формации, слагают наложенные структуры на срединных массивах: авлакогены (Минас в Бразилии, Хаммерсли в Австралии) и синеклизы (Трансвааль в Южной Африке). Накопление железистых осадков этой формации происходило по периферии морского бассейна, часто в непосредственной близости к основным-ультраосновным магматическим породам и продуктам их гипергенного разложения. Так, доломиты и полосчатые кремнистые железнйки нижней части рудной серии Трансвааль формировались в лагуне. Залегающие выше полосчатые кремнисто-железные руды возникали за счет выветривания и размыва окружающей суши в прибрежной части солонатоводного бассейна, который был отделен от открытого моря отмелями и барами, а со стороны суши примыкал к дельтовым отложениям. Руды вышерасположенных формаций представлены закисно-окисными и закисными типами.

Кроме железистых кварцитов, в этот период сформировались многочисленные крупные магматические месторождения железа. Эндогенные проявления титаножелезных и железных руд известны на Балтийском и Алданском щитах, Северо-Американской и Индостанской платформах. Месторождения генетически связаны с комплексом пород габбро-

анортозитовой формации, отвечающей доскладчатому и раннескладчатому этапам развития подвижных поясов. Во всех известных случаях рудоносные интрузии приурочены к их краевым частям. На Балтийском щите они тяготеют к сопряжению архейских антиклинорных поднятий с ранними карелидами. На Алданском щите широтная зона габбро-анортозитовых массивов с титаномагнетитовыми месторождениями приурочена к зоне сопряжения допротерозойской консолидированной структуры Алданского щита с карелидами Джугджура-Становика.

4. В средне- и верхнепротерозойский период (1,65–0,54 млрд лет), характеризовавшийся относительно стабильным геотектоническим режимом и отсутствием кардинальных перестроек планетарных структур, в течение первых 800 млн лет образование крупных рудных районов и провинций не происходило. В рифее, особенно в раннем, несмотря на неоднократно проявившуюся тектоно-магматическую активизацию, на большей территории продолжали сохраняться платформенные условия, унаследованные с конца раннего протерозоя.

Заложившиеся в начале периода субмеридиональные пояса (готский этап) и в последующем субширотные (гренвильский этап) не получили достаточного развития. Оживление тектонической активности, магматизма и эндогенного рудогенеза имело место только в верхнем рифее и венде, а в отдельных регионах и раннем кембрии. Для готского этапа характерны образования железисто-кремнисто-кластогенной формации, источником железа для которых послужили продукты разрушения, перемыва и переотложения железистых кварцитов предшествующих периодов. Для этого времени также характерны маргитовые и гематитовые руды кор выветривания.

Железисто-кремнисто-кластогенная формация представлена железистыми кварцитами и гематитовыми обломочными рудами в терригенных толщах. Подобные месторождения известны на Восточно-Европейской платформе, в Австралии и Африке, но все они не содержат сколько-нибудь значительных запасов железа. Железисто-кремнисто-кластогенная формация КМА получила локальное распространение в низах оскольской серии. Мощность серии более 2 км, возраст 1,65–1,9 млрд лет. Руды образовались в результате разрушения и переотложения железистых кварцитов и сланцев курской серии. Рудные тела образуют пласты и линзы мощностью до 130–170 м и протяженностью до 4–5 км. Первичными рудными минералами здесь являлись гётит и гематит, преобразованные последующим метаморфизмом в магнетит и железную слюду. Аналогичные кластогенные образования встречаются среди пород фрунзенской серии Украинского щита, онежской серии Карелии, печенегской серии Кольского полуострова. Гематитовые руды в обломочных толщах платформенного чехла развиты в бассейне Кимберли (Северная Австралия). Верхняя пачка осадочной толщи (мощность 1000 м) содержит пласты гематитовых конгломератов кварцитов и алевролитов. Содержание гематита — 60 %.

В конце готского этапа в связи с тектоно-магматической активизацией в Балтийском щите (Швеция) сформировались многочисленные месторождения магнетитовых и апатит-магнетитовых руд, залегающих в толще вулканических пород трахитовой ассоциации. В тектоническом плане месторождения расположены в орогенных предгорных прогибах по краю Свекофенского мегаблока, граничащего на северо-востоке с Карельским, а на юго-западе с Южно-Скандинавским мегаблоками. Наиболее крупные магнетитовые месторождения сосредоточены в Шведской Лапландии (Кирунавара, Ректор и др.). Магнетитовые руды очень высокого качества (Fe до 71 %) образуют залежи мощностью в десятки метров и протяженностью в несколько километров.

Кроме собственно магнетитовых месторождений, связанных с кислыми магматическими дериватами, образовались месторождения ильменит-титаномагнетитовых руд в ассоциации со щелочно-габброидной формацией (Карело-Кольская провинция) и месторождения титаномагнетитовых руд, широко развитых в Северной Америке, где приурочены к массивам анортитов или габбро Гренвилльского пояса.

В гренвилльский этап произошло некоторое оживление тектонической активности и магматизма, заложились интракратонные рифты с базальтоидным вулканизмом и связанной с ним колчеданной минерализацией. Дифференциация рельефа вызвала усиление гипергенных и эрозионных процессов. Возникали области питания (сноса) и аккумуляции в водных бассейнах. Получили развитие разнообразные осадочные железорудные формации. Осадочные месторождения железа формировались в пределах передовых прогибов (Ангаро-Питский и Боксон-Сархайский в Сибири), в депрессионных структурах на платформах (синеклиза Таудени в Африке, бассейн Макартур в Австралии) и небольшие проявления — в геосинклинальных зонах (Дамара в Африке и Аделаида в Австралии).

Байкальский этап выделяется развитием зрелых подвижных зон, часть из которых завершили свое существование в конце докембрия и в настоящее время фиксируются как самостоятельные складчатые системы (Прибайкалье и Забайкалье, Центральный Китай и др.). Развитие же других зон продолжалось в фанерозое, составляя единое целое со структурами каледонид и герцинид. Наиболее полная информация имеется по байкалидам России. Они представлены магнетитовыми, магнетит-гематитовыми и гематитовыми разностями. В кембрии сформировались железорудные месторождения Буреинского и Ханкайского массивов и Удско-Шантарского района. В Буреинском массиве пласты и линзы руд гематит-магнетит-марганцевой формации, общей мощностью рудоносной свиты 100–600 м, приурочены к карбонатно-сланцевой толще рифейско-нижекембрийского возраста, трансгрессивно залегающей на зеленосланцевом комплексе среднего рифея. Мощность горизонта железных руд составляет 10–22 м, а нижерасположенного горизонта марганцевых руд — 3–20 м. Накопление рудоносной свиты происходило в прогибах парагеосинклинального типа.

Большинство исследователей источником железа и марганца считают коры выветривания, формировавшиеся в этот период. Но, как отмечают К. М. Меркурьев, Л. И. Кулиш и Е. А. Панских, образование руд происходило в тектонически неспокойной обстановке и связано с поступлением рудоносных гидротерм в морской бассейн по трещинно-разломным зонам. Близкая картина развития железного оруденения наблюдается и в Ханкайском массиве, где рудные горизонты располагаются в терригенно-карбонатной толще пород, слагающих Тамгинскую грабен-синклираль.

В иной обстановке формировались многочисленные железные и железомарганцевые месторождения Удско-Шантарского рудного района, где широко представлены вулканогенные породы спилит-диабазового ряда, характерные для начального этапа развития подвижных зон (Ланско-Джагдинский прогиб). Рудный район приурочен к крупному прогибу субширотного простирания, заложившемуся в позднем докембрии вдоль южного края древнего Адданского щита. В разрезе выделяются две подформации: карбонатно-вулканогенная и терригенно-вулканогенно-кремнистая (рудная). Согласно представлениям Е. А. Панских и Л. И. Кулиша, весь этот комплекс пород (палеотипные базальтоиды, пирокласты, туффиты, известняки с подчиненным количеством яшм, алевролитов, песчаников и рифогенных известняков) формировался в геодинамической обстановке островной дуги. Пластовые тела железных руд имеют мощность от нескольких до первых десятков метров. Содержание железа в рудах 30–35 %. Единичные магматические титаномagnetитовые месторождения железных руд байкальского возраста известны в пределах Саяно-Байкальской провинции.

5. Фанерозойский период (0,54–0,0 млрд лет) является периодом циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит. Это время характеризуется усилением тектоно-магматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов. Выделяются три металлогенических этапа формирования железных руд с соответствующими преобладающими типами руд: каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский (рис. 5.5).

В каледонское время (от нижнего кембрия до верхнего силура) железорудные месторождения получили значительно более широкое развитие, нежели в предшествующий период. На этот интервал приходится 12,0 % всех мировых запасов железа. На ранней стадии развития подвижных поясов образовались осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения, на поздней — магматические и скарновые. Каледонская тектоно-магматическая активизация, охватившая сопряженные с подвижными поясами края платформы, сопровождалась появлением карбонатитовых месторождений, содержащих железные руды.

На Урале и Алтае в палеозойское время сформировались магматические титаномagnetитовые месторождения, ассоциирующие с габбро-пироксенитовыми интрузивами (Гусевогорское и Качканарское, Средний Урал; Харловское, Инское и Белорецкое, Алтайский край и др.).

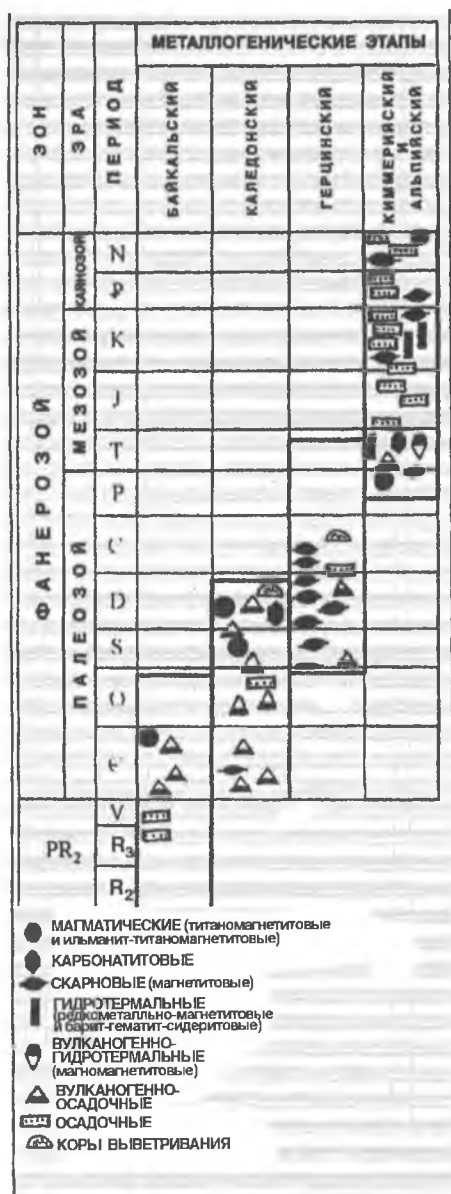


Рис. 5.5. Эволюция железного оруденения в фанерозое (период циклического функционирования механизма тектоники плит)

Особо следует отметить весьма перспективные Алтайские месторождения (Харловское, Инское и Белорецкое). Здесь намечается крупнейший в России по масштабам прогнозных ресурсов нового типа комплексного железо-титано-ванадиево-алюминиевого сырья рудный район. Наиболее крупное из них Харловское приурочено к девонскому расслоенному, изометричному в плане, габброидному массиву, сложенному дифференцированными преимущественно оливиновыми габброидами (рис. 5.6, 5.7). Массив имеет чашеобразную внутреннюю структуру, которая, как показали детальные геолого-съемочные работы, осложнена тектоническими нарушениями. Структура массива образована чередующимися рудными габброидами и безрудными мезо- и лейкократовыми габброидами в виде слоев мощностью до нескольких десятков метров. На месторождении выделено более 10 рудных залежей мощностью 16–140 м. К рудам отнесены габброиды с содержанием валового железа от 14 до 25 % при бортовом содержании 12 %. В них содержится также: диоксида титана — 5,9 %; пентаоксида ванадия — 0,008 % и глинозема — 11 %. Минимальная мощность рудных прослоев принята равной 8 м, максимальная мощность безрудных габброидов — 2–4 м. Протяженность рудных залежей 425–2650 м. Запасы ильменит-титаномагнетитовых руд месторождения до глубины 300–550 м составляют 1,73 млрд т категорий C1 + C2 и еще 2 млрд т прогнозных ресурсов P1 до этих же глубин. Все эти запасы сосредоточены в пределах кольцевой чашеобразной структуры диаметром около 3 км по поверхности.

В это время возникли железорудные месторождения Восточной Сибири, Центрального Казахстана, Скандинавии и Аппалачи. Железорудные месторождения приурочены к андезито-дацит-липаритовому комплексу (спачками известняков и доломитов) нижнего кембрия. Рудные тела представлены пластами и линзами, согласными с вмещающими породами: протяженность их 1–6 км по простиранию и до 1 км по падению. Большинство месторождений имеет облик метасоматических образований.

Следует особо отметить многочисленные стратиформные месторождения и рудопоявления железных руд в Центральном Казахстане, приуроченных к гематит-магнетит-марганцевой формации (атасуйский тип). С ними ассоциируют марганцевые и барит-полиметаллические руды. Рудные тела в плане образуют лентовидные полосы, простирающиеся на несколько километров, при малой ширине (сотни метров), контролируемые долгоживущими зонами разломов в фундаменте. Ведущим минералом железа является гематит. Содержание железа в рудах от 45 до 65 %.

Формировались они в краевой части морского бассейна, на сопряжении сзатухающей вулканической грядой, протягивающейся по краю континента. Этим рудам свойственен уникальный набор и парагенезис редко встречающихся минералов (окислы, карбонаты, силикаты с хлором и мышьяком, сульфиды, минералы с бором, стронцием и др.). Наиболее близкими их

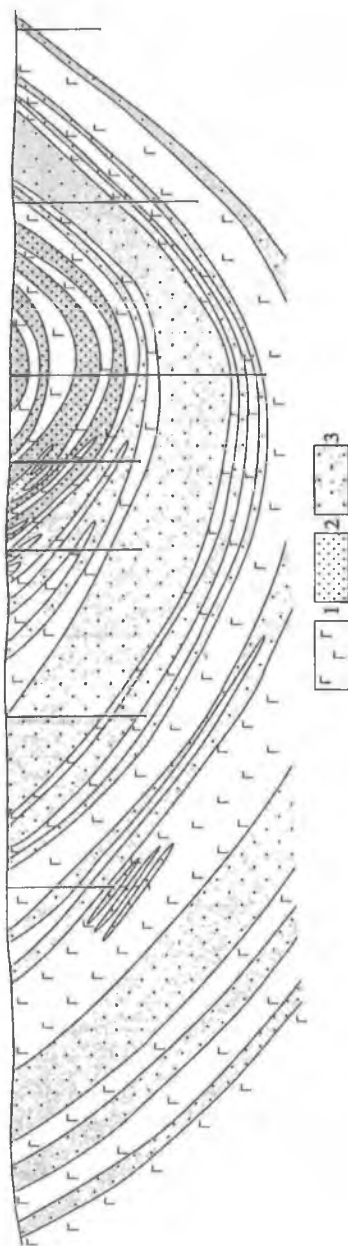


Рис. 5.6. Минералогический и химический состав руд по материалам исследования штурфовых проб, отобранных из коренных обнажений по разрезу АБ Харловского месторождения (по Л. И. Шабалину, 2011):
 1 – габброиды; 2 – руды, из которых получается высокотитанистый титаномagnetитовый концентрат; 3 – руды, из которых получается среднетитанистый титаномagnetитовый концентрат

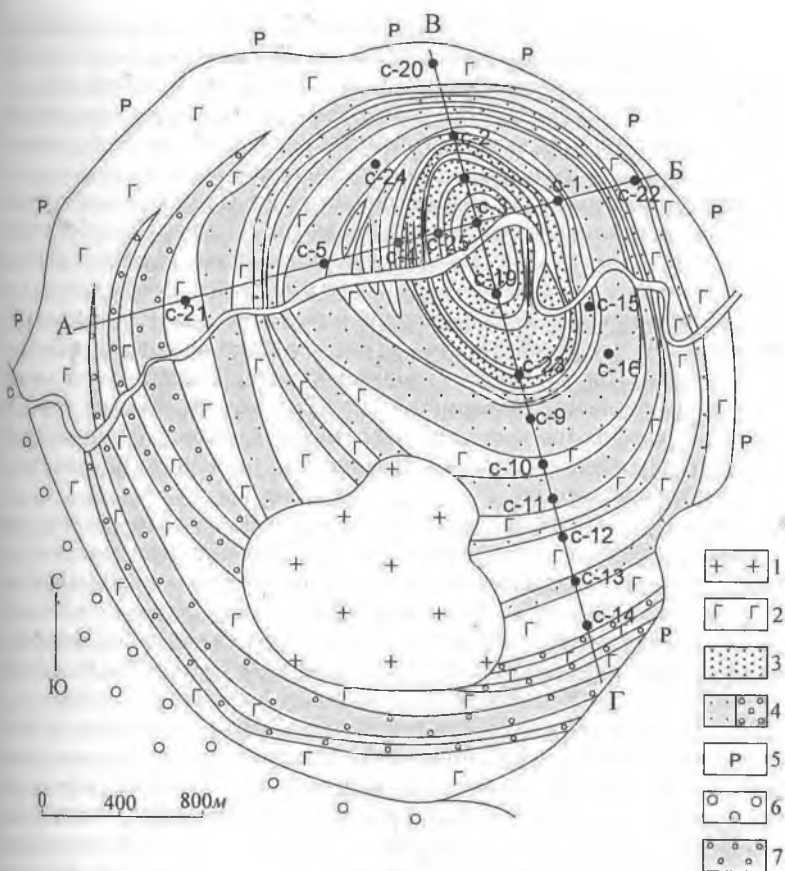


Рис. 5.7. Геологическая карта Харловского месторождения
(составили Г. К. Сакович, З. А. Глушенко с дополнениями Л. И. Шабалина, 2011):

1 – граниты; 2 – габбро; 3 – руды, из которых получается высокотитанистый титаномагнетитовый концентрат; 4 – руды, из которых получается среднетитанистый титаномагнетитовый концентрат; 5 – роговики; 6 – пойменные отложения долины р. Чарыш; 7 – предположительно наиболее высокотитанистые, не вскрытые горно-буровыми работами, технологически еще не исследованные руды нижних горизонтов расслоенного массива

аналогами являются руды месторождений Франклин (Нью-Джерси, США), Лонгбан и Нордмаркен (Швеция).

В герцинский этап (от среднего девона до верхней перми или верхнего триаса) железное оруденение проявилось в Рудном Алтае, Уральском складчатом поясе и Тургае, в герцинидах Европы. На долю герцинских месторождений приходится всего лишь 3,3 % мировых запасов железа. Наряду со скарновыми

месторождениями, которые преобладают на Алтае и Урале, в Европейской металлогенической провинции отмечены пластовые залежи оолитовых (турингский тип) и пелиотоморфных гематитовых руд (ландильский тип).

В киммерийско-альпийский этап (мезозой и кайнозой) формировалось порядка 10,4 % железных руд мира. Среди эндогенных образований многочисленны гидротермальные метасоматические и жильные месторождения сидеритовых руд киммерийского этапа. С мезозойской тектономагматической активизацией связана концентрация железа в карбонатитах, скарнах и редкометалльных жилах. Особенно характерно для этого времени образование крупных осадочных оолитовых месторождений железа в эпиконтинентальных бассейнах и концентрация железа в железомарганцевых конкрециях на дне Мирового океана. Большинство месторождений эндогенной природы сосредоточено в пределах Альпийско-Гималайского пояса. Для них характерны стратиформные месторождения гематитовых руд среднотложений карбонатно-кремнистой формации (динаро-карпатский тип). Генезис руд указанных районов эксгальационно-осадочный и тесно связан с основным вулканизмом.

Конец мезозойской и кайнозойской эр ознаменовался широким развитием месторождений остаточных (коры выветривания) и седиментационных руд. Мезозойские месторождения кор выветривания известны в Албании, Югославии, Греции. Особенно крупные концентрации железных руд кор выветривания возникли в неоген-четвертичное время, образуя единый протяженный приэкваториальный пояс, который прослеживается из бассейна Карибского моря через Африку, Индию и далее на острова Юго-Восточной Азии.

Из собственно осадочных образований в конце фанерозоя сформировались месторождения в пределах передовых прогибов, связанных с песчано-глинисто-фосфоритовой геологической формацией (керченский тип) и на континентальных платформах. Среди последних различаются пять типов месторождений, положение трех из которых контролируется морскими геологическими обстановками и двух — озерными. Морскую группу формаций составляют известково-терригенная (лотарингский тип), терригенно-карбонатно-сульфатная (атласский тип) и терригенно-фосфато-глауконитовая (аятский тип). В озерную группу формаций входят угленосная песчано-глинистая (халиловский тип) и песчано-глинистая (аральский тип).

Итак, в течение первых трех геолого-металлогенических периодов докембрия происходило формирование вулканогенно-осадочных и осадочных железорудных формаций, руды которых последующим метаморфизмом были превращены в железистые кварциты. В зависимости от состава геологических комплексов (серий), в которых концентрировалось железо, выделяются различные типы формаций. Наиболее ранней является силикатно-железистая формация, формировавшаяся в начальных прогибах будущих зеленокаменных поясов, развитие кото-

рых в последующем сопровождалось накоплением руд нижнеархейской вулканогенно-железисто-кремнистой формации (киватинский тип). В раннем протерозое, на фоне затухающего вулканизма, появляются новые рудные формации: железисто-кремнисто-сланцевые (таконитовый и криворожский типы) и маргацево-железисто-кремнисто-карбонатная (итабиритовый тип), формации магматических (титаномagnetитовая) и скарновых (магнетитовая) руд. Значительно расширяется и диапазон структурно-формационных зон, в которых формировались месторождения железа. Ранний протерозой является кульминационным временем формирования гигантских железорудных бассейнов мира.

Поздний протерозой ознаменовался появлением железисто-кремнисто-кластогенной, оолитово-гидрогетитовой и лептохлорит-гематитовой формаций и формации гематитовых руд в карбонатно-терригенных отложениях. Отмечается расширение проявлений магматических формаций титаномagnetитовых и магнетитовых руд.

В течение фанерозоя, составляющего чуть больше 10 % всей истории Земли, происходит дальнейшая эволюция железного оруденения, наблюдается смещение областей железнакопления из подвижных поясов на платформы. В подвижных поясах происходит последовательная смена железорудных месторождений раннего этапа месторождениями орогенного этапа развития. Завершение байкальского металлогенического этапа характеризуется образованием немногочисленных месторождений гематит-магнетит-марганцевой формации, которые формировались в неглубоких прогибах на срединных массивах.

В областях каледонид на ранней стадии образовались глубокоководные оолитовые руды, а на поздней стадии получают распространение скарны и вулканогенно-седиментационные руды, магматические титаномagnetитовые месторождения. С тектоно-магматической активизацией связано появление железосодержащих карбонатитов. Каледонский этап является вторым пиком интенсивности железного оруденения.

Кроме несколько приглушенного вулканогенно-осадочного оруденения, герцильская история ознаменовалась широким развитием скарновых процессов. Появляются осадочные месторождения железа в передовых прогибах. В отличие от всех предшествующих металлогенических этапов для киммерийского и альпийского типичны разнообразные метасоматические и жильные месторождения барит-гематит-сидеритовой формаций. Большое разнообразие месторождений отмечается для зон тектоно-магматической активизации: карбонатитовые, магнагнетитовые и жильные барит-фтор-железо-редкоземельные.

Следует отметить, что для фанерозоя, как и для докембрия, характерна значительная роль процессов вулканизма в формировании стратиформных и полигенных скарновых железорудных месторождений. Усиление во времени (от раннего палеозоя к кайнозою) орогенных процессов и про-

цессов тектоно-магматической активизации, расширение ареалов развития кислого, среднего и базальтоидно-щелочного магматизма сопровождаются развитием карбонатитовых, скарновых и гидротермальных месторождений железа и разнообразных железорудных осадочных формаций на континентальных и океанических платформах. Ведущим типом в интервале верхний мел — кайнозой являются оолитовые железные руды (третий пик железного оруденения). От ранних периодов к поздним происходит резкий спад накопления железных руд. Это обстоятельство объясняется исчезновением во времени (со среднего протерозоя) благоприятных геодинамических обстановок — бассейнов длительной стабилизации; изменением состава пород, питающих провинции; сокращением на порядок продолжительности геологических циклов и истощением железа в верхней мантии.

Необычайно широкое развитие в мезозое и кайнозое получают осадочные месторождения и месторождения в корах выветривания. На океанических платформах накапливаются огромные количества железомарганцевых конкреций.

Формирование железных руд фиксируется в каждом из пяти геолого-металлогенических периодов, но с различной степенью интенсивности.

В период тонких литосферных плит (ранний архей, кольский этап) в зонах зарождающейся океанской коры возникли многочисленные рудопроявления силикатно-железистой формации, приуроченные к толщам пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В перспективе эти руды могут стать существенным источником получения железа (Обьянская серия КМА, комплекс Иматаки щитов Ю. Америки и др.).

В период формирования основной массы континентальной коры (поздний архей, беломорский этап) первично-осадочные концентрации железа возникали в вулканических зонах на океанической коре, на этапе стабилизации (растяжение > сжатие) и общем фоне смены основного магматизма кислым и щелочным. Преобладают руды вулканогенно-кремнистой формации (Михайловская серия КМА, комплекс Кулгарли-Калгурли Зап. Австралии, Свазилендская система Ю. Африки и др.).

Период возникновения первых суперконтинентов и начало функционирования механизма тектоники литосферных плит (ранний протерозой, карельский этап) ознаменовался образованием кратонных ядер, обрамленных подвижными зонами, замкнувшимися в конце периода. Формируются главнейшие железорудные бассейны мира с гигантскими концентрациями железистых кварцитов (криворожская серия УКЩ, курская серия КМА, свита Хаммерсли, Зап. Австралии и др.) и огромные расслоенные интрузии с крупными запасами комплексных руд (Бушвельд — Fe, Ti, V, Cr, Pt). Ведущими рудными формациями являются кремнисто-сланцевые (криворожский и таконитовый типы).

В период многократной переработки земной коры (поздний протерозой) после длительной стабилизации происходит оживление эндогенной металлогенической активности (гренвилльский тектонический этап). Структурно-формационные комплексы рифея объединяют преимущественно орогенные вулканогенно-осадочные и кластогенные осадочные месторождения железа. С кислым вулканизмом связаны месторождения магнетитовой формации (тип кируна) с корами выветривания (железисто-кремнисто-кластогенная). Широкое развитие получают собственно осадочные месторождения гематитовых, оолитовых гидрогетитовых и лептохлорит-гематитовых руд.

Период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (фанерозой) характеризуется усилением тектономагматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов (3 цикла за 600 млн лет). На раннем этапе (конец байкальского — каледонский) формировались преимущественно вулканогенно-осадочные и магматические месторождения, на среднем герцинском преобладали полигенные магнетит-скарновые, на заключительном киммерийско-альпийском — осадочные оолитовые и гидротермальные жильные и метасоматические.

Выделяются два мегапериода железного оруденения, в каждом из которых намечается определенная последовательность в смене одних генетических типов железорудных формаций другими (в общем виде): вулканогенно(эксгальационно)-осадочные — магматические — осадочные. Первый мегапериод охватывает временной интервал ранний архей — ранний протерозой, второй — поздний протерозой — фанерозой. За границу между мегапериодами (для Восточно-Европейской и Сибирской платформ) возможно принять эпоху реювинации с возрастом 2,0–1,8 млрд лет. Мегапериоды железного оруденения являются отражением поступательного развития тектонических процессов на Земле.

Основные мировые ресурсы железных руд, титана и ванадия сосредоточены в месторождениях периода становления первых суперконтинентов в раннем протерозое, где нашло свое отражение благоприятное сочетание процессов тектонической и магматической активностей и экзогенной дифференциации вещества.

МАРГАНЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Все известные месторождения марганца на генетической основе подразделяются, как правило, на четыре основные группы: 1) осадочные (собственно осадочные и вулканогенно-осадочные), 2) магматогенные (гидротермальные и контактово-метасоматические), 3) метаморфизованные (региональный и контактный метаморфизм осадочных и магматогенных рудных скоплений) и 4) месторождения коры выветривания (остаточные и инфильтрационные). Однако в практическом отношении эти группы далеко

не равноценны. Подавляющее количество мировых запасов марганцевых руд заключено в месторождениях первой группы.

Основные закономерности формирования месторождений осадочных марганцевых руд подробно рассмотрены в работах Н. П. Хераскова, Н. С. Шатского, И. М. Варенцова, С. Роя, В. П. Рахманова, В. К. Чайковского, Е. А. Соколовой и других авторов. Несмотря на детальную изученность многих месторождений, в том числе и промышленно разрабатываемых, таких как Маматван (ЮАР), Грут-Айленд (Австралия), Моанда (Габон), Никопольское и Больше-Токмакское (Украина), Чиатурское (Грузия) и ряд других, основные аспекты их образования до сих пор остаются не до конца выясненными. Это обусловлено, прежде всего, многообразием возможных источников марганца и условиями образования руд. Преобладающее количество марганцевых руд имеет исходно осадочную природу — они были образованы в бассейнах седиментации и представлены собственно осадочными и вулканогенно-осадочными породами. В результате последующих процессов регионального и контактового метаморфизма образуются метаморфизованные марганцевые и марганецсодержащие породы и руды.

В областях с гумидным и тропическим климатами в корях выветривания образуются месторождения богатых марганцевых руд двух типов — остаточных накоплений (типа латеритов) и инфильтрационные. Собственно магматогенные месторождения, имеющие магматический источник марганца, не распространены. Можно выделить только контактово-метасоматические и гидротермальные постмагматические типы рудопоявлений и мелких месторождений. Они включают в себе малые запасы и практического значения не представляют. В практическом отношении наибольший интерес представляют месторождения марганца, ассоциирующие с полосчатыми железистыми кварцитами или слоистыми гематитовыми кремнистыми сланцами, известными в англоязычной литературе как Banded Iron Formations (BIF). К ним относятся марганцевые лютиты бассейна Калахари (ЮАР), который включает в себе более половины всего известного марганцеворудного потенциала земной суши. Значительные резервы марганца заключены в железомарганцевых породах этой формации, присутствующих на всех древних щитах Австралии, Африки, Америки и Евразии. Обычные полосчатые железистые кварциты характеризуются незначительными первичными концентрациями марганца и не включают в себе богатых руд. Подавляющее большинство ныне разрабатываемых месторождений принадлежат зоне гипергенного выветривания по кварцитам, представляющей собой экваториальные тропические латериты. Первичные осадочные оксиды марганца состоят из оолитов, пизолитов и им подобных образований прибрежных мелководных зон палеобассейнов. Незначительная часть подобных образований была сформирована внутри осадка на стадии раннего диагенеза и позже, в среде уже литифицированного осадка. Геологические, геохимические, палеогеографические и другие аспекты их образования

изучены детально на примере таких крупнейших месторождений марганца, как Грут-Айленд (Австралия), Чиатурское (Грузия), Никопольское (Украина), Моанда (Габон) и др., и хорошо освещены в научной литературе. Огромные ресурсы марганца в осадочных толщах литосферы заключены в карбонатных породах, представленных минералами изоморфного ряда: марганцовистый кальцит — манганокальцит — родохрозит — кутнагорит.

Образование марганцевых пород и руд происходило на протяжении практически всей геологической истории формирования верхней оболочки Земли, начиная с архея, они широко распространены в отложениях протерозоя, в меньшей степени — фанерозоя; в незначительном (рассеянном) количестве образуются также и в осадках современных водоемов. Формирование существенных марганцевых месторождений характеризуется резкой диахронностью: первый пик (82 %) запасов приходится на ранний протерозой, а второй (12%) на мезо-кайнозой (Старостин и др., 1999; Марганцевые., 1999). Кроме того, отмечается четкая биполярность металлогенических провинций — практически весь докембрийский марганец сосредоточен на южных материках и представлен вулканогенно-осадочным гондитовым типом формаций. В позднем протерозое и фанерозое господствуют осадочные, инфильтрационные и коры выветривания рудные формации (рис. 5.8).

Протерозойский период является главнейшим. С ним связаны основные ресурсы марганца, заключенные в породах суши. Они составляют более 70 % ныне известных. Накопление марганца проходило с разной интенсивностью на протяжении всего периода. Можно выделить три этапа накопления марганцевых руд: ранне-, средне- и позднепротерозойский.

Самое раннее марганцевое оруденение отмечается в связи с базальтоидным вулканизмом (2,3–1,8 млрд лет, карельский этап) в ассоциации с железистыми кварцитами (метаморфизованные марганцевые руды, Индия). В конце периода первых суперконтинентов на орогенной стадии локально возникла железисто-известково-кремнистая формация (тип тимискаминг, Канадский щит) с гётит-гематитовыми рудами с повышенным содержанием марганца. Раннепротерозойские железистые кварциты марганцево-кремнисто-карбонатной формации (итабириты) известны исключительно на гондванских материках.

Известен ряд экономически важных марганцевых и железо-марганцевых месторождений среднепротерозойского этапа Африки, Бразилии, Индии и других стран. В основном они связаны с породами железистой формации. Примером такого типа месторождений могут служить марганцеворудные отложения серии Минас (штат Минас-Жерайс). Содержание марганца в железистых формациях этого комплекса очень низкое. Однако в зонах выветривания в гипергенных условиях встречаются тела с содержанием марганца 30–48 % и запасами до 5 млн т. Отдельные рудные тела обычно составляют протяженность первые сотни метров, иногда достигают 5 км. Рудные зоны прослеживаются на расстоянии 10 км. С железистыми фор-

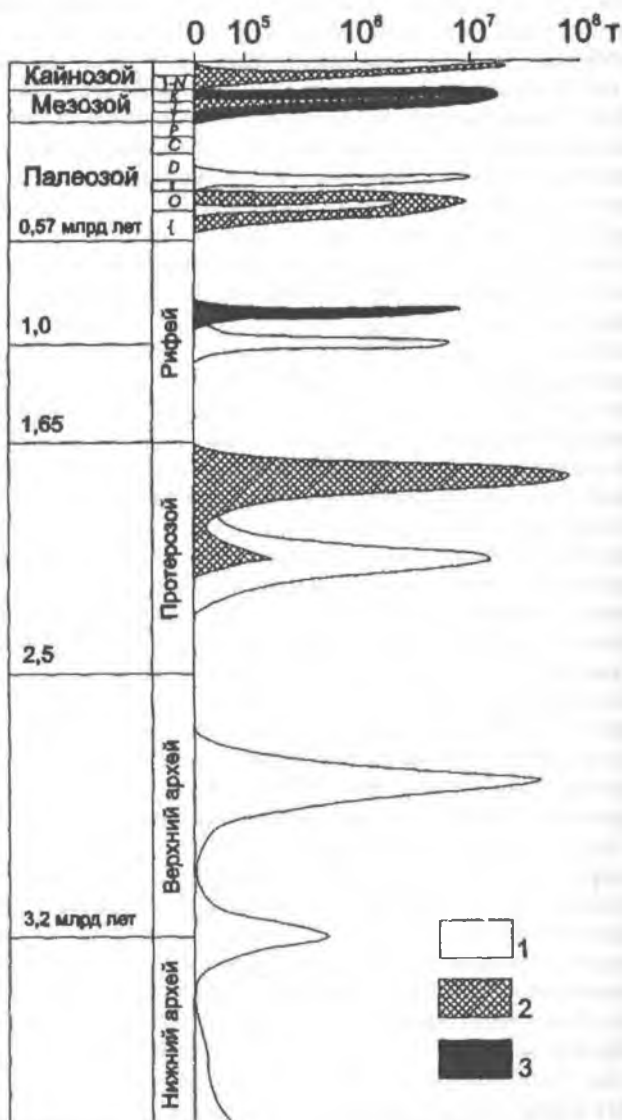


Рис. 5.8. Эволюция марганцеворудного минерогенеза (по Н. Н. Зинчук и др, 2005). Руды и формации:

1 — вулканогенно-осадочные; 2 — бассейновые; 3 — инфильтрационные и коры выветривания

мациями тесно связаны также и месторождения района Уради (штат Байя, Бразилия).

Завершение байкальского металлогенического этапа (1,0–0,6 млрд лет) характеризуется образованием немногочисленных месторождений гематит-магнетит-марганцевой формации, которые формировались в неглубоких прогибах на срединных массивах. Например, в Буреинском массиве пласты и линзы руд гематит-магнетит-марганцевой формации, общей мощностью 100–600 м, приурочены к карбонатно-сланцевой толще рифейско-нижнекембрийского возраста, трансгрессивно залегающей на зеленосланцевом комплексе среднего рифея. Мощность горизонта железных руд составляет 10–22 м, а нижерасположенного горизонта марганцевых руд – 3–20 м. Накопление рудоносной свиты происходило в прогибах парагеосинклинального типа. Значительная часть позднепротерозойских месторождений марганца ассоциирует, как и предыдущие, с железорудными формациями. Типичным примером могут служить месторождения штата Мату-Гроссу Бразилии.

Фанерозойский период ознаменовался образованием ряда промышленно важных в экономическом отношении месторождений. Марганцеобразование происходило практически во всех частях некогда существовавшего континента Гондвана и его материков — обломков, как в условиях стабильной платформы, так и в мио- и эвгеосинклинальных областях. Выделяется несколько этапов образования, приведших к формированию ряда месторождений разного масштаба, в том числе и месторождения-гиганта (Никопольское).

Месторождения раннепалеозойского возраста распространены в России, Китае, Казахстане, Канаде, Израиле, Корее и др. странах. Важным для России железо-марганцевым месторождением этого периода является Парнокское. Формирование марганцевых пород и руд в среднем палеозое было приурочено в основном к областям с проявлением вулканической и гидротермальной деятельности, к эвгеосинклинальным областям. В Южно-Минусинском межгорном прогибе в нижнем девоне образовались магматические руды — марганцевые (браунитовые) лавы и туфы, залегающие в едином комплексе с вулканогенно-осадочными рудами (Кассандров и др., 2009). Существенными ресурсами марганца обладают верхнедевонские месторождения Казахстана. Наиболее крупные месторождения Атасуйского района (Западный Каражал и Ушкатын-3) приурочены к красноцветным кремнисто-карбонатным верхнефаменским отложениям жайльминской мульды. В позднем палеозое на фоне практически полного отсутствия месторождений марганца в карбоне пермский период ознаменовался вспышкой накопления бедных марганцевых руд. Одним из обширнейших марганцево-рудных бассейнов в истории геологического развития земной коры в палеозое является Пайхойско-Новоземельский, который в пермское

время простирался от Северного Предуралья на востоке, Пай-Хоя на юге и охватывал острова Новой Земли.

В мезозойских отложениях месторождения марганца известны в России, Австралии, Чили, Мексике, Марокко, Индонезии, Китае, Турции, Венгрии, Болгарии, Италии, Румынии и других странах. Многие из них относятся к крупным объектам и имеют большое значение в мировом производстве чугуна и стали.

Особый тип марганценосных провинций представлен железо-марганцевыми конкрециями (ЖМК) и кобальтоносными железо-марганцевыми корками современных морей и океанов (Андреев, 1994, 2002; Кругляков, Пономарева, 2001; Пунин и др., 1995). Основные особенности состава, строения и размещения этих оксидных руд океана, не имеющих аналогов на континенте, свидетельствуют о том, что на их формирование оказывают влияние разнообразные факторы. В концентрации вещества участвуют процессы окисления, реакции автоколебательного характера, механизмы сорбции, коагуляции, соосаждения, возможно, и биологические процессы. Рудное вещество вероятнее всего происходит из разных источников: в первую очередь это вулканизм, диагенез, гальмиролиз и др. Эти руды являются продуктом сложных взаимодействующих процессов и многообразных источников. Решающая роль в их образовании принадлежит базальтоидному вулканизму. Именно этот источник обладает достаточно мощным ресурсом рудных компонентов и его периодически возобновляющаяся активность позволяет объяснить пульсирующий рост железомарганцевых образований. Оксидные руды обоих типов состоят в основном из эндогенного вещества, перенесенного и (при образовании формации ЖМК) предварительно накопленного в промежуточных коллекторах в активном слое рудоконтролирующих структур.

Современное марганцевое рудообразование широко проявлено как на дне акватории Мирового океана, так и в пределах водоемов материков (окраинные и внутриконтинентальные, пресные и солоноводные). Так, например, на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов в железо-марганцевых конкрециях, по некоторым оценкам, сосредоточено около 2,5 трлн т марганца, что в сотни раз превышает суммарные запасы всех учтенных месторождений суши. Кроме этого следует иметь в виду, что ежегодно при формировании железо-марганцевых конкреций запасы этих руд увеличиваются на 10 млн т.

В ряде внутриконтинентальных водоемов также происходит формирование оксидных (марганцевых и железо-марганцевых) и карбонатных руд (Балтийское море — Рижский, Финский и другие заливы, ряд глубоководных впадин; озера Канады, Карелии, Балтийского щита, Урала и др.). Эти месторождения в настоящее время представляют преимущественно научный интерес. Однако в России, в связи с острым дефицитом сырья, ведутся опытные работы по промышленному освоению бедных железо-марганцевых руд Финского залива Балтийского моря.

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Природа хромитоносных ультраосновных пород является предметом дискуссии (Старостин и др., 1999; Савельева и др., 2009). Согласно концепции геосинклинального развития литосферы внедрение ультраосновной магмы происходит на ранней стадии развития прогибов в виде гипабиссальных интрузий. Хромитовые месторождения формируются на раннемагматической (сегрегационный тип) и позднемагматической (гистеромагматический тип) стадиях. Разработка геодинамических моделей с позиции тектоники литосферных плит по-новому трактует становление хромитовых месторождений прежде всего в альпинотипных ультрабазитах. Офиолиты и сопутствующее им хромитовое оруденение участвует в строении крупных аллохтонных пластин-шарьяжей. Шарьирование офиолитовых комплексов сопровождается перемещением залежей хромита на значительное расстояние. Между собственно магматическим накоплением хрома на океанической стадии и становлением промышленных залежей на орогенной стадии развития подвижного пояса существует определенный временной интервал. Перемещение хромитовых залежей при обдукции сопровождается в различной степени ремобилизацией хром-шпинелидов.

По генетическим особенностям выделяются две хромитоносные формации (геолого-промышленные типы), которые связаны со сложнодифференцированными комплексами ультраосновных пород. Основные подтвержденные запасы хрома (85,9 % мировых) сосредоточены в рудах стратиформных месторождений среди пород гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации, приуроченной к расслоенным интрузивам (в блоках континентальной коры), главным образом докембрия.

Эволюция хромитового оруденения во времени показана на рисунке 5.9.

Месторождения архейского возраста невелики (их ресурсы не превышают 320 млн т). К этой же возрастной группе принадлежат древнейшие (3,65 млрд лет) из известных проявления хромитов в поясе Исуа Западной Гренландии и недавно открытое здесь промышленное месторождение богатых руд (Cr_2O_3 — 25 %), связанное с анатозитовым дифференциатом стратифицированной интрузии ультрабазитов Фискенессетского комплекса, и залежи хромитов в расслоенном массиве Стиллуотер (Северная Америка). Месторождения этого времени известны также на юге и юго-западе Африки (Селукве в Зимбабве, Лаго в Сьерра-Леоне) и на Мадагаскаре (30 месторождений рудного поля Андриамена).

Хромитовые руды (Cr_2O_3 до 50 %) присутствуют как в основных, так и в ультраосновных породах, обычно превращенных процессами метаморфизма в тальковые, серпентиновые и хлоритовые сланцы. В зонах разломов руды рассланцованы, отмечаются случаи переотложения. Структура кумулуса в рудах хорошо сохраняется, указывая на их магматическую природу. Согласно современным представлениям, рудные тела формировались

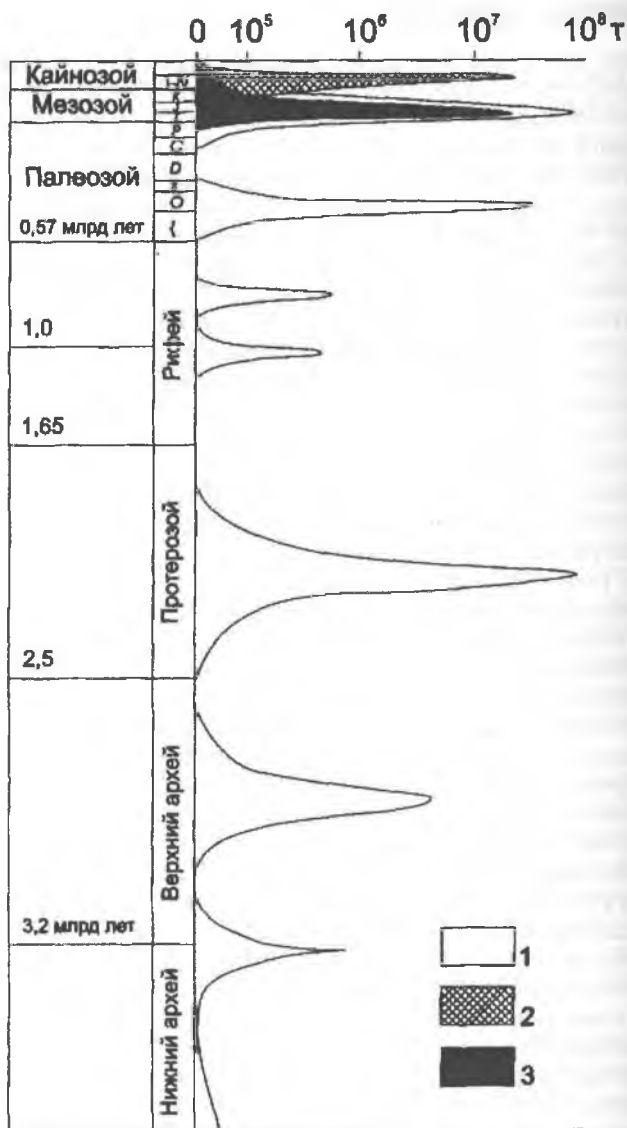


Рис. 5.9. Эволюция хромитового оруденения (по Н. Н. Зинчук и др., 2005):

Руды и формации: 1 — магматогенные; 2 — россыпные; 3 — гипергенные

в процессе выпадения хромшпинелидов при кристаллизации ультраосновных магм в послойных и секущих интрузивных телах, прорывающих зеленокаменные образования во время внедрения или сразу после него.

На Североамериканском континенте хромитовые руды архейского возраста известны лишь в центральной части Скалистых гор, фундамент которых сложен кристаллическими породами докиватинского ($> 3,0$ млрд лет) возраста. Месторождение хрома Стиллуотер и близрасположенная группа рудопоявлений приурочены к одноименному крупному пластовому интрузиву ультрабазитов, внедрившемуся по субмеридиональной структуре в докиватинских гнейсах. Длина магматического тела достигает 50 км, а мощность превышает 5 км. Хромиты приурочены преимущественно к габбро-норитам.

В докембрии заметное хромитовое оруденение отмечается в двух металлогенических периодах. Как известно, позднеархейско-раннепротерозойское время (2,7–1,8 млрд лет) ознаменовалось завершением развития «молодых» зеленокаменных поясов (Индия), в середине — проявился интенсивный рифтогенез, а в конце — протоактивизация (Южная Африка). Каждый из этапов сопровождался формированием хромитовых месторождений, в том числе крупных и уникальных. В середине этого периода сформировались хромитовые месторождения Великой Дайки в Зимбабве, мелкие месторождения в Уганде (Каромоджа), Кении (Добеле) и Финляндии (Кеми). Крупные запасы хромитовых руд заключены в месторождениях Великой Дайки, которая в направлении ЮЮЗ-ССВ рассекает архейский Родезийский массив, трассируя генеральное направление Мозамбикского рифта. Протяженность дайки около 500 км при видимой мощности 5–10 км.

В наиболее богатом комплексе Хартли в рудном пласте выделяются одиннадцать хромитоносных слоев мощностью 5–45 см. Великая Дайка была образована в результате раскристаллизации последовательно поступающих порций ультраосновной магмы в рифтовую структуру. Монолитные руды в отличие от вкрапленных руд характеризуются более высокими отношениями хрома к железу, соответственно 2,37 и 1,67–2,32. Содержание Cr_2O_3 колеблется в пределах 48–50 %. Руды содержат платиноиды. Подтвержденные запасы хромитов, с учетом добычи прошедшего периода, составляют 540 млн т; потенциальные запасы на более глубоких горизонтах (ниже 150 м) исчисляются в 2,0 млрд т, а по более поздним данным — 966 млн т.

К раннему протерозою возможно отнести единственное в настоящее время на Балтийском щите промышленное месторождение хромитов Кеми, расположенное на севере Финляндии, и многочисленные, ранее открытые, мелкие проявления в районе Гронхейма в Норвегии. В 90-х гг. прошлого века на территории России были разведаны докембрийские проявления хромовых руд в Бураковском массиве Карелии (месторождение Агонозерское), общие запасы которого до глубины 680 м оценены в 212 млн т с содержанием Cr_2O_3

от 20 до 32 %. Определенные перспективы наметились по участкам Большая Варака и Тикозеро в Мурманской области.

Образование хромитовых месторождений в конце периода связано с подъемом огромных магматических масс, из которых возникли многочисленные интрузивы типа лополитов. Уникальным примером подобного образования является Бушвельдский массив в Южной Африке, внедрившийся между кристаллическим основанием и платформенным чехлом в центральной части Центрально-Трансваальской синеклизы.

Бушвельдский комплекс имеет в плане неправильную форму эллипса, вытянутого на 500 км в широтном направлении. Массив контролируется глубинным разломом-рифтом, совпадающим с широтной осью лополита. Породы ранней (хромитоносной) фазы интрузии, слагающие нижнюю часть лополита, представлены закаленными норитами, анортозитами, бронзитами, габбро и дунитами. Промышленные залежи хромитов приурочены к двум рудоносным горизонтам протяженностью 110–160 км. В верхней части этой серии (в норитах) расположен горизонт хромосодержащих платиноносных медно-никелевых сульфидных руд (риф Меренского). Средняя часть разреза сложена габброидами с титаномagnetитовыми рудами. Вечается разрез серией кислых пород (граниты, гранофиры) с оловянным и оловянно-вольфрамово-медным оруденением.

В позднем протерозое (1,0–0,6 млрд лет) сформировались многочисленные незначительные по запасам хромитовые месторождения Восточной Африки и Аравии. В отличие от архейских и нижнепротерозойских хромитовое оруденение верхнепротерозойского возраста присутствует в комплексах, близких по химизму и типу к офиолитам. К габбро-дунит-перидотитовой формации приурочены месторождения Египта, Судана, Эфиопии и Саудовской Аравии. К позднепротерозойским также относится хромитоносная габбро-перидотит-дунитовая формация, породы которой слагают небольшие массивы на сопряжении архейских кратонов с позднегренвилевскими складчатостями зонами Мозамбикского пояса (юг Судана, Эфиопия). Хромитовые месторождения позднего протерозоя невелики по запасам. В наиболее крупном из них Эль Айс (Саудовская Аравия) запасы хромитов не превышают 10 тыс. т. Содержание Cr_2O_3 соответственно составляет 25–50 %.

Следует отметить, что большинство докембрийских хромитовых месторождений, в том числе наиболее крупных, располагается по юго-восточному и восточному краям Африканского континента и Аравийского щита. Тектонические структуры, контролирующие здесь положение хромитовых месторождений, трассируют древнейшие, заложившиеся еще в раннем докембрии. Южноафриканский (юго-восток-восток-запад) и сопряженный с ним меридиональный Мозамбикский (Мозамбик-Красноморский) подвижные пояса. При этом отмечается, что развитие протяженной подвижной области в течение докембрия происходило в направлении с юга на север. Это обстоятельство подтверждается перемещением в этом направлении структурно-формационных

зон и изменением состава ультрабазитовых формаций, которые образуют возрастной эволюционный ряд, отражающий дифференциацию древнего мантийного субстрата. Наиболее древняя перидотит-анортозит-пироксенитовая формация (катархей) проявилась на юге, габбро-пироксенит-перидотитовая (нижний архей — нижний протерозой) — в средней части пояса, а габбро-дунит-перидотитовая и габбро-перидотит-дунитовая (верхний протерозой) — на севере подвижного пояса. В этом же направлении соответственно происходит омоложение возраста хромитового оруденения. Развитие ультрабазитового магматизма здесь происходило вдоль края древнего Центральноеафриканского кратона, постоянно смещаясь в северном направлении по мере наращивания и консолидации новой континентальной коры в пределах Мозамбикско-Красноморского подвижного пояса.

В период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (0,54–0,0 млрд лет) хромитовые месторождения образовались в три этапа: каледонский (венд — силур), герцинский (девон — ранний триас) и объединенный киммерийско-альпийский (средний триас — четвертичный). Все они связаны с группой формаций альпинотипных ультрабазитов, главным образом сформировавшихся в геодинамической обстановке зон спрединга окраинных морей. В этих условиях образовались перидотиты, в которые по системе тектонически ослабленных зон внедрялись хромитовые дуниты. В последующем пластины офиолитов, включающие ультрабазиты с залежами хромитов, при шарьировании перемещались на значительные расстояния, сопровождаясь в различной степени ремобилизацией хромшпинелидов. Поскольку ультрабазиты в большинстве случаев тектонически деформированы, метаморфизованы, образуют меланж и участвуют в строении аллохтонных пластин, датировка их возраста связана с большими трудностями. В связи с этим в литературе часто приводятся различные цифры возраста хромитового оруденения для одного и того же месторождения. Одни исследователи за точку отсчета принимают время образования ультраосновных пород, другие — время тектонического становления (шарьирования) офиолитового комплекса.

Хромитовые месторождения каледонского этапа известны в Аппалачах (Канада, США), Грампианском поясе (Великобритания, Норвегия) и Австралии. В Аппалачах многочисленные, но небольшие по запасам месторождения хромитов приурочены к офиолитовому комплексу зоны Пидмонта, который сформировался в зоне спрединга, при скучивании океанической коры. Отдельные аллохтонные пластины офиолитов здесь перемещены на десятки километров (местами до 100–120 км, о-в Ньюфаундленд) и надвинуты на отложения пассивной окраины зоны Долин и Гряд. В горах Клатмат в Кордильерах месторождения приурочены к образованиям зоны океанической коры Сьерра-Невады, характеризующейся наличием нескольких субпараллельных офиолитовых поясов, которые телескопированы относительно континентальной окраины. Возраст габбро, ассоциирующих с перидотитами,

439 и 480 млн лет, а в основании серии Грейт-Валли — 155 млн лет. Формирование промышленных концентраций в Аппалачах и Грампианском поясе объясняется перераспределением первичных выделений хромшпинелидов при метаморфизме в процессе сдвиговых деформаций (Wilson, 1965).

Каледонские месторождения хромитов не велики по запасам, а руды характеризуются большим разбросом содержания в них триоксида хрома. Так, в месторождениях Аппалач его содержание составляет от менее 18 (провинция Квебек) до 25 % (провинция Манитоба), несколько выше оно в рудах месторождений Норвегии (около 40 % в концентрате ручной разработки) и Великобритании (38–62 %). В австралийских месторождениях состав руд изменяется от высокохромистых (58 % Cr_2O_3 , 11 % Al_2O_3) до богатых алюминием (38 % Cr_2O_3 , 32 % Al_2O_3) с тенденцией увеличения содержания хрома в крупных рудных телах и с глубиной (Franklin, Ashley, 1980). В герцинский этап образовались крупные хромитовые месторождения Урала, Северной Турции и небольшие по запасам месторождения Центрально-Азиатского пояса. Среди Уральских выделяются две группы: ордовикская (Сарановская) и силурийская (Кемпирсайская), формировавшиеся в различных геодинамических обстановках. Сарановская группа (массивы Северный и Южный Сарановские, Воронковский) располагается в западной краевой части Уральского подвижного пояса на континентальной коре. Предполагается, что Сарановские ультрабазиты формировались в рифте. С позиций концепции тектоники литосферных плит (Зоненшайн и др., 1976) в раннем палеозое (510–490 млн лет) произошли раскол окраины восточно-европейского фундамента и раскрытие Уральского палеоокеана. К этому времени и образовались массивы хромитоносной гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации, которая особенно характерна для стратиформных интрузивов докембрия, формировавшихся в рифтогенных структурах.

Сарановский массив представляет собой расслоенную интрузию средних сланцев верхнего протерозоя, к нижней перидотитовой части которого приурочены хромитовые руды. Гарцбургиты массива отличаются от аналогичных пород эвгеосинклинальной зоны Урала повышенными железистостью и титанистостью. Рудоносная зона шириной (в плане) 40–45 км заключает три сближенных субпараллельных жилородных рудных тела. Содержание Cr_2O_3 — 34–38 %, сумма $\text{Fe} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ равна 18–21 %, отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2,1\text{--}2,2$, чем резко отличается от руд докембрийского возраста. Отмечается постоянство состава хромшпинелидов, а также присутствие в них титана и ванадия. Осуществление в последние годы поисковых и разведочных работ в пределах восточного склона Приполярного Урала привело к открытию месторождения Рай-Из, прогнозные запасы которого оцениваются в 4045 млн т (Cr_2O_3), в том числе 2,5 млн т богатых руд ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 45\%$).

Кемпирсайская группа (более 150 месторождений) на Южном Урале связана с офиолитовым комплексом силурийского возраста, представляющим собой океаническую кору, формирование которой, согласно

А. А. Ковалеву (1985), протекало в геодинамической обстановке окраинного моря. Гипербазиты с хромитовым оруденением образовались на глубине близ разрывных трещин, служивших магмаподводящими каналами. В последующем, в начале стадии скучивания, имела место обдукция океанической коры, а затем, в конце раннего девона, происходило шарьирование офиолитовых пластин в западном направлении на десятки километров в зону пассивной окраины. Цифры абсолютного возраста метаморфизма лежат в пределах 404–380 млн лет, что соответствует началу среднего девона. Таким образом, хромитовое оруденение Кемпирсайского массива, сформировавшегося в силуре, получило окончательное становление в девоне. Руды отличаются высоким качеством (Cr_2O_3 — 49 %, $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{Fe}$ до 3,0), что характерно для месторождений в альпинотипных ультрабазитах.

В герцинский этап образовались хромитовые месторождения Северо-Западной Анатолии (Турция) и Центрально-Азиатского пояса (Монголия; С. Китай). Для последнего характерно наличие протяженных сутурных зон софиолитами и глаукофановыми сланцами. Наряду с хромитовыми проявлениями, в офиолитах Центральной Азии известны образования стратиформного типа в расслоенных интрузивах, которые приурочены к рифтогенным структурам, осложняющим краевую часть древней Китайской платформы. Вымещающие породы таких рудопроявлений характеризуются повышенным содержанием титана (TiO_2 — 0,8 %) и железа, но бедны магнием ($\text{Mg}/\text{Fe} = 6,5$), что сближает их с Сараповским хромитоносным массивом в герцинидах Урала.

Хромитовые месторождения киммерийско-альпийского этапа известны в крупнейших горно-складчатых поясах Земли: Альпийско-Гималайском (Тетис) и Циркум-Тихоокеанском. Все они приурочены к офиолитам. Формирование хромитовых месторождений Альпийско-Гималайского пояса тесно связано со становлением раннемезозойской океанической коры. К ним относятся (с запада на восток) месторождения Западных и Восточных Альп, Динарид, Эллинид, Тавра и далее месторождения Ирана, Пакистана, Мьянмы и Таиланда. В совокупности выделяется грандиозный хромитовый пояс с промышленными месторождениями (Албания, Турция). Ресурсы хромитов некоторых месторождений достигают первых десятков миллионов тонн. Наиболее крупные сосредоточения в Албании — 23, Иране — 59 и Филиппинах — 25 млн т. Руды характеризуются широкими колебаниями отношений Cr/Al , довольно устойчивым значением коэффициента окисления железа, низким содержанием титана. Металлогению хрома в Албании определяют офиолитовые формации, слагающие крупные бескорневые шарьяжи, перемещенные в юго-западном направлении из Вардарской зоны. Главные месторождения хромитов приурочены к восточному поясу ультраосновных пород, преимущественно к массиву Булькиза (рис. 5.10). Рудное тело Булькизского месторождения представляет собой крупный, смятый в складки, пласт хромитовых руд, заключенный в «дунитовую оболочку». Мощность пласта достигает нескольких метров. Хромитовые руды содержат 19,2–54,6 % Cr_2O_3 ; $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 1,6\text{--}4,2$.

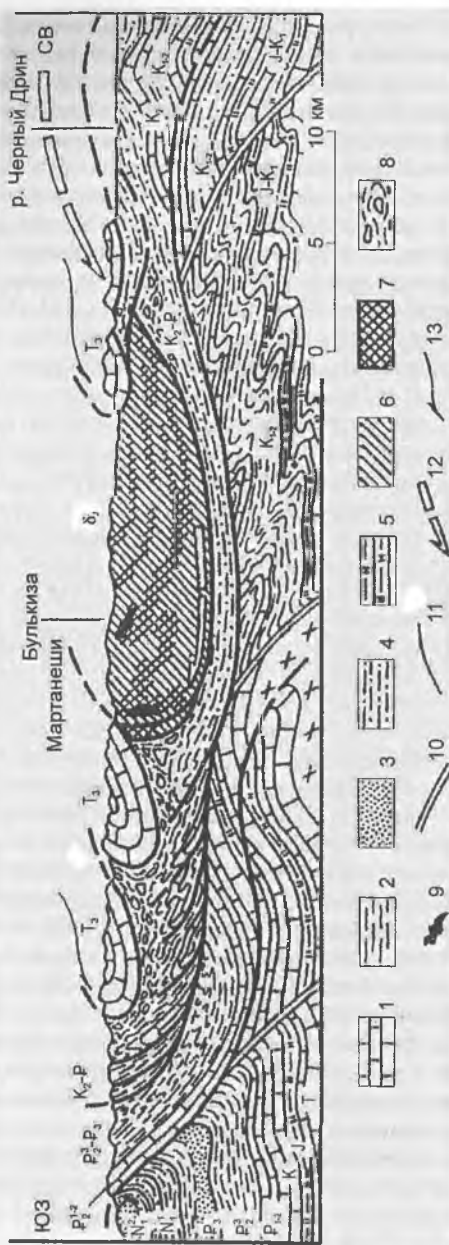


Рис. 5.10. Хромиты Булькизского массива, Восточная Албания, локализованы в аллохтонной офиолитовой пластине (сложена породами, сформировавшимися на рубеже позднего триаса и лйаса), надвинутой в коньяке-кампане на меловые толщи (по И. И. Белостоцкому):

1 — известняки; 2 — флиш; 3 — песчаники; 4 — песчано-глинистые отложения; 5 — кремнистые породы; 6 — гарибуртиты, передвинутые из Вардарской зоны Динарид; 7 — дуниты; 8 — тектонический меланж; 9 — месторождения хромитов; 10 — граничные разломы; 11 — поверхности ограничения ширьжей и тектонических чешуй; 12 — пути движения офиолитового аллохтона; 13 — направление более позднего перемещения покровов из Пелангонской зоны

Интересным генетическим объектом являются проявления хромитов в горном хр. Тродос на о-ве Кипр. Этот хребет представляет собой офиолитовый аллохтон (88×29 км), который рассматривается в качестве останца океанической коры Мезотетиса. По данным гравиметрии, мощность пластины около 11 км, основанием ее служит континентальная кора Африканской платформы. Как отмечается в новейших исследованиях, образование шарьяжа связано с обдукцией приразломного серпентинитового хребта. Хромиты приурочены к ранним дифференциатам, образуя небольшие залежи в базальтовой части дунитов. Реликты кумулусных текстур свидетельствуют об образовании рудных тел до начала горизонтальных перемещений. Руды сложены крупными (до 10 мм) кристаллами хромшпинелидов и оливина.

На юго-востоке Аравийского полуострова (Оман и Объединенные Арабские Эмираты) месторождения хромитов сосредоточены в крупнейшем в мире аллохтоне мезозойской океанической коры, представляющим собой покровную пластину офиолитов, — массиве Семайль. Площадь покрова 30 000 км², мощность до 1 км. Офиолиты (верхний мел) лежат на серии тектонических чешуй, сложенных глубоководными радиоларитами и сланцами возраста от средней юры до низов мела. Офиолиты, в свою очередь, трансгрессивно перекрыты отложениями верхнего маастрихта и кайнозоя. Согласно существующим представлениям, офиолиты формировались в пределах окраинного моря и являются результатом широкомасштабного спрединга в срединно-океаническом хребте. Обдукция в конце верхнего мела привела к возникновению хаотических масс меланжа, включающего крупные экзотические глыбы рифовых известняков пермского возраста.

Многочисленные залежи хромитов располагаются в нижней части офиолитового комплекса. Руды слагают удлиненные, коконообразные тела длиной в десятки и сотни метров с запасами в сотни до первых тысяч тонн. Тела, возникшие в результате ремобилизации рудного вещества первичных залежей, представлены жилами с содержанием 38–61 % Cr₂O₃, 8,0–22,8 % Al₂O₃, Cr₂O₃/Fe = 2,09–3,64. Благоприятные обстановки для образования хромитовых месторождений (спрединг-обдукция) в Циркум-Тихоокеанском поясе существовали только в его юго-западной части (острова Хоккайдо, Филиппины, Калимантан) (рис. 5.11). Обращает на себя внимание факт присутствия хромитовых месторождений в зоне офиолитов, протягивающейся по западному краю окраинного Южно-Китайского моря (острова Самар, Цебу, Минданас), граничащей непосредственно с океанической корой Филиппинского моря. Это, по-видимому, связано с различной степенью дифференциации мантийного вещества в этих зонах. На это, в частности, указывает различие в строении океанической коры Южно-Китайского и Филиппинского окраинных морей (Хаин, 2000). Возраст ультраосновных пород отчетливо датируется по перекрывающим их нижнемиоценовым осадкам, содержащим обломки зеленокаменных пород.

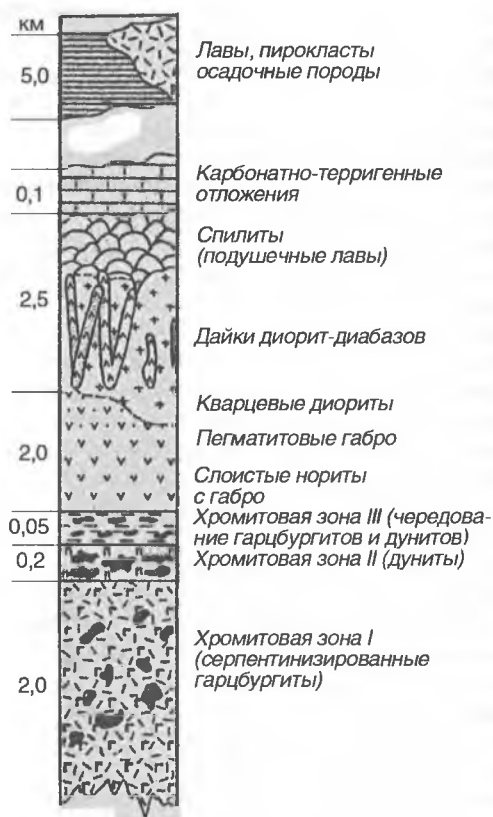


Рис. 5.11. Положение хромитов в эоценовом офиолитовом комплексе Филиппин (по Бакута, 1980)

Кроме указанных выше районов Альпийско-Гималайского и Циркум-Тихоокеанского поясов, в мезозое образовались хромитовые месторождения острова Куба. Офиолиты Кубы прослеживаются вдоль всего северного края острова и рассматриваются как аллохтонные сланцы верхнеюрской океанической коры, испытавшей тектоническое становление в позднем мелу.

ВЫВОДЫ

Проведенный анализ эволюции месторождений черных металлов позволяет сделать следующие выводы.

1. Формирование железных руд фиксируется в каждом из пяти геологических металлогенических периодов, но с различной степенью интенсивности. Хромитовое оруденение проявилось на четырех временных уровнях в

личных геодинамических обстановках. Образование марганцевых пород и руд происходило на протяжении практически всей геологической истории формирования верхней оболочки Земли. Марганецсодержащие породы в составе литосферы известны начиная с архея, широко распространены в отложениях протерозоя, в меньшей степени — фанерозоя; в рассеянном виде образуются также и в осадках современных водоемов.

2. В период тонких литосферных плит (ранний архей, кольский этап) в зонах зарождающейся океанской коры возникли многочисленные рудопроявления силикатно-железистой формации, приуроченные к толщам пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. В перспективе эти руды могут стать существенным источником получения железа (Обо-япская серия КМА, комплекс Иматаки щитов Ю. Америки и др.). В этот период в условиях низких скоростей растяжения формировались зелено-каменные пояса, включающие мелкие месторождения хромитов (Западная Гренландия, ЮЗ. Африка, о-в Мадагаскар и Северная Америка).

3. В период формирования основной массы континентальной коры (поздний архей, беломорский этап) первично-осадочные концентрации железа возникали в вулканических зонах на океанической коре, на этапе стабилизации и смены основного магматизма кислым и щелочным. Преобладают руды вулканогенно-кремнистой формации (Михайловская серия КМА, комплекс Кулгарди-Калгурли в З. Австралии, Свазилендская система в Ю. Африке и др.). Первые проявления марганцевых и марганецсодержащих пород известны уже в породах позднего архея. Образование марганцевых пород в бассейнах этого времени проходило в мелководных бассейнах с относительно спокойным тектоническим режимом, которые характеризовались высокой биопродуктивностью (прокариоты).

4. Период возникновения первых суперконтинентов и начало функционирования механизма тектоники литосферных плит (ранний протерозой, карельский этап) ознаменовался образованием кратонных ядер, обрамленных подвижными зонами, замкнувшимися в конце периода. Формируются главные железорудные бассейны мира с гигантскими концентрациями железистых кварцитов (криворожская серия УКЩ, курская серия КМА, свита Хаммерсли и др.) и огромные расслоенные интрузии с крупными запасами комплексных руд, в т. ч. хромитов (Бушвельд, Ю. Африка). Эти месторождения образовались в обстановке рифтогенеза на континентальной коре при больших скоростях кратковременных тектонических деформаций. Ведущими рудными формациями являются кремнисто-сланцевые (криворожский и таконитовый типы).

Нижнепротерозойский этап был наиболее широкомасштабным и значительным по марганцевому оруденению. Наиболее крупные из них пространственно и, по-видимому, генетически связаны с породами полосчатых железорудных формаций и их метаморфическими аналогами — железистыми кварцитами. В среднепротерозойский этап был образован ряд экономически важных марганцевых и железо-марганцевых месторождений,

ассоциирующих с породами среднего протерозоя в Африке, Южной Америке, Индии и других странах, .

5. В период многократной переработки земной коры (поздний протерозой) после длительной стабилизации происходит оживление эндогенной металлогенической активности (гренвильский тектонический этап). Структурно-формационные комплексы рифея объединяют преимущественно орогенные вулканогенно-осадочные и кластогенные осадочные месторождения железа. С кислым вулканизмом связаны месторождения магнетитовой формации (тип кируна) с корами выветривания (железисто-кремнисто-кластогенная). Широкое развитие получают собственно осадочные месторождения гематитовых, оолитовых гидрогетитовых и лептохлорит-гематитовых руд. Месторождения хрома возникли в связи с оживлением тектонической активности литосферных плит только в конце байкальского этапа и связаны с комплексами, близкими к офиолитам (Восточная Африка, Аравия). Позднепротерозойский этап марганцевого рудогенеза ассоциирует с железорудными формациями, с терригенно-карбонатными и вулканогенно-осадочными породами, в разной степени метаморфизованными под воздействием регионального метаморфизма.

6. Период циклического функционирования механизма тектоники литосферных плит (фанерозой) характеризуется усилением тектономагматической активности и ускорением циклического развития мобильных поясов (три цикла за 600 млн лет). На раннем этапе (конец байкальского — каледонский) формировались преимущественно вулканогенно-осадочные и магматические железорудные месторождения, на среднем герцинском преобладали полигенные магнетит-скарновые, на заключительном киммерийско-альпийском — осадочные оолитовые и гидротермальные жильные и метасоматические.

Все подиформные хромитовые месторождения этого периода (Булькиза, Кемпирсай) приурочены к альпинотипным ультрабазитам, являющимся продуктом обдукции океанической коры с высокими содержаниями хрома в рудах. Промышленные месторождения хромитов палеозойского возраста располагаются преимущественно в субмеридиональных складчатых поясах (Аппалачи, Урал) и отсутствуют или незначительны по масштабам в субширотных (Центрально-Азиатский пояс). Наоборот, раннемезозойские месторождения приурочиваются к поясам широтного направления (Альпийско-Гималайский пояс). В конце мезозоя-кайнозоя главенствующую роль вновь приобретают субмеридиональные пояса (западный сегмент Циркум-Тихоокеанского пояса). Хромитоворудные районы располагаются в узлах пересечения этих глобальных структур земной коры с поперечными разломами, имеющими трансформную природу.

Обращает на себя внимание факт тектонического становления мезозойских хромитоносных массивов в составе офиолитовых комплексов Альпийско-Гималайского пояса в верхнем мелу (коньяк-компан), когда

началось раскрытие и формирование океанической коры в субмеридиальных океанических бассейнах (С. Атлантика, западные районы Тихого океана). Это обстоятельство свидетельствует о глобальной тектонической перестройке литосферы в конце мезозоя, сопровождавшейся переориентировкой металлогенических поясов и зон с широтного на субмеридиональное направление.

В хромитовых рудах от раннепалеозойских к кайнозойским происходит рост содержания Cr_2O_3 и некоторое увеличение отношения $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Уменьшение железистости руд от древних к молодым особенно контрастно в сопоставлении с данными по раннедокембрийским месторождениям. Снижение во времени количества железа в хромитах, возможно, определяется общим истощением мантии этим элементом. Об этом свидетельствует факт накопления грандиозных запасов железистых кварцитов в докембрии, железо которых, по мнению многих исследователей, имеет вулканогенную, т. е. эндогенную, природу.

В фанерозойский период марганцевое рудообразование происходило практически во всех частях палеоконтинента Гондвапа и его «материков-обломков» как в условиях стабильной платформы, так и в мио- и эвгеосинклинальных областях. Наиболее представительными объектами этого периода являются Никопольское (Украина), Парнокское (Россия), Чиа-турское (Грузия), Грут-Айленд (Австралия) и др.

Современное марганцевое рудообразование также широко проявлено и происходит как на дне акватории Мирового океана, так и в пределах водоемов материков (окраинные и внутриконтинентальные, пресные и соленоводные). В ряде внутриконтинентальных водоемов также происходит формирование оксидных и карбонатных руд. Эти месторождения в настоящее время представляют преимущественно научный интерес.

Глава 6

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

К цветным металлам (в английской литературе — nonferrous metals) в современной геологической литературе относятся Al, Mg, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Sn, Bi, Sb и Hg.

В данной работе рассматриваются вопросы образования месторождений т. н. «тяжелых цветных металлов» (главным образом меди, свинца и цинка), которые составляют основные компоненты полиметаллических руд, а также «относительно редких металлов» (вольфрам, молибден и олово), которые теперь многими исследователями относятся к группе цветных металлов, хотя их кларки ниже 2 г/т (см. главу 7).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА

Медь, свинец и цинк являются главными металлами в рудах полиметаллических месторождений, а из рассеянных — Cd, Ag, Au, Se, Te, Ge, Tl, Ga и In. Выделяются несколько типов промышленных руд: медно-цинковые, свинцово-цинковые, медно-цинк-свинцовые и серебро-свинцовые. Цинк — атомный номер 30; атомный вес 65,38; имеет пять изотопов, главным из которых является ^{64}Zn (48,84 %). Свинец — атомный номер 82; атомный вес 207,2; имеет четыре изотопа, главный — ^{208}Pb (52,30 %). Ведущими минералами в рудах являются сульфиды (ZnS , PbS) и карбонаты в зонах окисления месторождений. Все перечисленные металлы, за исключением золота, относятся к группе халькофильных, большинство из которых является минералофильными, т. е. образующими большое количество минеральных форм. К элементам, дающим ограниченное число природных соединений — минералофобным, — принадлежат Ga, Ge, In, Tl.

Для металлических рудообразующих элементов характерно рассеянное состояние в природе. В континентальной коре до глубины 1 км, по подсчетам Н. И. Сафронова, в рассеянном состоянии находятся $6,7 \cdot 10^{12}$ т свинца и $2,1 \cdot 10^{13}$ т цинка. Таким образом, доля общих запасов в месторождениях составляет для Pb всего $1,5 \cdot 10^{-1}$ и Zn $5,5 \cdot 10^{-2}$ %. Наиболее высокие кларки Zn типичны для магматических пород основного и среднего составов. Выс-

кие содержания фиксируются в глинистых породах и кристаллических сланцах. Кларк верхней коры для цинка составляет 68 г/т. Иная картина для Pb: кларк — 12 г/т, в гранитоидах — 20 г/т, в глинистых сланцах — 15 г/т и песчаниках — 13 г/т. Основной геохимической особенностью Pb и Zn в магматическом процессе является тенденция свинца следовать за калием, а цинка за магнием и железом, обусловленная кристаллохимическим сходством Pb^{2+} с K^{1+} , а Zn^{2+} с Mg^{2+} и Fe^{2+} . Существенные различия некоторых свойств (электроотрицательность, потенциал ионизации) ограничивают изоморфное Pb- и K-замещение между ними в минералах и возможность обогащения Pb остаточных магм. Это подтверждается накоплением свинца, в противоположность цинку, в поздних дифференциатах генетически связанных серий гранитоидных пород и нахождением его в них не только в изоморфной форме, но и в форме акцессорного галенита и самородного свинца.

Цинк концентрируется в железо-магниевого силикатах (амфиболах, биотите) магматических пород, но не во все он входит с одинаковой легкостью. Предпочтительное вхождение Zn в биотит и амфибол объясняется, по мнению Л. В. Таусона, присутствием в них групп (ОН)-, что дает возможность рудному элементу принимать в своих гидратных соединениях шестерную координацию, свойственную во всех случаях Mg и Fe. Кристаллохимические свойства Zn в значительной мере обуславливают концентрацию его в Fe-Mg силикатах на начальных этапах кристаллизации магматического расплава и соответствующее обеднение им остаточных магм. При близости размеров ионных радиусов ($Mg^{2+} - 0,78$, $Zn^{2+} - 0,83$ Å) цинк изоморфно замещает магний в роговой обманке и биотите, несмотря на то что электроотрицательность магния и цинка различается весьма существенно ($Mg - 1,2$, $Zn - 1,7$). Аналогичная картина наблюдается и у пары Pb-K. Свинец изоморфно входит в калиевые полевые шпаты, хотя электроотрицательность Pb_2^+ в два раза выше, чем калия (1,6).

Медь — типичный халькофильный элемент, и главная масса ее заключена в форме сульфидов. Она дает промышленные концентрации в эндогенных месторождениях в связи с базальтоидным и гранитоидным магматизмом. В экзогенных условиях медь обладает высокой миграционной способностью; в зоне окисления медь может выноситься и концентрироваться ниже уровня грунтовых вод. Месторождения меди весьма разнообразны, они принадлежат различным генетическим группам. Среди промышленных месторождений выделяют: магматические, карбонатитовые, скарновые, гидротермальные плутогенные (медно-порфировые), колчеданные, стратиформные (медистые песчаники и сланцы). Эти типы весьма неравноценны по своему экономическому значению. Так, медно-порфировые месторождения содержат от 65 до 70 % мировых подтвержденных запасов меди, медистые песчаники и сланцы — около 20; колчеданные — 5–8, сульфидные медно-никелевые — 2–2,5, скарновые — 2–4, карбонатитовые — 0,5–0,7 % (рис. 6.1).

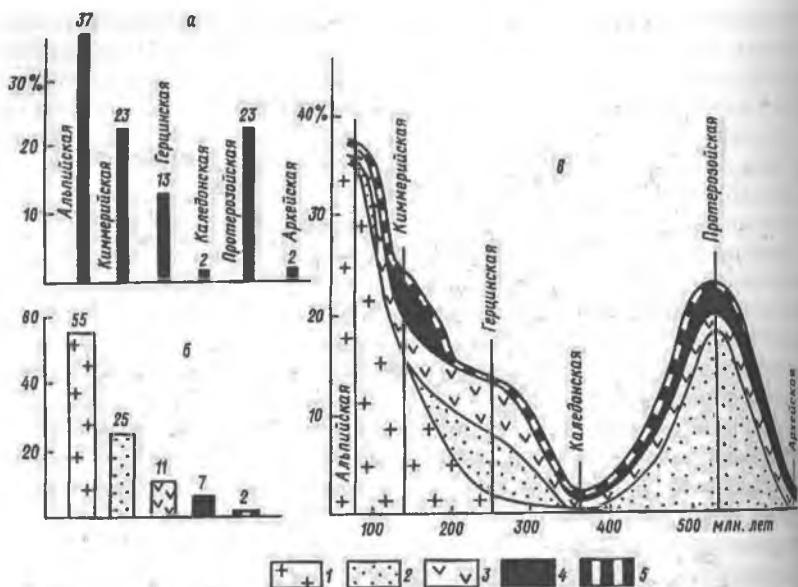
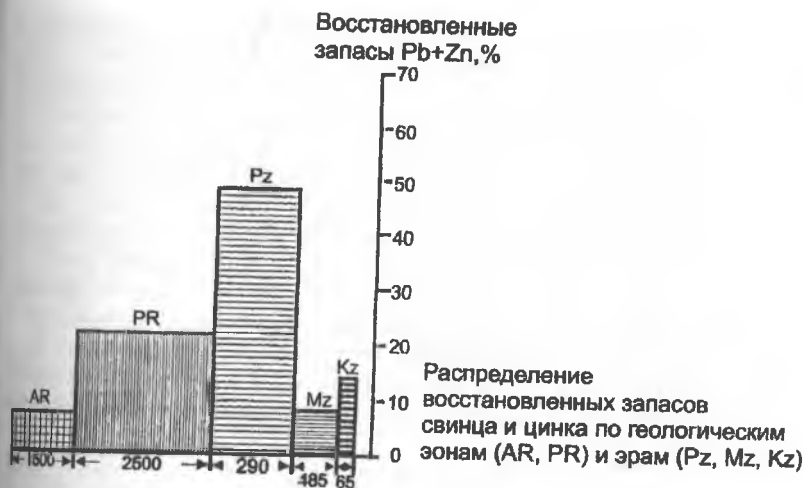


Рис. 6.1. Графики, иллюстрирующие продуктивность на медь металлогенических эпох (а), промышленную значимость в мировой экономике главнейших типов месторождений меди (б) и соотношение различных типов месторождений во времени (в). По данным (Синяков, 1994). Геолого-промышленные типы: 1 — медно-порфировый; 2 — медистых песчаников и сланцев; 3 — колчеданный; 4 — медно-никелевый; 5 — жильный

Свинец и цинк образуют промышленные залежи в комплексных месторождениях, поэтому они традиционно рассматриваются в группе совместно (рис. 6.2). Их извлекают в основном из комплексных руд, содержащих Cu , Au , Ag и другие металлы. Хотя эти металлы существенно отличаются по химическим свойствам, они проявляют сильные халькофильные свойства, накапливаются в остаточных дифференциатах магматических очагов и выносятся гидротермальными растворами в виде комплексных соединений. Большинство промышленных свинцово-цинковых месторождений принадлежат к эндогенно-экзогенному типу, формирование которого обусловлено осадочными, осадочно-метасоматическими процессами в области разгрузки гидротермальных растворов на морском дне, в придонных осадках, в трещинных зонах рудоподводящих структур. Различные условия кристаллизации сульфидов являются одной из причин рудной зональности залежей: более высокотемпературный сфалерит концентрируется в нижних частях, а галенит — ближе к поверхности.

В экзогенных условиях эти металлы ведут себя по-другому. В зоне выветривания свинец слабо мигрирует и накапливается в форме малорастворимых соединений.



Доля мировых восстановленных запасов свинца и цинка в %

Возраст	AR	PR	Pz	Mz	Kz
Длительность, Ма лет	1500	2500	290	185	65
Запасы Pb+Zn, %	8,4	21,5	46,9	9,1	14,1
% прироста запасов за 1Ma (10^{-5})	56	86	16178	48924	21692
Соотношение интенсивности прироста запасов за 1Ma, по периодам (%):					
а) AR, б) PR, в) Pz, г) Mz	1	154	288	873	387
	-	1	188	568	252
	-	-	1	303	134
	-	-	-	1	-125

Рис 6.2. Распределение восстановленных запасов Pb и Zn по геологическим зонам (AR, PR) и эрам (Pz, Mz, Kz). Доля мировых восстановленных запасов свинца в %

рых соединений (англезит, церуссит), а цинк выносится на значительные расстояния и может накапливаться как карбонат (смитсонит). Свинцово-цинковые руды образуют следующие промышленно-генетические типы: скарно-плутоногенно-гидротермальные, колчеданно-полиметаллические (в вулканогенных и терригенных формациях) и стратиформные (в карбонатных формациях).

В отечественной и зарубежной литературе существуют разные классификации колчеданных месторождений (в английской литературе — *massive sulfide deposits*), в частности полиметаллических и/или свинцово-цинковых (*base metal deposits*). Крайние члены колчеданных месторождений в западной литературе выделяются в «кипрский» (серноколчеданные руды в офиолитовых комплексах) и «куроко» (баритсодержащие колчеданно-полиметаллические руды в кислых вулканитах) типы. Большинство российских исследователей придерживаются более детальной классификации и выделяют также уральский, филизчайский и рудноалтайский типы.

В связи с этим мы рассматриваем месторождения медно-свинцово-цинковых руд на примере колчеданно-полиметаллических месторождений в широком смысле, т. е. колчеданных месторождений, обогащенных этими цветными металлами в разных пропорциях, с серно- и медноколчеданными и свинцово-цинковыми полиметаллическими месторождениями как крайними представителями.

Колчеданно-полиметаллические месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы свинца и цинка: на их долю приходится около 50 % мировых запасов. Месторождения служат типичными представителями месторождений колчеданного семейства, выделенного В. И. Смирновым, и представляют собой специфические продукты рудогенеза, связанные с субмаринными рудообразующими системами и имеющие эндогенно-экзогенное происхождение. Последующие процессы диагенеза, катагенеза, контактового и регионального метаморфизма колчеданно-полиметаллических рудных залежей по характеру и интенсивности преобразований соответствуют преобразованию вмещающих пород. Колчеданно-полиметаллические месторождения формировались с перерывами от раннего протерозоя до кайнозоя включительно. В переходных зонах от океана к континентам известны и современные аналоги этих месторождений.

Колчеданные месторождения являются важнейшим источником цветных и благородных металлов, ряда редких элементов, обеспечивая 50 % мировой добычи Zn, 40 % Pb и Ag, 15 % Cu и 5 % Au, а также значительных количеств Cd, Se, Sn, Bi, Ba и других элементов. К ним относятся стратиформные скопления сульфидных минералов. Минеральный состав руд отличается резким преобладанием пирита, с которым ассоциируют халькопирит, сфалерит и галенит, реже другие минералы. В некоторых залежах главными минералами являются блеклая руда, марказит, пирротин, магнетит. Для большинства месторождений они являются второстепенными, наряду с арсенопиритом, теллуридами Pb и Ag, и другими. Изменение боковых пород проявляется в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации и развивается со стороны лежащего бока, зонально относительно рудных тел.

Месторождения повсеместно ассоциированы с субмаринными риолит-базальтовыми формациями, слагающими различные вулcano-тектонические структуры — среди которых выделены: стратовулканы, экструзивные купола,

кальдеры и др. Колчеданные месторождения выявлены в различных тектонических обстановках: древних зеленокаменных поясах, фанерозойских вулканических поясах энсиалического и энсиматического профиля, перикратонных амагматогенных впадинах, шовных сдвиговых зонах. В большинстве своем они входят в состав офиолитовых и зеленокаменных поясов, возникающих при метаморфизме рифтогенных и заостроводужных трогов, выполненных магматическими производными базальтоидных магм — главным образом базальтами, а также пирокластическими породами кислого и среднего состава, переслаивающимися с подчиненными количествами терригенно-карбонатных пород, иногда телами серпентинитов (Зайков, 2006; Кривцов и др., 2002; Старостин, 2004; Франклин и др., 1984; Gibson, Kerr, 1993).

Как известно, Урал является одним из крупнейших рудных поясов в мире, включающим более 1,8 млрд т медных и медно-цинковых колчеданных руд (около 60 млн т цветных металлов). По запасам цветных металлов с ним сопоставим лишь Иберийский Пиритовый пояс. Поэтому выделение колчеданных месторождений уральского типа совершенно оправдано.

Они локализируются в пределах существенно кислых частей вулканических построек, сложенных базальт-риолитовыми сериями (месторождения Урала: Гайское, Учалинское, Дегтярское, Юбилейное, Подольское, Сафьяновское, Сибайское, Узельгинское и др.) За рубежом подобные месторождения известны в архейском зеленокаменном поясе Канады (Норанда, Матагами, Маттиби и др.). Рудные тела обычно приурочены к одному, реже нескольким стратиграфическим уровням, соответствующим границе между лежащими внизу основными вулканитами и перекрывающими их кислыми эффузивно-пирокластическими породами, кислыми вулканитами и осадочными (флиш-иды, кремнистые алевролиты, известняки) породами. На Урале этот тип является главным, но есть некоторое их число с большей долей Zn в руде (Учалинское, Ново-Учалинское, Узельгинское и Сибайское). На Урале выявлены 114 колчеданных месторождений, из них 45 отработано, 17 разрабатываются (Гай, Учалы, Узельгинское, Сибай, Сафьяновское, Юбилейное). Колчеданосные районы расположены в пределах узкой полосы зеленокаменно измененных среднепалеозойских пород островодужной базальт-риолитовой ассоциации (рис. 6.3). Она расположена висячем боку падающего на восток Главного Уральского разлома, маркируемого выходами гипербазитов и гипербазит-габбровых массивов Платиноносного пояса. Ранее она именовалась главной зеленокаменной полосой Урала, затем Тагило-Магнитогорским прогибом.

Месторождения Урала испытали региональный и местами контактовый метаморфизм зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой фации. Возраст метаморфизма отвечает основным фазам герцинского орогенеза с пиками около 400, 300, 270 млн лет назад или второстепенным периодам регионального сжатия и деформаций 445–440, 420, 375 и 340 млн лет назад.

Все крупные месторождения (с суммарными запасами Cu и Zn свыше 3 млн т в каждом) относительно компактно расположены в Магнитогорской



Рис. 6.3. Схематическая карта расположения колчеданных месторождений Урала (Викентьев, 2008). Кружками разного размера показаны суперкрупное, крупные, средние и мелкие месторождения

мегазоне (см. рис. 6.3). Исключение составляют сильно удаленные к северу и залегающие в ее тектонических фрагментах Дегтярское и Сафьяновское месторождения. Рудные залежи залегают в зеленокаменно-измененных среднедевонских породах островодужной базальт-риолитовой ассоциации и приурочены к локальным депрессионным структурам (троги и кальдеры)

в пределах длительно развивающихся вулканических поднятий (Кривцов и др., 2002; Серавкин и др., 1994; Система ..., 1992; Филатов, Ширай, 1988; и др.). По минеральному составу преобладают сфалерит-халькопирит-пиритовые руды. Средние содержания благородных металлов в рудах составляют $Au = 1,15$ г/т (диапазон 0,5–30 г/т), $Ag = 14$ г/т (10–50 г/т).

Особо следует выделить Гайское месторождение, отличающееся максимально высоким уровнем концентрирования Au в отдельных рудных телах и краевых участках крупных сульфидных линз (до 90 г/т по групповым пробам длиной до 10 м) при близком к этим месторождениям или даже более низком среднем его содержании в рудах в центральных частях этих линз (0,5–1 г/т). Месторождения Гайского рудного поля демонстрируют следующее зональное строение: 1) центральный участок содержит серноколчеданные руды, которые к югу и северу сменяются медноколчеданными (существенно медными, а также медно-цинковыми), в меньшей мере, цинково-колчеданными и серноколчеданными рудами; 2) в целом, снизу вверх, руды становятся богаче медью, и на верхних горизонтах обычными являются их борнит-содержащие типы.

ГЕНЕЗИС УРАЛЬСКИХ КОЛЧЕДАНЫХ РУД

Проблемой эволюции колчеданного рудообразования на Урале занимались М. Б. Бородаевская, Э. Н. Баранов, Д. И. Горжевский, А. Н. Завалицкий, С. Н. Иванов, А. И. Кривцов, В. А. Прокин, Н. С. Скрипченко, В. И. Смирнов, Т. Н. Шадлун, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Н. И. Еремин и много других российских исследователей. За рубежом эту тематику изучали Т. Ватанабе, Дж. У. Лайдон, Р. Р. Лардж, Д. Ф. Сангстер, Б. Скиннер, М. Соломон, Дж. М. Франклин, Р. И. Хатчинсон др.

Многие месторождения метаморфизованы, что затрудняет интерпретацию генезиса первичных руд. Для них характерно длительное и полигенное образование (Кривцов и др., 2002; Медноколчеданные ..., 1992). В последнее время, этот вопрос по-новому освещен в работах И. В. Викентьева и др. По мнению этих исследователей, основная концентрация цветных (Zn , Cu , Pb) и тесно связанных с ними благородных металлов происходила в течение двух (ранне- и позднегерцинской) металлогенических эпох, когда были сформированы мощные энсиматические островодужные серии контрастно и полно дифференцированных натровых базальтов-риолитов Тагильской и Магнитогорской мегазон. Образование медно-цинково-колчеданных руд было связано с заключительными фазами становления примитивных вулканических дуг, в последующем последовательно уступившим свое место известково-щелочным и затем субщелочным эффузивам зрелых вулканических дуг.

Главным фактором локализация колчеданных месторождений Урала является палеовулканический контроль: сульфидные залежи локализованы в мощных полно или контрастно дифференцированных базальт-риолитовых сериях. Крупные месторождения приурочены к локальным депрессионным

структурам (троги и кальдеры) в пределах длительно развивающихся вулканических поднятий. Рудные тела обычно тяготеют к верхам эффузивной пачки (или экструзивного тела) кислого состава, перекрытой или непосредственно базальтами, или маломощным горизонтом осадочных пород и затем мощной базальтовой пачкой. В лежащем боку колчеданной залежи присутствует ореол гидротермально-метасоматических изменений, превышающий мощность массивных сульфидов. Кварц-серицитовые породы лежащего бока несут пиритовую, реже полисульфидную вкрапленность и кварцевые ($\pm$ карбонат) прожилки с сульфидами (обычно пирит+халькопирит).

Залежи слагаются преобладающим пиритом (до 90 об.%), сфалеритом и халькопиритом, обычными второстепенными минералами являются блеклая руда и галенит, на некоторых месторождениях также пирротин и магнетит. Из нерудных минералов преобладает кварц, подчиненное значение имеют серицит, хлорит, барит, альбит. На большинстве месторождений в виде реликтов присутствуют слоистые серноколчеданные руды с убогой сфалеритовой и халькопиритовой минерализацией. Основные залежи сложены рудами массивной и брекчиевидной текстуры.

Проявления контрастного, реже дифференцированного базальт-риолитового вулканизма в Магнитогорской мегазоне были более мощными, а существование локальных рудоносных систем более длительным, приведшим к возникновению полей яшм, железо-кремнистых и железомарганцовистых осадков. Рудообразование происходило на и вблизи морского дна. Основная масса руд была отложена из флюидов с преимущественно хлоридным составом и концентрацией солей 2–8 мас.% экв. NaCl при температурах 180–380 °C и давлениях 0,3–1 кбар. Основными его компонентами были преобразованная морская и ювенильная вода. Часть от общего количества Fe, Zn, Cu, Pb, Au, Ag и серы в гидротермальном растворе была выщелочена из вмещающих магматических пород, а остальная поступала из магматического очага. Большинство исследователей разделяют гипотезу о вулканогенно-осадочном генезисе колчеданных руд.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Этот тип месторождений, сложенный рудами, варьирующими от колчеданного до полиметаллического состава, подразделяется на две группы: первая группа (медно-свинцово-цинковая), ассоциирующая с углеродисто-терригенными породами черносланцевой формации, известна в отечественной литературе как месторождения филизчайского типа, а исследователями США и Канады объединяются в эксгальационно-осадочную (sedimentary exhalative, SEDEX) группу (Hekinian, Fouquet, 1985). Вторая группа (медно-свинцово-цинковая колчеданная и свинцово-цинковая) ассоциирует с породами контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формации. В отечественной литературе они известны как месторождения рудноалтайского и малокавказского типов (Скрипченко, 1970; Филатов,

1986). Зарубежными исследователями они включены в группу вулканогенных массивных сульфидных месторождений (volcanic-hosted massive sulfides, VMS) и объединяются в тип куроко.

По мнению Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина (1984, 1998), А. И. Кривцова (1989, 1992, 1999) и др. исследователей, месторождения свинца и цинка можно объединить в семь геолого-промышленных типов: колчеданно-полиметаллический в терригенных толщах (филизчайский), колчеданно-полиметаллический в риолитоидных вулканогенно-осадочных толщах (рудноалтайский), колчеданно-полиметаллический в андезитоидных вулканогенно-осадочных толщах (малокавказский или куроко), колчеданно-полиметаллический в карбонатно-кремнисто-терригенных толщах (атасуйский), свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных толщах (каратауский или миссисипский), свинцово-цинковый скарновый (приаргунский) и свинцово-цинковый жильный (садонский).

Месторождения филизчайского (бесси) типа ассоциируют с породами базальтоносной терригенно-углеродисто-флишоидной формации. По своей роли в общем мировом балансе запасов цветных металлов они опережают все остальные типы месторождений колчеданного семейства. Среди месторождений этого типа значительное число принадлежит крупным объектам (Филизчайское, Холодинское и др.), но есть и уникальные (Маунт-Айза, Мак-Артур, Ред-Дог). Наиболее значительное их число известно в Канаде, Китае, на Кавказе, в Прибайкалье. Наиболее заметный вклад в расшифровку главнейших особенностей этих объектов внесли работы В. И. Буадзе, Г. А. Твалчрелидзе, Л. Б. Густафсона, Н. Уильямса, Н. К. Курбанова с соавторами, Г. В. Ручкина, В. Д. Конкина и других исследователей.

Данные месторождения имеют широкий возрастной диапазон (от докембрия до юры) и связаны с геодинамическими обстановками формирования осадочных бассейнов с терригенным и карбонатно-терригенным заполнением пассивных окраин континентов и окраинных морей с угнетенным базальтоидным вулканизмом (до 30 %) и внутриконтинентальных прогибов (авлакогенов). К последним (интракратонным рифтогенным прогибам) приурочены уникальные свинцово-цинковые месторождения Маунт-Айза, Мак-Артур (Австралия), Салливан (Канада) с соотношением Pb:Zn от 1:1–2 до 1:0,8. К рифтогенным прогибам на пассивных окраинах рифейского времени приурочены месторождения Холодинское, Линейное (Россия), Текели (Казахстан) с Pb:Zn соотношением от 0,8:1 до 1:7; палеозоя — Раммельсберг, Мегген (Германия), Ред-Дог (США), мезозоя — Филизчай, Кандга (Азербайджан) с Pb:Zn:Cu = 1:3:0,5.

Рудные тела слагают пласто-, ленто- и столбообразные и комбинированные залежи. Залегают они согласно со слоистостью и состоят, главным образом, из пирита, сфалерита, галенита. Второстепенную роль играют широтин, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, магнетит, бурнонит и буланжерит. Основные элементы-примеси — Cu, Ag, Cd, As и Sc. Около-

рудные гидротермально-метасоматические образования не характерны для рассматриваемого типа месторождений.

Основные провинции с месторождениями флизиачайского типа принадлежат складчатому обрамлению Сибирской, Восточно-Европейской, Северо-Американской и Южно- и Северо-Китайской платформ. К их числу относятся провинции: Енисейского кряжа, Северо-Западного Прибайкалья, Большого Кавказа, Джунгарского Алатау, бассейна Селвин, прогиба Белт и ряд других.

Модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений в углеродсодержащих терригенных флишиоидных толщах разработана В. Д. Конкиным (1993), Г. В. Ручкиным (1988) и другими исследователями на примере одного из типовых представителей рассматриваемого типа месторождений — Холоднинского в Северном Прибайкалье.

Площадь Холоднинского месторождения сложена углеродистыми терригенно-флишиоидными толщами, выполняющими рифтовидный прогиб рифейского возраста в пределах склона пассивной окраины континента с рассеянным спредингом. Рудовмещающая толща расположена в средней части разреза и имеет мощность от первых сотен метров до 1,5 км. Подстилающие ее отложения представлены толщей высокоглиноземистых сланцев и кварцитов с прослоями доломитовых мраморов и известняков, а перекрывающие — породами аспидно-известняковой формации (Конкин и др., 1993).

Рудовмещающие карбонатсодержащие метапелиты (вплоть до глинистых углеродистых известняков) формируют конседиментационные уступы, образующие несколько уровней, контролирующие положение рудных залежей. В пределах месторождения выделяются три рудные зоны, включающие пластовые и секущие рудные тела. Для пластовых тел типичны колчеданно-свинцово-цинковые, серноколчеданные и отчасти медноколчеданные, а для секущих — собственно колчеданно-полиметаллические минеральные типы. Главные рудные минералы — пирит, сфалерит, галенит, в меньшей мере халькопирит и пирротин.

Интрузивный магматизм, имеющий в районе месторождения ограниченное развитие, представлен основными и ультраосновными породами верхнепротерозойского комплекса, а также редкими дайками камптонитов мезозойского возраста. Осадочные и интрузивные образования (850 ± 50 млн лет) и пластовые рудные тела подверглись региональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа ($T = 550\text{--}6700^\circ\text{C}$ и $P = 5\text{--}7$ кбар).

Большинство исследователей отмечают, что формирование рудных залежей месторождения происходило в два этапа: дометаморфический и метаморфический. На первом этапе произошла седиментация первичной сульфидно-кремнистой массы в виде линз и пластов синхронно с осадконакоплением из коллоидных растворов. Все эти процессы контролировались рельефом дна палеодепрессий и окислительно-восстановительным потенциалом среды рудонакопления. В процессе регионального метаморфизма руды были перекристаллизованы, частично мобилизованы, регенерированы

и переотложены. По распределению меди, а также титана, ванадия, циркония в стратифицированных залежах колчеданно-полиметаллических руд в черно-сланцевых толщах выделяются рудоподводящие и рудораспределяющие каналы разного ранга: для залежи в целом (зона подводящих каналов в бортовой части палеодепрессии); для компактных рудных пластов с концентрированным оруденением (подводящий канал); для отдельных рудных слоев (дискретные рудораспределяющие каналы).

Колчеданно-полиметаллический рудноалтайский и малокавказский (куроко) типы различаются по формационным и петрохимическим характеристикам рудовмещающих образований (табл. 6.1). Месторождения рудноалтайского (медно-свинцово-цинкового) типа ассоциируют с контрастной базальт-риолитовой кремнисто-терригенной формацией. На Рудном Алтае известны — Зыряновское и Риддер-Сокольное месторождения (В. В. Попов, 1995). Подобные объекты известны также в юго-западном Гиссаре (Хандизинское) и в провинции Брансуик в Канаде. В их изучение огромный вклад внесли работы Д. И. Горжевского, Г. Н. Щербы, Г. Ф. Яковлева, В. В. Авдонина, В. И. Старостина, Е. И. Филатова и многих других исследователей. По данным Е. И. Филатова и Е. П. Ширая (1988), средние соотношения $Pb:Zn:Cu$ в рудах этого типа составляют 1:3:1, причем нередко преобладает свинец. Среди главных минералов ведущую роль играет пирит (40–80 %), подчиненную — галенит, сфалерит и халькопирит. В составе залежей выделяются руды халькопирит-галенит-сфалерит-пиритового, галенит-халькопирит-сфалерит-пиритового и галенит-сфалерит-пирит-баритового минеральных типов. Основные элементы-примеси представлены Ag, Au, Cd, Se, Te .

Таблица 6.1. Типы колчеданных месторождений в осадочно-вулканогенных породах (по Г. В. Ручкину и В. Д. Конкину)

Характеристика месторождений	Рудноалтайский	Малокавказский и куроко
Рудоносная формация и ее состав (в %)	Контрастная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная антидромная K–Na	Непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая Na, K–Na
Базальты	10	3–5
Андезито-базальты и андезиты	—	20–30
Дациты, риолиты	80–90	30–80
Терригенные, осадочные породы	20–80	2–3
Состав руд	Медно-свинцово-цинково-колчеданный	Свинцово-цинково-медноколчеданный
Рудные минералы		
Главные	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит

Окончание табл. 6.1

Характеристика месторождений	Рудноалтайский	Малокавказский и куроко
Второстепенные	Барит, пирротин, блеклые руды	Барит, теннантит, ковеллин, энгит, люцит, электрум, полибазит
Попутные элементы	Ag, Au, Cd, Te, As, Sb, Ta, Ga, In, Ge	Au, Ag, Cd, Se, Te, Bi, In, Ta, Ga, Ge
Соотношение основных компонентов руд	Pb:Zn:Cu = 1:3:1	Cu:Zn:Pb = 2:1:0,2
Основные провинции и металлогенические зоны	Рудноалтайская, Южно-гиссарская	Сомхето-Кафанская, Среднегорская, Юго-Западной Японии (миоценовая)
Примеры районов современного рудообразования	Вулкан Палипуро (Эоловая дуга)	Вулкан Кайкато (дуга Огасавара), фронтальная часть Идзу-Бонинской дуги, трог Окинава

По соотношениям главных рудных минералов Г. Н. Щерба, Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев и другие исследователи выделили пять типов: барит-полиметаллический, полиметаллический, переходный к колчеданно-полиметаллическому, колчеданно-полиметаллический и медноколчеданный. Рудоносная базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация обладает рядом характерных черт: принадлежность вулканитов к калий-натриевой серии, существенное преобладание кремнекислых пород (до 80–90 % вулканитов) над основными, антидромный характер вулканизма, присутствие значительного количества (20–80 % объема) осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Среди основных вулканитов преобладают известково-щелочные калиево-натриевые умеренно глиноземистые (15–16 %) и титанистые (0,5–0,7 %) разновидности, однако известны и низкокалиевые толеиты, ассоциирующие с натриевыми риолитами, а также умеренно калиевые низкотитанистые и высокоглиноземистые (17 %) разновидности. Преобладают потоки, покровы, небольшие шлаковидные конусы. Среди осадочных образований наиболее широко развиты сероцветные тонкообломочные терригенные, карбонатно-кремнисто-терригенные и углеродисто-глинисто-кремнисто-терригенные породы, реже встречаются кремнистые туффы и рифогенные известняки.

Малокавказский (свинцово-цинково-медноколчеданный) тип ассоциирует с гомодромной непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией. Становление последней на коре переходного типа обусловило преобладание в ее составе андезитов, а в составе руд — увеличение доли свинца, бария и серебра. Большинство месторождений этого типа сосредоточено в миоценовых вулканических поясах Японии, где они известны как тип куроко, на Малом Кавказе, в Среднегорской зоне Балкан. Современные представления о месторождениях малокавказского (куроко) типа базируются на результатах работ Т. Ватанабе, Т. Сато, Г. С. Дзюенидзе, Г. А. Твалчредидзе, Н. К. Курбанова и ряда других исследователей.

Подавляющее большинство месторождений, представляющих малокавказский тип, локализовано на Кавказе в вулканитах непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации байоса средней юры. Вулканиты непрерывной формации принадлежат известково-щелочному ряду и по соотношениям щелочей — к натриевой серии (Курбанов, 1984; Бородаевская и др., 1992). Вместе с тем, риолиты этой формации, в отличие от аналогичных пород колчеданосных формаций Урала, характеризуются широкими вариациями соотношений калия и натрия, а также повышенными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 . До 85 % объема пород формации представлено продуктами кислого и умеренно-кислого вулканизма (пирокластические и экструзивно-субвулканические фации), а также присутствуют горизонты и пачки туффи-тов и других тонкообломочных пород с прослоями углисто-кремнистых и карбонатно-глинистых разностей. В месторождениях малокавказского типа преобладают руды галенит-халькопирит-сфалерит-пиритового и сфалерит-халькопирит-пиритового состава. В ряде случаев (Кафан) к основным минералам добавляются энаргит, халькозин и теннантит.

Соотношения $\text{Cu}:\text{Zn}:\text{Pb}$ (при $\text{Cu} = 1$) составляют 1:0,1:0,01 и менее, а $\text{Ag}:\text{Au}$ — от 10 до 30. Для залежей характерно разнообразие морфологических типов — от преобладающих пласто- и линзообразных до сложных жилообразных и штокверковых. В Японии, в «регионе зеленых туфов» распространены месторождения, известные как тип куроко, который во многом близок малокавказскому. По данным А. И. Кривцова (1989, 1992), эти месторождения ассоциируют с продуктами среднемиоценового риодацитового вулканизма, которому непосредственно предшествовали проявления базальтового, андезитового и дацитового вулканизма. На всем протяжении вулканического пояса колчеданные месторождения располагаются на одном и том же литолого-стратиграфическом уровне, фиксирующем завершение риодацитового вулканизма. Морфология рудных тел в большинстве случаев определяется сочетанием пластообразных залежей, согласных с напластованием пород, и крутопадающих зон прожилково-вкрапленных руд лежачего бока.

Эталонные месторождения типа куроко обычно включают черные (барит-свинцово-цинковые), желтые (халькопирит-пиритовые) и баритовые массивные полосчатые руды пластообразных залежей, а также гипсовые и прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые руды, развитые в породах лежачего бока. Существенно баритовые, гипсовые, а также прожилково-вкрапленные штокверковые халькопирит-пиритовые и золото-пиритовые руды иногда образуют самостоятельные объекты. В рудах рассматриваемых месторождений, помимо основных минералов — пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, гипса, ангидрита и барита, установлены борнит, халькозин, ковеллин, блеклые руды, люконит, энаргит, полибазит, алектрум, самородные сера и серебро и др. (Кривцов, 1989). Рассматриваемые месторождения обладают признаками формирования в мелководных обстановках, сопутствующих становлению вулканических поясов. Общим

фактором, определяющим геотектоническую позицию этих поясов, является их развитие на мозаичной коре переходного типа.

Размещение свинцово-цинковых месторождений во времени рассматривалось в работах А. И. Тугаринова, Р. Э. Фолинсби, Д. И. Горжевского, В. В. Попова, Г. В. Ручкина, Е. И. Филатова, Г. Ф. Яковлева, Г. А. Пелымского и других исследователей. Эти месторождения развиты на всем диапазоне развития Земли, начиная с архея (некоторые месторождения Индии, месторождение Биг-Стабби в Австралии с возрастом 3,7–3,5 млрд лет) и кончая современным рудообразованием. К настоящему времени промышленно значимые объекты не установлены лишь в пермском и палеогеновом периодах (рис. 6.4, 6.5, 6.6, 6.7). Распределение запасов металлов в месторождениях по периодам отображено в таблице 6.2, составленной Г. В. Ручкиным, В. Д. Конкиным и др. (1977, 1991, 1993). Наиболее широко распространены объекты флишайского типа с максимумом (48 %) в толщах рифейского возраста. В то же время палеозойские периоды, в том числе и вендский, обусловлены, кроме того, запасами объектов каратауского и рудноалтайского типов, с ведущей ролью в карбоне объектов флишайского типа. По количеству запасов, приходящихся на один объект, выделяются рифейский (8,18 млн т) и ордовикский (6,05 млн т) периоды. Месторождения флишайского типа в пределах бывшего СССР известны лишь в породах юрского, вендского и рифейского возрастов, в то же время за его пределами они установлены и в породах карбонового, девонского, кембрийского, протерозойского и позднearchейского возрастов. Указанные закономерности находят отражение в распределении их удельной продуктивности по периодам.

Таблица 6.2. Распределение запасов суммы свинца и цинка (в % от мировых запасов) по периодам и типам месторождений (без учета скарновых и жильных)

Период	Кол-во объектов	Запасы Pb+Zn (млн т)	Запасы на один объект (млн т)	% от общих запасов
Четвертичный	—	—	—	единицы
Неогеновый	9	8,66	0,96	1,6
Палеогеновый	—	—	—	—
Меловой	10	10,73	1,07	1,9
Юрский	5	8,0	1,6	1,5
Триасовый	2	1,7	0,85	0,3
Пермский	—	—	—	—
Карбоновый	21	81,66	3,8	14,9
Девонский	48	103,4	2,15	18,9
Силурийский	2	2,9	1,45	0,5
Ордовикский	8	48,4	6,05	8,8
Кембрийский	19	33,7	1,7	6,1
Вендский	28	47,0	1,6	8,6
Рифейский	24	196,3	8,18	35,7
Пижнепротерозойский	1	1,5	1,50	0,5
Архейский	2	48,0	2,4	1,0
Итого	179	548,75	—	100

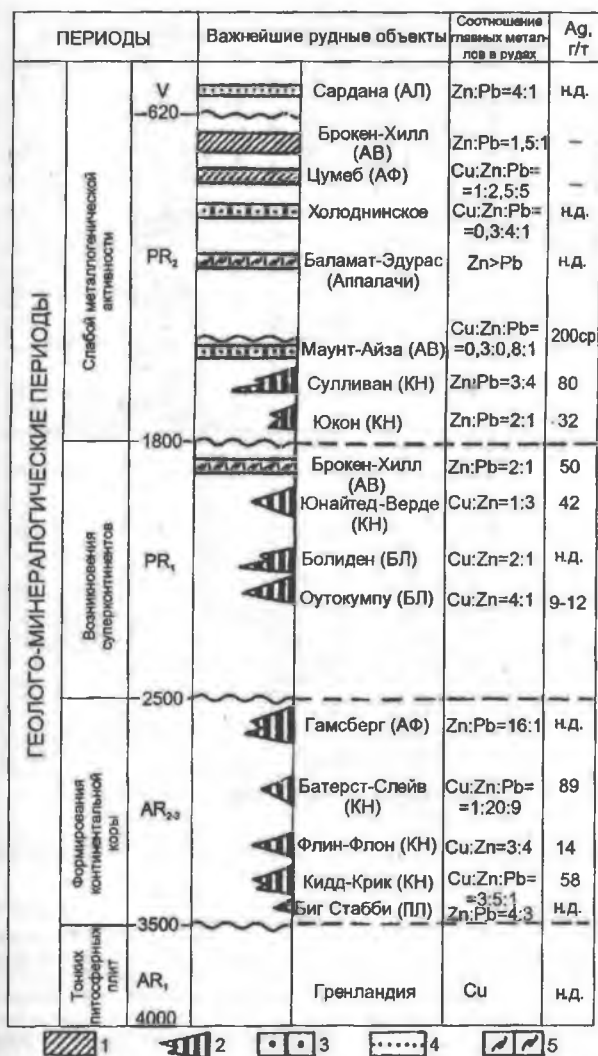


Рис. 6.4. Эволюция полиметаллического (медно-цинково-свинцового) оруденения в докембри:

1-5 — руды: 1 — полиметаллические метасоматические, 2 — колчеданно-полиметаллические в вулканогенных формациях, 3 — колчеданно-полиметаллические в карбонатно-терригенных формациях, 4 — полиметаллические осадочные, 5 — колчеданно-полиметаллические метаморфизованные. Сокращения, платформы и щиты: АВ — Австралийская пл., АЛ — Алданский щит, АФ — Африканская пл., БЛ — Балтийский щит, КН — Канадский щит, ПЛ — щит Пилбара. н.д. — нет данных

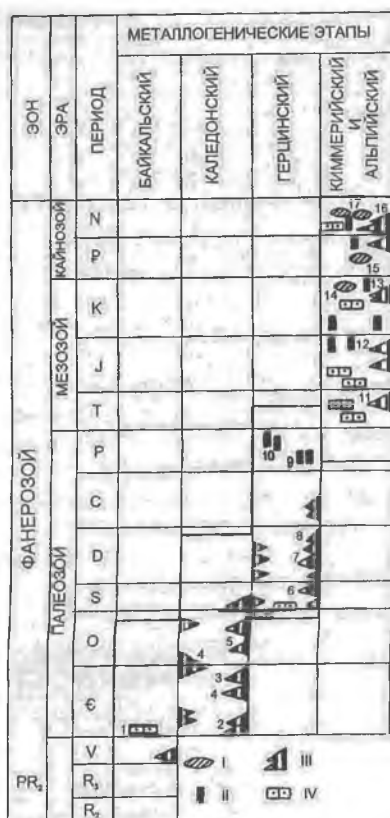


Рис. 6.5. Эволюция полиметаллического (медно-цинково-свинцового) оруденения в фанерозое:

I — полиметаллические скарновые; II — полиметаллические трещино-жильные; III — колчеданно-полиметаллические в вулканогенных формациях; IV — колчеданно-полиметаллические в карбонатно-терригенных формациях. Регионы: 1 — Восточная Сибирь (Pb, Zn); 2 — Карраты, Иран (Cu, Pb, Zn); 3 — Северные Аппалачи; 5 — Западный Казахстан (Cu, Pb, Zn); 6 — Южный Урал (Cu:Pb:Zn=25:10:1); 7 — Северные Мугоджары (Cu:Pb:Zn=50:10:1); 8 — Алтай (Cu:Pb:Zn=1:3:1); 9 — Рудные горы, Чешский массив; 10 — Кураминская зона, Западный Тянь-Шань (Zn:Pb=1,35:0,6); 11 — Канада, Балканы; 12 — Восточное Забайкалье (Zn: Pb=1-1,5:1-10); 13 — Дальнегорское (Cu> Zn Pb); 14 — Босния и Герцеговина; 15 — Центральный Тинтик (Zn:Pb=4:5); 16 — Филиппины, Япония (Cu:Pb:Zn=2:4:1); 17 — Колорадо (Zn:Pb=6:1+Ag), Мексика (Zn:Pb=2:1+Ag)

Наибольшей продуктивностью обладают — карбоновый период (0,3 млн т суммы металлов на 1 млн лет), девонский (0,4 млн т/1 млн лет), ордовикский (0,2 млн т/1 млн лет) и рифейский (0,2 млн т/1 млн лет). Распределение месторождений показывает резкое доминирование (50,5 %) флизичайского типа.

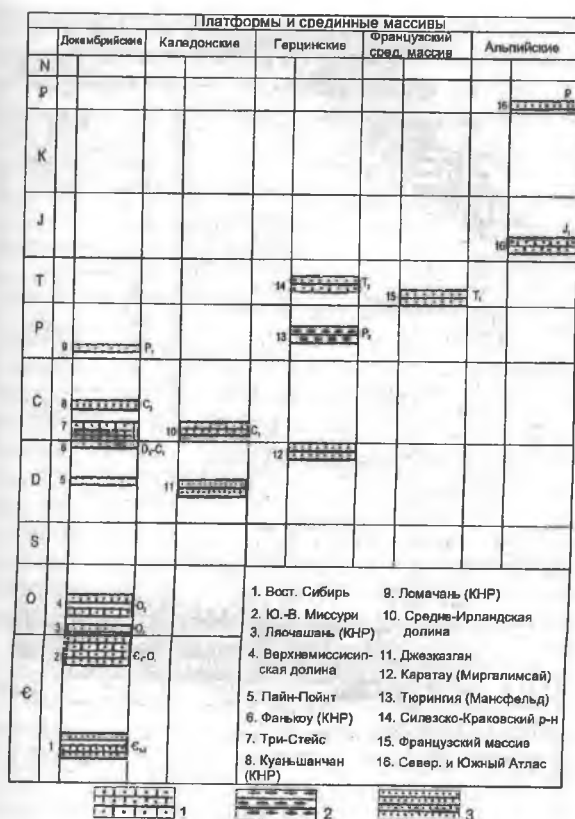


Рис. 6.6. Положение стратиформных свинцово-цинковых месторождений в чехле платформ и срединных массивов (по Г. А. Пелымскому):

Рудовмещающие формации: 1 — карбонатные; 2 — терригенно-черносланцевые; 3 — терригенные неокисленные

которому принадлежат уникальные месторождения: Брокен-Хилл и Маунт-Айза (Австралия), Салливан (Канада), Ред-Дог (США) и другие.

ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

1. В раннем архее (4,0–3,5 млрд лет) Западная Гренландия является единственным в мире районом, где установлены наиболее древние рудопроявления халькофильных элементов. Все они приурочены к супраконтинентальному комплексу (~3,87 до 3,80 млрд лет.) Сульфиды в рудах представлены пирротитом, халькопиритом, редко молибденитом и кубанитом. Соединения железа представлены магнетитом и сидеритом. Установленные

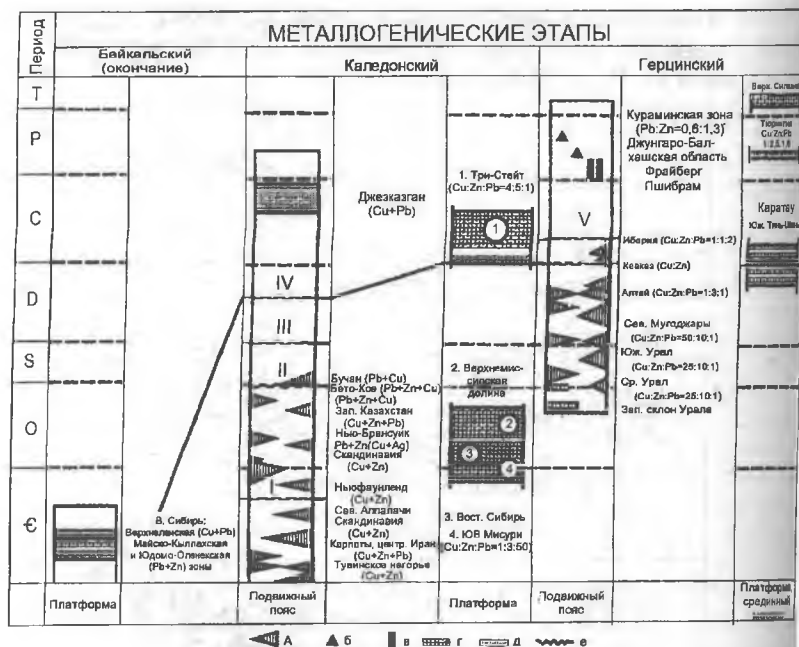


Рис 6.7. Развитие свинцово-цинковых оруденений в палеозое по Г. А. Пельмскому:

Месторождения: а — колчеданные; б — скарповые; в — жильные; г — стратиформные в карбонатных породах; д — свинец-цинксодежащие медистые песчаники и сланцы; е — главная складчатость: I — Саяны II — Западный Казахстан; III — Алпалачи, Скандинавия; IV — Центральный Казахстан; V — Урал

парагенезисы рудных элементов позволяют сделать вывод, что в раннем архее появились первые примитивные рудные праформации, природа которых тесно связана с эксгальационно-осадочными процессами: на нижнем уровне (Годтхоб) — Fe, Cu, (Pb), а на верхнем — (Малене) — Fe, Cu, W, Ag, (Pb и Zn). Развитие минерализации протекало в осадочном бассейне в восстановительной обстановке (наличие магнетита, сидерита, углеродистого вещества), при относительно высокой температуре.

2. Второй период (3,5–2,5 млрд лет) характеризовался наличием крупных и уникальных месторождений не только золота, урана, редких металлов, но также полиметаллических Cu-Zn-Pb (Ag) руд. Цинк и свинец присутствуют исключительно в колчеданных медно-цинковых рудах, формирование которых происходило в пределах зеленокаменных поясов. Общая характерная особенность — присутствие пластовых тел колчеданных руд в толщах пород кислых и средних фаций вулканизма часто с интрузиями основного и ультраосновного состава, метаморфизованных в фации зеленых сланцев.

Вулканиды принадлежат последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой и недифференцированной базальтовой вулканогенным формациям известково-щелочной серии.

Проявления Pb-Zn оруденения среднего архея установлены на западе Австралии в блоке Пилбара. Сравнительно небольшие по масштабам месторождения (Биг-Стабби, Леннос-Файд, Сульфур-Спринг) залегают в разрезе группы Варравуна, сложенной в основании подушечными и массивными лавами толеитовых базальтов, известково-щелочными вулканидами среднего и кислого составов, турбидитовыми, пепловыми и кремнистыми породами, хемогенно-осадочными образованиями. Руды сложены сфалеритом, галенитом, пиритом, баритом, с высоким содержанием серебра. Месторождение колчеданных руд Биг-Стабби связано с субвулканическими телами риолитов, внедрившимися в жерло вулкана. Возраст дацитов по данным U-Pb метода по цирконам равен $3,45 \pm 16$ млрд лет, а колчеданных руд по Pb-Pb методу — $3,50 \pm 8$ млрд лет.

В Северной Америке богатые колчеданные месторождения провинции оз. Верхнее (Сьюпириор) формировались в пределах обширного прогиба, заложившегося и развивавшегося в позднем архее по южному флангу Канадского щита и на его северо-западе в провинции Слейв. Главной колчадоносной областью здесь является пояс Абитибид, протяженностью 700 км при ширине около 150 км. Расположенные в его пределах месторождения обнаруживают явную тенденцию к кластеризации (образование рудных районов), причем группы численностью от 3 до 15 месторождений тяготеют к вулканическим центрам. Медно-цинково-колчеданные (часто с золотом) месторождения представлены согласными рудными залежами протяженностью несколько сотен метров. Преобладающим металлом в рудах также является цинк. В месторождениях Кидд-Крик и Батерст-Слейв присутствует свинец. Важнейшими элементами-примесями в рудах являются Ag, Au, Sn, Cd, Se и другие. Абсолютный возраст руд, определенный свинцовым методом, превышает 2,5 млрд лет, что хорошо согласуется с данными возраста вмещающих их пород — около 3,0 млрд лет.

В Африке небольшие проявления известны в архейских зеленокаменных поясах Родезийского массива. На Индостанском субконтиненте к архейским относятся тела колчадо-полиметаллических руд округа Удайпур (Раджастан), залегающих среди гранат-ставролит-кианит-биотитовых и графитистых слюдяных сланцев доараваллийского возраста. Архейские вулканические комплексы нередко осложнены кальдерообразными депрессиями, которые контролируют рудные районы. Колчадо-носные месторождения формировались непосредственно на поверхности морского дна и часто сопровождаются шлейфами обломков — продуктов их подводного разрушения (например, Кидд-Крик). Подобные обломочные руды тяготеют к склонам риолитовых куполов и слагают местами до 75 % объема рудных тел.

На Канадском щите известны 84 месторождения, возраст которых находится в диапазоне 2,65–2,73 млрд лет. Очень близкими по возрасту являются

месторождения рудных районов провинции Сьюпириор: Норанда (2,70 млрд лет), Тимминс (2,72 млрд лет) и пояса Манитувейдж (2,72 млрд лет). Таким образом, при общей продолжительности среднего-позднего архея около 1,0 млрд лет подавляющее большинство колчеданных месторождений этого возраста сформировалось в течение сравнительно короткого временного интервала (около 30 млн лет).

Первый пик колчеданообразования охватывает интервал 2,65–2,73 млрд лет. Доля запасов свинца и цинка, возникших в это время, составляет 8,4 % от мировых.

3. На третий период (2,5–1,8 млрд лет) приходится *второй пик колчеданообразования* — 1,9–1,7 млрд лет. Месторождения этого возраста известны в провинции Южная (1,80–1,90 млрд лет) и Черчилл (1,89 млрд лет), Канадского щита, в районе Джером в Аризоне (1,82 млрд лет), а также на Балтийском щите в провинции Шеллефте (1,87–1,88 млрд лет), Бергслеген (1,87–1,89 млрд лет), поясе Айяля-Орияви (1,77–1,82 млрд лет), цинковом поясе Виханти-Пюхасалми (1,90 млрд лет) и в районе Оутокумпо (2,20 млрд лет). С этой вспышкой колчеданообразования связано становление ряда объектов мирового класса (Флин-Флон, Крандон, Руттан). На Северо-Американском континенте они формировались в центральной части Канадского щита, в пределах терригенного прогиба, протягивавшегося в СВ направлении в провинции Черчилл. Протяженные и мощные рудные тела пирит-халькопирит-сфалеритового состава залегают в интенсивно измененных кислых вулканических породах, возраст которых датируется 1900 млн лет. На Балтийском щите медно-цинково-колчеданная минерализация приурочена к раннепротерозойскому вулканическому поясу, которая простирается от Кольско-Карельской рудной провинции в северо-западном направлении через Финляндию в Северную Швецию. В пояс входят ряд узких протяженных шовных зон, разделенных широкими геоантиклинальными поднятиями. Прогибы сложены мощными вулканогенно-осадочными отложениями в основном спилит-диабазовой и габбро-гиперстеновой формаций (Хаутаваарская зона). Наиболее крупным является медно-цинково-колчеданное месторождение Оутокумпо (абс. возраст 2300–2100 млн лет). Свинец для колчеданных руд этой области не характерен. Наиболее высокие содержания свинца, а также серебра, известны только в колчеданно-полиметаллических рудах Центральной Швеции (Кальвбекен, Рулсгуттан, Оммеберг и др.).

Для Африканского континента характерны свинцово-цинковые жильные месторождения и трубообразные тела замещения с прожилково-вкрапленным оруденением. Они сосредоточены преимущественно в Юго-Восточной провинции, объединяющей месторождения Трансваальского, Родезийского массива, его складчатого обрамления и синеклизу Карру. Рудные жилы достигают протяженности 1500 м и мощности до 4 м (жила Мэйн Лодна). Месторождения типа замещения (в доломитах) приурочены к полосе (5×70 км) вдоль контакта серий Доломитовой и Претория (Оттосхоп, Виткоп, Буфельшук).

В конце раннего протерозоя троговые зоны заканчивают свое развитие и превращаются в аккреционные складчатые пояса, которые вместе с протоплатформами создают кристаллический фундамент всех древних (аорифейских) платформ. Это время характеризуется слабым развитием свинцово-цинкового оруденения. Исключение составляет Австралийский континент, где сформировалось гигантское свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл, которое расположено в блоке метаморфических пород Уильяма (юго-восток Австралии) с возрастом 2,0–2,1 млрд лет. Свинцово-цинковые с серебром руды слагают крутопадающие согласные со складчатостью тела общей мощностью 50–200 м.

4. Четвертый период (1,8–0,6 млрд лет) охватывает весь поздний докембрий (рифей-ранний кембрий). В позднем докембрии ведущими рудоносными структурами являлись авлакогены, перикратонные бассейны, коллизионные складчатые пояса и коллизионные шовные зоны, плитные чехлы пассивных окраин. В рифее образовался суперконтинент Родиния и формировались медно-цинково-колчеданные месторождения с низкими содержаниями свинца. Наиболее существенными являются месторождения серии Белт в западной части Северо-Американских Кордильер (абс. возраст 1,1–1,5 млрд лет). Крупные согласные пластовые тела свинцово-цинковых руд флизчайского типа известны на Канадском щите (месторождение Сулливан). К вулканогенно-осадочным образованиям относят и месторождение Маунт-Айза в Австралии, которое приурочено к карбонатно-чёрносланцевой формации перикратонного прогиба. Почти все исследователи признают сингенетичный эксгляцияционный подводно-морской генезис полиметаллических руд этого месторождения. Поступление свинца, цинка и серебра связывается с активным вулканизмом. Медь осаждалась в кремнисто-доломитовых фациях вблизи подводного склона, а свинец, цинк и серебро — в осадках с органическим веществом в более глубоководных участках бассейна.

В отличие от архейских и раннепротерозойских медно-цинково-колчеданных месторождений, парагенных с вулканиитами известково-щелочной серии, рифейские полиметаллические месторождения тяготеют к образованиям натровой серии. Поздний рифей является одной из ведущих рудных эпох по свинцу и цинку в истории Земли. В позднем рифее и венде в результате гренвилльских и раннебайкальских движений на платформах закладывались пери- и интракратонные, лишенные инициального вулканизма авлакогены, в которых накапливались свиты осадочных пород, включающие стратиформные месторождения цветных металлов в толщах карбонатных пород (Восточно-Европейская и Сибирская платформы). На Африканском континенте свинец в качестве попутного компонента присутствует в рудах стратиформных медных месторождений Катангского рудного пояса. Возраст руд датируется 620 ± 20 млн лет (первый этап) и 520 ± 20 млн лет (второй этап). Медно-полиметаллические месторождения,

приуроченные к толще пород, аналогичных системе Куделунгу Катанги, известны в металлогенической провинции Нижнего и Среднего Конго. Возраст месторождений по изотопам свинца отвечает интервалу от 804 ± 100 млн лет (Анило) до 435 ± 60 (Тони).

5. Пятый период (фанерозой — 540–0 млн лет). Большинство месторождений как колчеданного, так и стратиформного типов сосредоточено на материках Лавразии, которые в раннем палеозое (кембрий-ордовик) испытывали общее опускание, широкой трансгрессией моря и мощным основным и кислым вулканизмом в подвижных зонах. Месторождения приурочены к осадочно-вулканогенным образованиям различных стратиграфических уровней от венда до силура. В Саянах, Восточно-Тувинском нагорье, Забайкалье, Палео-Тетисе и Северных Аппалачах возраст колчеданного оруденения — кембрийский и даже венд-кембрийский; в западном Казахстане, на о. Ньюфаундленд и в Скандинавии — ордовикский. Основное колчеданообразование приходится на ранний кембрий. Большинство месторождений связано с островодужным вулканизмом. В сходной тектонической обстановке образовались многочисленные месторождения провинции Нью-Брансуик, где полиметаллические руды залегают в толще с кислыми и основными вулканитами ордовика и силура. В наиболее крупном из месторождений Карибу в рудах преобладают свинец и цинк, сопутствуют им медь и серебро. Многочисленные цинковые месторождения Скандинавии также связаны с кислыми вулканитами.

Общей чертой раннепалеозойских колчеданных месторождений Палео-Тетиса является приуроченность рудных тел к свитам, сложенным кислыми вулканитами и черными (графитовыми) сланцами, которые накапливались в узких трогах в зоне подножия континентального склона. Примером являются медно-цинково-колчеданные месторождения Румынии с возрастом 550 млн лет. Для месторождений Ирана более типичны колчеданно-полиметаллические руды. Кроме того, известна небольшая группа, которая связана с офиолитами рифтовой зоны (о. Ньюфаундленд). Здесь месторождения приурочены к толще ультраосновных и основных пород (рудный район Беттс-Ков). Медьсодержащие (преимущественно свинцовые) руды датируются возрастом ордовик-силур.

На герцинском этапе развития палеозойских структур формировались уникальные колчеданосные районы мира — Урал (Россия), Алтай (Россия, Казахстан) и Иберия (Испания). Главнейшие колчеданные месторождения Урала приурочены к протяженному зеленокаменному поясу Тагило-Магнитогорского синклинория, который возник на месте раздвига континентальных блоков. Движение началось с севера и в силуре достигло широты Южного Урала, что предопределило одновременность оруденения. Медноколчеданное оруденение Южного Урала проявилось на рифтовой стадии развития подвижного пояса на фоне общего затухания вулканизма и генетически связано с протяженными гидротермальными системами на дне окраинного моря. Колчеданные руды (уральский тип) Северных Муго-

джар пространственно тяготеют к контрастной S_2 - D_1 базальт-риолитовой формации; руды же с более высокими (относительно меди) содержаниями свинца и цинка — к непрерывной (S_1 на Среднем Урале) и (S_2 - D_2 на Южном Урале) базальт-андезит-дацит-риолитовой формациям.

В отличие от подвижных зон с океанической корой в вулканических поясах на континентальной коре преобладают преимущественно свинцово-цинковые месторождения (рудноалтайский тип). Подобные провинции отвечают окраинно-континентальным островодужным системам, заложенным на интенсивно переработанной коре континентального типа. Магматизм здесь кали-натровый при ведущей роли кислых дифференциатов в контрастной и непрерывной вулканогенных формациях. В колчеданных месторождениях Рудного Алтая, возраст которых датируется средним-поздним девонем, руды являются свинцово-цинковыми.

Кроме Урала и Алтая, медно-цинково-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения известны на Кавказе (в осевой части Передового хребта) и Испании (Иберийский колчеданный пояс). На Кавказе оруденение связано с D_2 - C_1 вулканогенной формацией натровой серии. В Испании известно свыше 300 месторождений и рудопоявлений ранне-карбонového возраста. Преобладают медноколчеданные руды (кипрский тип), реже присутствуют массивные тела полиметаллического состава. На долю палеозоя приходится 47,6 % мировых запасов свинца и цинка. Из них стратиформные руды в породах карбонатной формации составляют 21,6 % ($Pb:Zn = 1:1$), колчеданные — 21,4 ($Pb:Zn = 1:2,4$), метасоматические — 2,8 ($Pb:Zn = 1:1,4$) и жильные 2,8 % ($Pb:Zn = 1:1,5$).

Колчеданные месторождения мезозойского возраста локализованы вдоль всего западного края Северо-Американской платформы. Преобладают медно-цинково-колчеданные руды, ассоциирующие в Калифорнии с породами юрской офиолитовой формации или с кислыми вулканитами триаса и юры. Севернее, в провинции Британской Колумбии, руды залегают в кварц-полевошпатовых порфирах и риолитах позднего триаса. На Аляске они приурочены к зеленокаменным вулканогенным образованиям раннего мезозоя. По истории развития и типу разреза внутренняя зона Северо-Американских Кордильер относится к колчеданным провинциям уральского типа, развивающимся на океанической коре. Колчеданные руды таких провинций содержат медь, цинк и свинец в примерном соотношении 25:10:1. К этому типу рудных провинций относится и J_3 - Cg_1 энсиматический прогиб в юго-восточной Японии.

Развитие оруденения альпийского J_3 - Q этапа началось формированием колчеданных полиметаллических руд, которое продолжалось в J_3 - Cg_1 — меловом интервале (Япония, Кипр, Малый Кавказ). Новые вспышки колчеданной минерализации отмечаются в конце раннего мела (Малый Кавказ) и затем в миоцене (Япония, Филиппины). Многочисленные жильные и метасоматические месторождения образовывались в интервале палеоцен-миоцен

(Карпаты, Анды, Кордильеры). Запасы свинца и цинка в колчеданных месторождениях альпийского этапа в два раза превышают таковые киммерийского. Они известны в Средиземноморском поясе. На Кипре развиты месторождения кипрского (в офиолитовых прогибах), а в Тавре — уралского типов. Кипрский тип отвечает внутриконтинентальным и окраинно-континентальным рифтам. На Кипре медно-цинково-колчеданное оруденение (Мавруни, Скуриоттис и др.) сопровождается интенсивно измененными вулканогенными породами мелового комплекса Троодос. Продолжением офиолитовой зоны Кипра, возможно, следует считать тектонический пояс в южной части Тавра, на сопряжении мезозойского рифта с эпипалеозойской Аравийской платформой. Здесь известно до 70 колчеданных проявлений, в рудах которых также преобладает медь (Маден, Элязиг и др.). Месторождения балкано-малокавказского типа (Анатолийский Понт — Сомхето-Кафанская зона) формировались в полосе островных дуг, заложенных на мозаичной коре промежуточного состава. Руды здесь имеют состав от серпоколчеданных до барит-полиметаллических, но с ведущей ролью меди.

В Тихоокеанском поясе альпийские колчеданные месторождения образуют провинции рудноалтайского типа (аналог типа куроко), формирующиеся в пределах наложенных прогибов на микроконтинентах. Как и провинции балкано-малокавказского типа, они отвечают окраинно-континентальным островодужным системам, но с более кислым вулканизмом. В рудах преобладают цинк и свинец над медью. В западном сегменте Тихоокеанского пояса оруденение приурочено к молодым раннемиоценовым прогибам. Месторождения Японии формировались в узкой зоне с субмаринным вулканизмом (пояс «зеленокаменных туфов») и накопления в мелководных островных условиях терригенных и карбонатных отложений и связаны с риодацитовым вулканизмом. Среднее содержание цветных металлов в рудах месторождений типа куроко: Cu — 1,4, Zn — 9,3 и Pb — 4,9 %. К этому типу относятся и месторождения мелового возраста в прибрежном рудном поясе Южно-Американских Кордильер.

Единичные жильные и метасоматические месторождения в Средиземноморском поясе формировались уже на границе сенон-палеоген (ларамийская фаза), где они тесно связаны с андезитовым вулканизмом. Основная же масса месторождений этой генетической группы образовалась в палеоген-неогеновое время, когда на консолидированном складчатом основании закладывались внутренние вулканогенные впадины. В Бетских Кордильерах кварц-полиметаллические жилы с флюоритом и киноварью, в Атласе с баритом, в Карпатах с золотом и серебром ассоциируют с продуктами андезитового вулканизма. В Карпатах полиметаллические и золото-полиметаллические месторождения тесно связаны с неогеновым вулканизмом тихоокеанского типа. В Балканидах районы с альпийскими полиметаллическими рудами располагаются в пределах Родопского кри-

сталического массива. Наиболее крупным является Маданский рудный район.

В рудах месторождений мезозойско-кайнозойской эпохи сосредоточено 23,2 % свинца и цинка (рис. 6.8). Из них на долю стратиформных в карбонатных породах приходится 7,0; колчеданных — 3,7; а жильных, метасоматических и скарновых — 12,5 %. В мезозойских месторождениях преобладают стратиформные осадочные, а в кайнозойских — жильные.

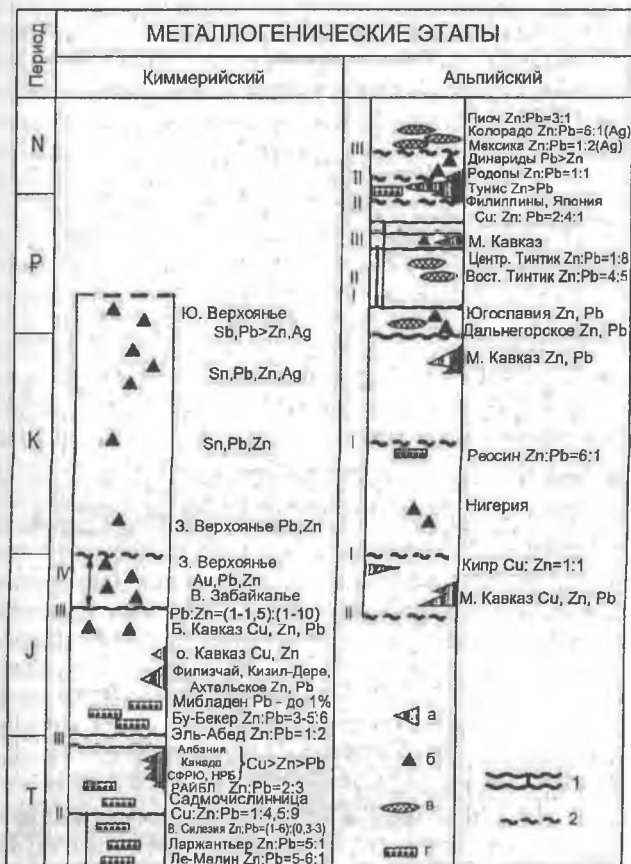


Рис. 6.8. Развитие свинцово-цинкового оруденения в мезозое и кайнозое по Г. А. Пельмскому:

Месторождения: а — колчеданные; б — жильные и скарновые; в — метасоматические; г — стратиформные в карбонатных породах. Тектонические режимы, продолжительность движений: 1 — продолжительные — складкообразование, поднятия; 2 — кратковременные — преимущественно поднятия: I — Кордильеры; II — Анды; III — Средиземноморский пояс; IV — Верхояно-Колымская область

В сравнении с палеозойской эпохой резко сокращается роль колчеданных месторождений.

По мнению А. Л. Дергачева и др. (2008), можно выделить четыре относительно кратковременных эпохи, в течение которых образовалась основная масса запасов и подавляющее большинство месторождений колчеданного семейства: позднеархейская (2,72–2,69 млрд лет), раннепротерозойская (1,90–1,77 млрд лет), кембрийско-ордовикская (540–465 млн лет) и девонско-раннекаменноугольная (408–345 млн лет). Эти эпохи отличались бурным проявлением субмаринного вулканизма и тесно связаны с циклическими периодами сближения блоков континентальной коры по зонам субдукции и сбора суперконтинентов (рис. 6.9).

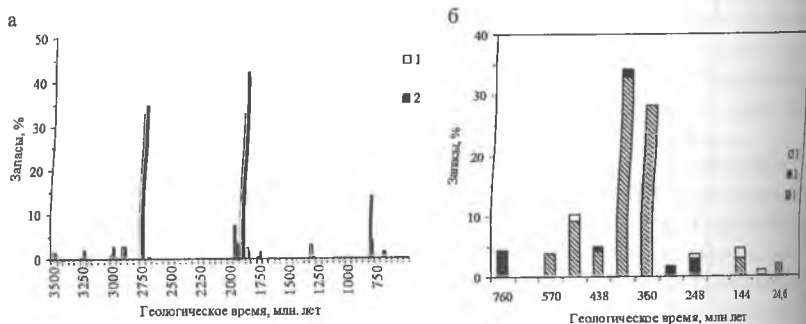


Рис. 6.9. Распределение (а) докембрийских (1 — запасы руд, 2 — число месторождений) и (б) фанерозойских (1 — уральский и куроко, 2 — бесси; 3 — кипрский типы руд) вулканогенных колчеданных месторождений (составлены А. Л. Дергачевым (2008))

Процессы образования вулканогенных колчеданных и стратиформных свинцово-цинковых месторождений занимают весьма различную позицию в геологической истории планеты. Если колчеданообразование относится к числу древнейших рудообразующих процессов и сопровождало вулканизм на протяжении последних 3,5 млрд лет, то наиболее древние эксгальационно-осадочных месторождений появились лишь на границе раннего-среднего протерозоя около 1,9 млрд лет назад (Дергачев и др., 2000; Еремин и др., 2004).

Главные пики рудообразования разных типов сильно разобщены во времени и отвечают различным стадиям суперконтинентальных циклов. Так, образование свыше половины всех вулканогенных колчеданных месторождений (52 %) и большей части запасов колчеданных руд (65 %) отвечало сбору суперконтинента Пангея в раннем-среднем палеозое. Что же касается эксгальационно-осадочных месторождений, то более 50 % запасов руды и 33 % от общего числа этих месторождений сформировалось в конце раннего протерозоя (1,9–1,6 млрд лет назад).

Итак, триада (Cu, Pb, Zn) представлена элементами семейства колчеданно-полиметаллических месторождений.

Медь занимает особое положение в связи с тем, что этот металл часто является основным компонентом всех генетических типов месторождений. Отметим следующие важные моменты.

1. Колчеданные месторождения с медью формировались в архее и протерозое и размещаются в вулканогенно-осадочных комплексах зеленокаменных поясов древних щитов и платформ (Балтийский и Канадский щиты, протерозойские складчатые системы Северо-Американской и Австралийской платформ). В каледонскую и особенно герцинскую эпохи эти месторождения играли ведущую роль среди других типов медных месторождений (складчатые области Урала, Северного Кавказа, Аппалачей, Пиренеев и других регионов). В киммерийскую и альпийскую эпохи они занимают более скромное положение. Как уже отмечалось, колчеданное рудообразование в областях активного вулканизма продолжается и в настоящее время.

2. В более поздние этапы возникают медно-порфировые месторождения, связанные с умеренно кислыми интрузивами вулканоплутонических ассоциаций, свойственных складчатым системам, формировавшимся в различной палеотектонической обстановке. Наиболее древние медно-порфировые месторождения образовались в девоне, карбоне и перми (Австралия, Казахстан). Однако основная их масса возникла в позднем мелу — раннем палеогене и позднем неогене (США, Мексика, Центральная и Южная Африка, Западно-Тихоокеанский пояс).

3. С этапами формирования краевых, предгорных и межгорных прогибов, внутриплатформенных мульд и прогибов краевых частей платформ связано образование стратиформных месторождений меди в молассовых, флишоидных, терригенно-карбонатных, эффузивно-терригенных формациях. Состав руд этих месторождений зависит, в первую очередь, от состава разрушающихся комплексов в питающих провинциях. Главные пики накопления медистых песчаников приходятся на протерозойскую и герцинскую эпохи.

В периоды активизации платформ формировались сульфидные медно-никелевые месторождения, связанные с расслоенными базальтоидными комплексами. Как и все рудные типы медных месторождений, связанные с магматическими формациями, медно-никелевые обнаруживают отчетливую зависимость состава руд от петрохимических особенностей рудоносных формаций. Основная масса медно-никелевых руд была образована в нижнем протерозое и в киммерийскую эпоху (трапповые образования Сибирской платформы).

Свинец и цинк. В течение первых четырех миллиардов лет на Земле сформировалось 30 % мировых запасов свинца и цинка (рис. 6.10). Крупные и гигантские месторождения образовались в конце третьего геолого-металлогенического периода (2,5–1,8 млрд лет), когда возникли первые континенты и началось, в ограниченном объеме, функционирование тектоники

литосферных плит (Брокен-Хилл, Австралия). Главный пик рудогенеза Pb и Zn в докембрии приходится на четвертый период (1,8–0,6 млрд лет) (Сулливан, Маунт-Айза, Балмат-Эдварс, Холоднинское и Брокен-Хилл в Австралии). Основная же масса запасов цинка и свинца (70 %) сформировалась за короткий фанерозойский интервал (0,54 млрд лет). Для докембрия наблюдается довольно четкая картина: присутствие в раннем архее-среднем протерозое исключительно медно-цинково-колчеданных (с золотом) месторождений, рудогенез которых продолжался на протяжении более 2,0 млрд лет. В среднем протерозое-венде он сменился колчеданно-полиметаллическим с преобладанием в рудах цинка и свинца (с серебром), причем медно-цинковые образования ассоциируют с вулканогенными формациями, свинцово-цинковые — с карбонатно-черносланцевыми при приглушенной роли вулканитов. Увеличение в рудах свинца происходило на фоне повышения калиеносности вулканических и магматических пород. Колчеданные месторождения в вулканогенных формациях формировались на океанической коре, в зеленокаменных поясах и зонах спрединга в окраинно-континентальных бассейнах; месторождения в карбонатно-черносланцевых формациях — на континентальной коре, в крупных остаточных или наложенных прогибах авлакогенного типа.

В молодых киммерийско-альпийских складчатых системах более типичны скарновые и трещино-жильные образования, что связано с возрастанием мощности и жесткости континентальной коры. Особенностью этого периода является развитие на континентах крупных рудных провинций с регенерированными осадочно-катагенетическими стратиформными месторождениями в карбонатных формациях. На Северо-Американской платформе они приурочены к среднему кембрию-среднему ордовика и среднему девону-нижнему карбону. К последнему приурочена и основная масса подобных месторождений на Южно-Китайской платформе и в каледонидах Ирландии и Казахстана.

В герцинидах Европы (Силезско-Краковский район и Центральный Французский массив) рудовмещающими являются карбонатные толщи триаса, а в Альпийском поясе — карбонатные свиты нижней юры и палеогена. Возникновение этих рудных концентраций рассматривается как результат реювинции, проявлявшейся неоднократно при тектонических перестройках, в сопредельных областях. Правомерна и точка зрения, что провинции стратиформных полиметаллических месторождений и сопредельные с ними нефтегазоносные бассейны обусловлены единым флюидодинамическим механизмом образования.

Для архей-нижнепротерозойского медно-цинково-колчеданного рудообразования характерен чисто мантийный свинец. С рубежа 2,2 млрд лет в вулканогенно-гидротермальном процессе начинает участвовать, наряду с мантийным, и экзогенный свинец, роль которого становится существенной к началу рифея, когда происходило формирование гигантских свинцово-цинковых месторождений. Общей тенденцией в развитии Pb-Zn оруденения в эволюции Земли является дискретность масштабов его проявлений. Максимум концентрации свинца и цинка в месторождениях мира приходится на

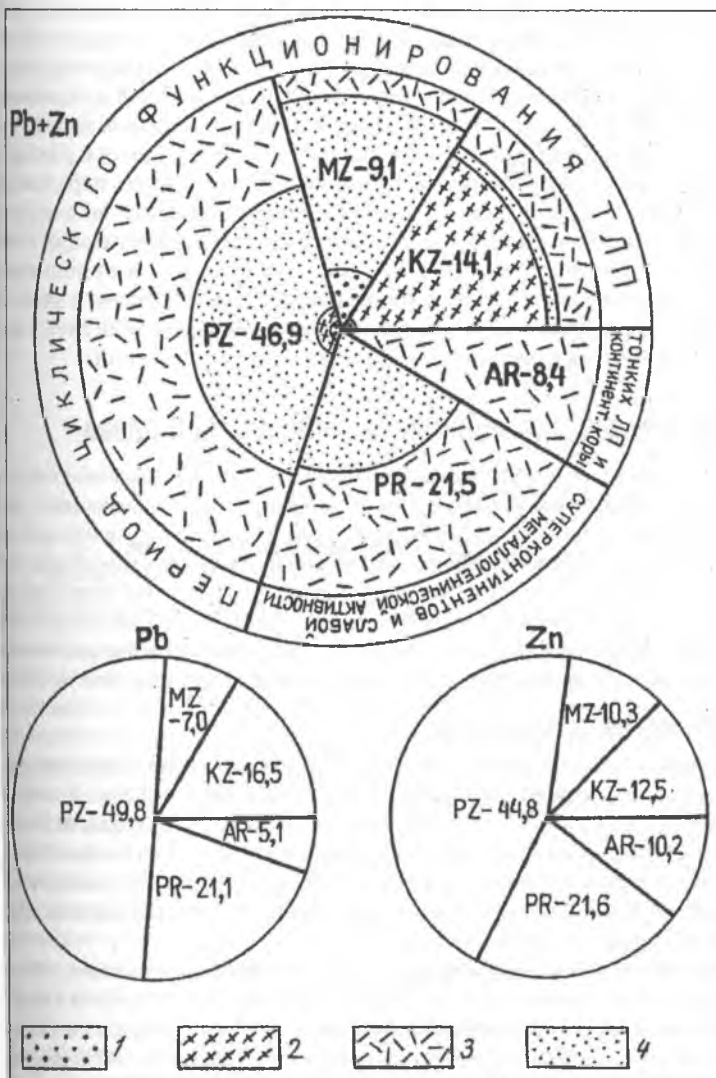


Рис 6.10. Распределение восстановленных запасов Pb и Zn в генетических типах месторождений по геологическим эрам (по данным В. А. Первого):

олиметаллические скарновые; 2 — полиметаллические трещино-жильные; 3 — колчеданно-металлические в вулканогенных и карбонатно-черносланцевых формациях; 4 — полиметаллические, включая регенерированные в карбонатных формациях

палеозой. Характерна периодичность в изменении полиметалльного состава руд — конечные стадии периодов и этапов характеризуются рудами с более высокими содержаниями свинца и серебра. Во времени происходит перемещение процессов свинцово-цинковой минерализации из областей с океанической корой и корой переходного типа в области с континентальной корой.

Аналогичная картина ярко проявилась для железа, меди и ряда других металлов. Подобное явление возможно объяснить тем, что первоначально металлы концентрировались в зонах океанической коры, но в последующем, при экзогенной дифференциации, субдукции, гранитизации и общем орогенезе подвергались ремобилизации с образованием принципиально новых генетических типов месторождений. Магматическая и экзогенная дифференциация халькофильных элементов предопределили пути и формы их миграции и образование промышленных месторождений.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА, ВОЛЬФРАМА И ОЛОВА

Месторождения молибдена, вольфрама и олова преимущественно связаны с гранитоидами, кроме группы стратиформных образований, с разной кремнекислотностью: олово пространственно ассоциирует с лейкократовыми гранитами; вольфрам — с лейкогранитами и нормальными гранитами; молибден — с гранитоидами более основного состава и при этом часто находится в парагенезисе с медью. Эти месторождения связаны с малоглубинными интрузивами и субвулканическими телами небольших размеров, в которых иногда имеются трубки взрыва и магматические брекчии (Кига́й, 1989).

МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Мировые разведанные запасы молибдена по геологическим эпохам распределяются следующим образом (в %): докембрий — 0,2; палеозой — 9,3; мезозой — 26,3; кайнозой — 64,3. Интенсивность накопления Мо по сравнению с докембрием была выше в палеозое в 600 раз, в мезозое в 3000 раз и в кайнозое в 20 000 раз (рис. 6.11). В чем причина? Рассмотрим этот вопрос подробнее. В формировании месторождений участвовало два главных процесса — седиментогенез и магматизм.

Молибден в осадочном процессе. Вследствие разрушения разнообразных по составу горных пород и руд и переноса этого материала в бассейны седиментации происходит концентрация молибдена в определенных типах осадков, где он сорбируется органическим веществом и сульфидами железа. Это преимущественно породы черносланцевых формаций, как в древних метаморфических толщах докембрия, так и, особенно, в битуминозных (горючих) сланцах фанерозоя, где его содержание значительно выше, чем в других типах осадочных пород. Время накопления молибдена коррелируется с глобальными эпохами развития жизни на Земле, периодами формирования черносланцевых формаций.

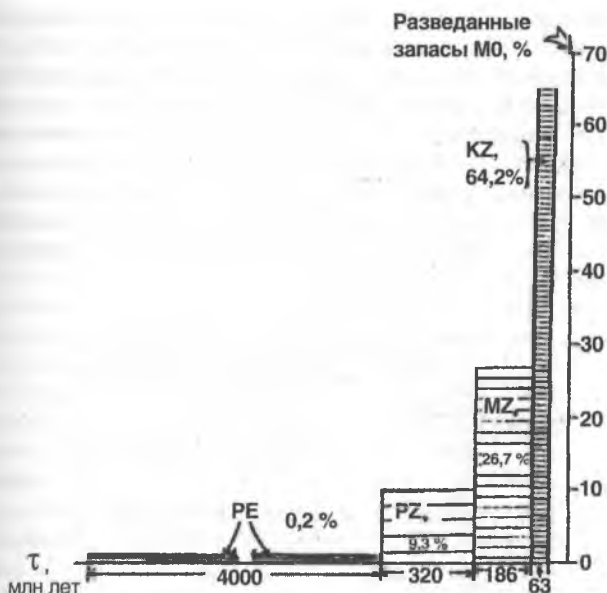


Рис. 6.11. Распределение разведанных запасов молибдена по геологическим эпохам

Молибден является консервативным элементом, концентрация которого в водах океана выше, чем в речных водах ($С_{Мо(океан)} \rightarrow С_{Мо(река)}$). Обогащение океанических вод Мо происходит вследствие гальмиролиза пород океанической коры и привноса его водами рек с континента. Он легко удаляется с поверхности океанической воды воздушными потоками и переносится на континент, где выпадает с дождями и далее сносится в реки. В результате подобной циркуляции воды океанического бассейна в зонах засушливого климата обедняются молибденом, а в зонах влажного — обогащаются.

В отличие от литогенных элементов (Be, Al, Mn, Cu, Zn, Sn, Hg, Pb), которые накапливаются на геохимическом барьере река — океан, молибден концентрируется в осадках глубоководных зон в условиях среды, обедненной кислородом. Так, концентрация Мо в морских осадках Черного моря изменяется от 0,5 до 6,4 мгк/л. Наличие сероводородного заражения в водах Черного моря приводит к накоплению его в донных отложениях. Молибден сконцентрирован в осадках центральной, наиболее глубоководной части моря, обедненной кислородом. В илах Мо и сопутствующие ему Co, Ni, Cu в значительной степени концентрируются в тонкорассеянном пирите. Средние концентрации в пирите и коэффициенты накопления составляют: Мо — 0,15 %, Co — 0,17 %, Ni — 0,15 %, Cu — 0,13 %.

Из пород земной коры наиболее высоким содержанием Мо характеризуются осадочные породы: в осадках Тихого океана до $16,5 \cdot 10^{-3} \text{ МоО}_3$, в же-

лезомарганцевых конкрециях превышает десятые доли процента, в донных отложениях Охотского моря варьирует от $1 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-3} \text{ MoO}_3$.

Наиболее ранние проявления осадочной концентрации молибдена установлены в породах докембрия (рис. 6.12). В биотитовых углеродсодержащих парагнейсах беломорского комплекса количество молибдена составляет 4,9–5,6 г/т. Источником молибдена могли быть породы, слагавшие области денудации (вулканиты дацит-липаритового состава). Сносимый в водный бассейн молибден сорбировался органическим веществом первичных осадочных пород. Повышенное количество молибдена зафиксировано и в углеродсодержащих породах оскольской серии.

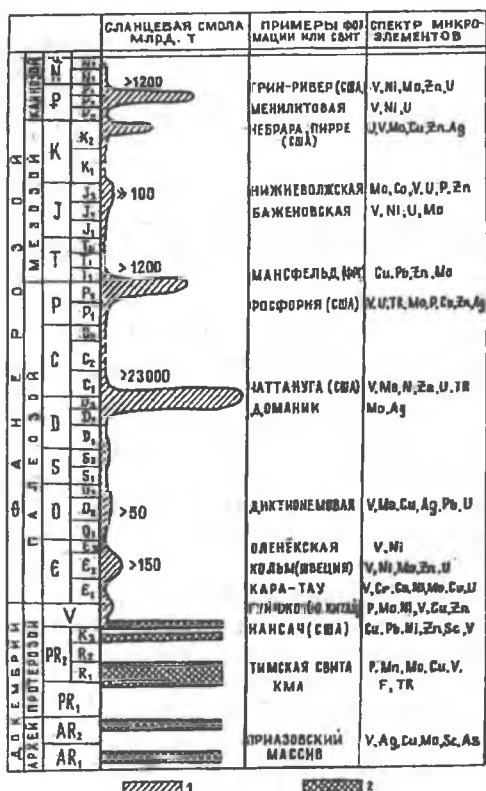


Рис. 6.12. Спектр рудных элементов в горючих сланцах фанерозоя и метаморфических породах черносланцевых формаций докембрия:

1 — мировые запасы горючих сланцев фанерозоя (в пересчете на сланцевую смолу); 2 — метаморфические породы докембрия

Повышение концентраций молибдена в осадочных породах установлено и в более молодых образованиях. Наиболее интенсивно этот процесс проявился в байкальском цикле. Высокое промышленное содержание Мо (вместе с Ni, V, Cu, Zn и др.) выявлено среди венд-кембрийских отложений на юге Китая. Тонкослоистые и линзообразные залежи углеродсодержащих доломитов и песчанистых сланцев в среднем состоят из: Мо — 2,06, Ni — 1,86, V_2O_5 — 0,68, Cu — 0,13, Zn — 1,24 и P — 3,35 %. В отдельных районах этой области (провинция Гуйчжоу) содержание Мо в этих породах составляет — 4,1 %. Общая протяженность рудоносной полосы ~ 1600 км. Металлоносные черносланцевые формации этого возраста формировались у подножия склонов пассивных окраин континентов и образуют зоны общепланетарного масштаба, протягивающиеся на тысячи километров. Одной из них является зона протяженностью свыше 8500 км, проходящая с севера Корейского п-ова через Тянь-Шань, Кызылкумы и далее до Припятского прогиба в Белоруссии, в породах которой установлено повышенное содержание Мо. Высокое содержание Мо (до 271 г/т), U и V установлено в кембрийских черных сланцах Швеции.

В течение каледонского цикла накопление молибдена происходило в раннем ордовике (диктионемовые сланцы Эстонии, Мо — 64 г/т), силуре (черносланцевые формации Карпат и Саксоно-Тюрингенской области), в позднем девоне (сланцы доманиковой фации России и Белоруссии, Мо — 9–45 г/т). В позднем девоне произошло накопление огромных масс молибденсодержащих горючих сланцев на востоке Северо-Американской платформы (формация Чаттануга, 410 трлн т) со средним содержанием Мо в них 160 г/т. Это составляет 60 млн т, что в 6–7 раз превышает запасы всех промышленных эндогенных месторождений мира.

В зонах герцинского орогенеза, на молодых платформах, по краю внутренних поднятий закладывались и размещались впадины, в которых сформировались многочисленные стратиформные залежи комплексных руд, содержащих Cu, Pb, Mo и др. Наиболее крупной меденосной (с Мо) провинцией является Центрально-Европейская, рудные районы которой возникли в пограничной области между Саксоно-Тюрингской и Реногерцинской складчатыми зонами. Для месторождений Центральной Европы характерно наличие выдержанного на большой площади (десятки кв. км) маломощного (до 0,6 м) горизонта черных битуминозных глинистых сланцев, приуроченного к основанию верхней перми (цехштейн). Рудоносные сланцы накапливались в обстановке мелкого моря с сероводородным заражением — мансфельдский тип формации. Содержание в рудах Cu достигает 2–3 %, Мо — 290 г/т. В пермское время происходило накопление Мо (30 г/т) на Северо-Американском континенте в осадках формации фосфория.

В более молодых отложениях общая интенсивность накопления молибдена в осадочных породах снижается, хотя его повышенные концентрации установлены в горючих сланцах Средней Азии — до 90–3500 г/т (P_2) и битуминозных аргиллитах баженовской свиты — 122 г/т (J_3) Западной Сибири. В комплексных рудах редкометалльно-осадочной олигоценовой

формации Восточного Прикаспия накопление Mo, U, TR, Co, Ni происходило на стадии диагенеза. В современных осадках Mo концентрируется в илах внутренних (Черное, 115–131 г/т) и окраинных (Балтийское, 80 г/т) морей. При процессах инфильтрации Mo накапливается на геохимически барьерах (совместно с U и Se) в песчаниках, бурых углях и торфах.

Молибден в эндогенных процессах. Масштабы Mo оруденения увеличиваются с ростом мощности континентальной коры и перемещения очагов гранитообразования из нижней в верхнюю часть континентальной коры и с увеличением кремнекислотности магм. Данные о содержании молибдена в различных типах магматических горных пород и минералах гранитоидов приведены в таблице 6.3. Отчетливо видна тенденция увеличения содержания молибдена в последовательности: ультраосновные — основные — средние — кислые горные породы, а в ряду гранитоидов: габбро-диориты-плагиограниты-диориты-гранодиориты-граниты. Содержание молибдена в минералах возрастает в направлении от породообразующих (лейкократовые → меланократовые) к акцессорным. Основная масса молибдена, как и других редких металлов, находится в рассеянном состоянии в породах верхней коры. В промышленных месторождениях, которые практически все связаны с кислыми и частично средними магматическими горными породами, сосредоточена лишь незначительная ($7-10^{-4}$) часть молибдена от его общего количества в земной коре. Из рисунка 6.11 видно, что темп увеличения разведанных запасов молибдена резко возрастает, как отмечалось выше, от докембрия к кайнозою, что особенно четко видно при учете длительности (в Ma) каждого выделенного подраздела.

Таблица 6.3. Содержание Sn, W, Mo в мантии, коре (Тайлор и др., 1988) и некоторых горных породах Центрального Казахстана (Глухан и др., 2002); Н — нет данных

Порода/элемент	Sn	W	Mo
Примитивная мантия (ppb)	<1	16	59
Океаническая кора (ppm)	1,4	0,5	1,0
Валовая континентальная кора (ppm)	2,5	1,0	1,0
Нижняя континентальная кора (ppm)	1,5	0,7	0,8
Верхняя континентальная кора (ppm)	5,5	2,0	1,5
Риолит (ppm)	2,2	Н	1,4
Лейкогранит (ppm)	3,5	Н	2,4
Гранит (ppm)	2,4	Н	1,5
Паракристаллосланцы и гнейсы кислые калиевые (ppm)	3,5	Н	2,2
Метаалюкситы рапакивиоподобные (ppm)	7,2	Н	2,3

Таким образом, в целом в магматических горных породах происходит увеличение содержания молибдена с увеличением их кремнекислотности. В осадочном цикле накопление молибдена происходит в наиболее токозернистых породах и особенно в породах черносланцевых формаций и

битуинозных сланцах — в осадках глубоководных зон в условиях среды, обедненной кислородом. Источником молибдена в этих осадках являются магматические, особенно кислые, горные породы. Металлоносные черносланцевые формации образуют зоны планетарного масштаба; содержание молибдена в отдельных формациях значительно превышает разведанные запасы всех промышленных месторождений мира.

Главные генетические типы месторождений молибдена и их связь с разными типами гранитоидов. Установлено, что развитие эндогенного оруденения происходило на орогенной стадии и стадии тектоно-магматической активизации в условиях различных геодинамических обстановок; для каждой металлогенической эпохи характерен определенный комплекс типов рудных месторождений, каждая эпоха завершается формированием месторождений Мо — U формации.

Главными промышленными генетическими типами месторождений молибдена являются: штокверковый, порфировый, скарновый, жильный (включая пегматиты и грейзены) и стратиформный; последние два типа имеют второстепенное значение. Месторождения молибдена представлены эндогенными и экзогенными формациями (табл. 6.4). К ведущим эндогенным формациям относятся: молибденовая, молибден-медная (с золотом), молибден-вольфрамовая (с висмутом и золотом), молибден-урановая, золото-молибденовая; к экзогенным — никель-ванадий-молибденовая, ванадий-молибденовая, медно-молибденовая (со свинцом), редкоземельно-уран-молибденовая. В докембрии преобладают стратиформные и жильные концентрации молибдена — в основном рудопроявления. В палеозое, мезозое и кайнозое значение жильных концентраций молибдена становится второстепенным, а стратиформный тип в мезозое и кайнозое практически отсутствует. В то же время возрастает роль штокверкового (Mz, Kz) и порфирового типов (Kz).

Таблица 6.4. Эволюция молибденовых формаций в истории Земли

Тектонические циклы	Рудные формации	Металлы	Тектонические обстановки
Альпийский и киммерийский	Мо — Se — U инфильтрационная TR — U осадочная, стратиформная	U, Se (Mo), U, P, TR, Co, Ni, Mo	межгорные впадины, депрессии в чехле молодых платформ
	Мо — U (с CaF ₂) жильная Au — Mo жильная, штокверковая Мо штокверковая W — Mo жильная	U (Mo) Mo (Au) Mo W, Mo	области тектоно-магматической активизации (ТМА)
	Мо — Cu порфировая Мо — W (с Bi) скарновая	Cu, Mo W (Mo, Bi)	островные дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса

Окончание табл. 6.4

Тектонические циклы		Рудные формации	Металлы	Тектонические обстановки
Герцинский		Mo — U (со Pb) жильная, штокверковая	U (Mo)	зоны ТМА
		Au — Cu — Mo скарновая Mo жильная W — Mo жильная, грейзеновая Mo — Cu порфирировая	Au, Cu, Mo Mo W (Mo) Cu (Mo)	орогенные складчатые зоны
		Mo — Cu осадочная, стратиформная	Cu (Mo)	депрессии в чехле платформ
Каледонский		Mo — U жильная	U (Mo)	зоны ТМА
		Mo порфирировая Mo — Cu скарновая	Mo Cu, Mo	орогенные складчатые зоны
		U — V — Mo осадочные	непромышленные	пассивные окраины и задуговые бассейны
		Ni — V — Mo стратиформные	Mo (Ni, V)	
		Mo — W вулканогенно-осадочная, стратиформная (скарноидная)	W (Mo)	
Докембрийские		Mo пегматитовая	Mo	гранитные массивы
		Mo — W вкрапленная в амфиболитах	Mo, W	послойные зоны срыва в зеленокаменных толщах
	1,6-2,0 Ga	Mo штокверковая Mo пегматитовая	Mo Mo	гранитные массивы по краям зеленокаменных поясов
	2,0—3,8 Ga	Mo — повышенные кларки в породах черносланцевых формаций	непромышленные	—

Концентраций молибдена, связанных с первой стадией развития Земли (>3,8 Ga), не установлено. К позднеархейскому времени (интенсивное развитие гранитогнейсовых куполов и окаймляющих их зеленокаменных поясов) относится формирование порфиривого оруденения молибден-медной формации в Западной Австралии. В период 2,0–1,6 Ga продолжают образовываться кислые плутонические породы, при этом в процессе гранитообразования, согласно изотопным данным (Nd/Sm), интенсивно участвует вещество верхней континентальной коры. С гранитоидами этого возраста связаны мелкие единичные месторождения и рудопроявления молибдена в Северной (Нейлейк, Ля-Кора и Норанда) и Южной Америке, Европе, Африке (Моногага). Это пегматиты и кварцевые жилы с молибденитом. Вмещающие их пегматоидные мусковитовые лейкократовые граниты также обогащены молибденом.

Молибденовая минерализация установлена в Центральном Казахстане в плематитах, связанных с нормальными гранитами байкальского возраста. В гренвилльское время формируются рудопроявления и мелкие месторождения, относящиеся к жильному типу, связанные с альбитизированными и грейзенизированными гранитами. В позднем рифее (Норвегия) сформировались рудопроявления жильного типа молибден-вольфрамовой формации, связанные с гранитами с возрастом 950–850 Ма. В целом за первые 4 Ga существования Земли не произошло образования существенных концентраций молибдена, связанных с магматическими процессами.

Более интенсивное образование концентраций молибдена, связанных с гранитоидами среднего и умеренно кислого состава, происходит в раннем палеозое, преимущественно в подвижных зонах Лавразии (Алтае-Саянская область, Казахстан, Урал). Это грейзены и скарны Урала (Харбейское месторождение), многочисленные скарновые $\text{Cu} - \text{Mo}$ (Киялык-Узень) и штокверковые молибденовые месторождения (Сорское, Агаскырское) Алтае-Саянской области и Казахстана и бедные молибденом порфиоровые и жильные месторождения. В среднекаледонскую эпоху в Кокшетау, Баянауле и других районах Казахстана в связи с гранитоидами повышенной основности (габбро-диориты, граносиениты) и вулканитами формировалось $\text{Cu} - \text{Mo}$ и $\text{Mo} - \text{Cu}$ порфиоровое оруденение. На Алтае кварцево-жильное молибденовое оруденение этого возраста связано с гранитоидами Алейского антиклинория. В позднекаледонскую эпоху образовались штокверковые молибденовые месторождения, связанные с малоглубинными гранитоидами Кузнецкого Алатау. В это же время в Чу-Илийских горах и Кокшетау формировались штокверковые и жильные месторождения Mo , $\text{Mo} - \text{Cu}$ (с Au), $\text{Mo} - \text{W}$ и $\text{Mo} - \text{U}$ формаций, связанные с трещинными телами лейкогранитов и гранит-порфиров.

Масштабы герцинского оруденения по сравнению с каледонским увеличились. Сформировались в разнообразных геодинамических обстановках: штокверковые (Mo и $\text{Mo} - \text{W}$), порфиоровые ($\text{Mo} - \text{Cu}$), скарновые (Mo и $\text{Mo} - \text{W}$), жильные и грейзеновые ($\text{Mo} - \text{W}$ и $\text{Mo} - \text{U}$). Молибденовое оруденение этого возраста получило широкое развитие в пределах Урало-Монгольского подвижного пояса (Урал, Центральный Казахстан, Средняя Азия, Монголия), а также в Восточной Австралии и на о. Тасмания.

Для герцинской эпохи характерно неравномерное распределение молибденового (как и другого редкометалльного) оруденения на разных ее стадиях. Ранняя стадия малопродуктивна. В это время формировались типичные для Урала небольшие порфиоровые молибден-медные проявления, характерные для внутренних тыловых зон островодужной стадии в связи с малыми телами габбро-диоритов и диорит-гранодиоритов (М-тип). Это Алапаевско-Брединская и Магнитогорская ($\text{D}^3 - \text{C}_1$) и Валериановская (Pz_3) зоны. Для средней стадии герцинского цикла Центрального Казахстана характерно образование месторождений порфиоровой формации (Коунрад), связанных

с малыми интрузиями гранодиорит-монцоит-гранитного состава. В других частях Урало-Монгольского пояса в это время формировались порфировые $\text{Mo} - \text{Cu}$ месторождения, связанные с вулcano-плутоническими комплексами среднего и кислого состава. Это месторождения Кураминской зоны (Узбекистан) и Монголии. В Кураминской зоне также формировались месторождения $\text{Mo} - \text{U}$ формации, связанные с небольшими телами и дайками гранодиорит-, сиенит- и гранит-порфиров, диорит-порфиров и лампрофиров, а также с субвулканическими телами и вулканическими постройками.

Наиболее продуктивной в отношении образования концентратов молибдена является поздняя стадия цикла. В пределах Казахстана молибденовое оруденение этой стадии представлено скарново-карбонатно-грейзеновой, альбит-грейзеновой и грейзеново-кварцевожильной формациями, связанными с многофазными интрузивами лейкогранитов (Акчатау, Восточный Коунрад и др.). На Среднем Урале в это время происходило образование скарновых рудопоявлений, также связанных с лейкогранитами (270 Ma). В Средней Азии в связи с лейкогранитами (312–254 Ma) образуются месторождения $\text{Mo} - \text{Sn}$ и $\text{Au} - \text{Mo}$ формаций (Майхура, Койташ и др.). В Германии в «молодых» гранитах Айбенштоцкого массива установлены штокерки касситерит-вольфрамитовых грейзенов с молибденитом. В целом на долю молибденовых месторождений, сформировавшихся в период герцинского орогенеза, приходится 9,3 % мировых разведанных запасов. Месторождения связаны с гранитоидным магматизмом, кислотность и калиевоность которого повышается к концу орогенеза.

В конце палеозоя — начале мезозоя продолжала увеличиваться мощность земной коры в целом и особенно верхней коры, что отразилось на повышении кремнекислотности и щелочности (особенно калиевоности) кислых расплавов, образовавшихся при внутрикоровом плавлении. В областях киммерийской и альпийской складчатостей сосредоточено более 90 % мировых разведанных запасов молибдена, из которых 26,5 % находится в месторождениях мезозойского, а 64,2 % — кайнозойского возраста. При этом большая часть молибдена заключена в крупных и гигантских месторождениях (Юрэн-Гендерсон, Клаймекс и др.); 50 % в месторождениях штокеркового типа молибденовой формации и 37,4 % в порфировых месторождениях. На долю скарновых месторождений $\text{Mo} - \text{W}$ (с Bi) формации приходится около 4 %, а на долю жильных Mo и $\text{Mo} - \text{U}$ — менее 1 %. К штокерковым относятся месторождения редкометалльной и кварц-вольфрам-молибденовой формаций, связанные в основном с лейкократовыми гранитами. Молибденовые месторождения этого возраста сосредоточены в пределах двух подвижных поясов — Тихоокеанского и Средиземноморского и в зонах мезозойской активизации Центрально-Азиатского пояса.

Крупной областью тектоно-магматической активизации мезозойского возраста, наложенной на разновозрастный фундамент, является Забайкалье.

В Западном Забайкалье, в блоке с каледонским основанием, с лейкогранитами (J_{1-2}) связаны штокверковые месторождения $Mo - W$ формации (Джидинский, Витимский, Букука-Белухинский районы). Жильные месторождения Mo и $Au - Mo$ формаций Восточного Забайкалья расположены в блоках с герцинским основанием и приурочены к штоко- и дайкообразным телам гранит-порфиров и лейкогранитов. Жильные месторождения $Mo - U$ формации, преимущественно приуроченные к кислым вулканическим массивам, характерны для Приаргуны. В ларамийское время в восточной части Скалистых гор (США) формируются молибденовые месторождения, связанные с интрузивами габбро-диоритового — диоритового состава. Такая же ассоциация характерна для Китайско-Корейской платформы в яньшанское время.

Специфическим для мезо-кайнозоя является широкое развитие месторождений порфирового типа, среди которых по значимости металла выделяют: медные, молибден-медные, медно-молибденовые и молибденовые. Молибден-медные месторождения порфирового типа также образуются в островодужных геодинамических обстановках на поздней стадии их развития и связаны с андезитовой вулкано-плутонической формацией, плутоническая фация которой представлена серией габбро — диориты — гранодиориты (1-й частично М-тип) со средним содержанием кремнезема 65 мас. %. Типичным представителем этой группы является месторождение Эрдэнтуин-обо (Монголия). Медно-молибденовые порфировые месторождения связаны с серией диориты — гранодиориты — монциты (Н-тип), имеющей среднее содержание кремнезема 68 мас. %. Интрузивы связаны с вулканическими образованиями андезит-трахитового ряда. Типичными представителями являются месторождения Аппойское (Россия) и Бингхэм (США). Собственно молибденовые порфировые месторождения связаны с серией диориты — гранодиориты (присутствуют в подчиненном количестве) — граниты — лейкограниты (I- и S-типы), имеющей среднее содержание кремнезема 74 %. Характерный представитель — месторождение Клаймекс (США).

Порфировые месторождения киммерийской эпохи складчатости сосредоточены в пределах двух подвижных поясов — Тихоокеанского и Средиземноморского — в зоне мезозойской активизации Центрально-Азиатского пояса и в Австралии. Отдельные месторождения формировались на островодужной стадии, но основная масса связана с этапом формирования складчатого пояса. Месторождения островодужной стадии известны в Юконо-Аляскинской ($J - K$), Северо-Андийской ($Mz - Kz$) провинциях, Канадских Кордильерах (J_{1-2}) и в Средиземноморском поясе ($K_2 - Kz$) по северному краю Родопского массива (Югославия, Болгария). Месторождения, связанные с формированием складчатых поясов, установлены в тех же областях, что и месторождения островодужной стадии, но имеют здесь позднемеловой — палеогеновый возраст. Они известны

также в Мексиканской и Чилийско-Перуанской провинциях, где они имеют в основном тот же возраст, что и в Юго-Восточной Азии.

Кайнозойские месторождения связаны с тектоно-магматической активизацией Северо-Американской платформы. В Восточных Скалистых горах расположено гигантское штокверковое месторождение молибденовых руд Клаймекс, приуроченное к сложно построенному штоку гранит-порфиоров; порфировые месторождения Южно-Аляскинской провинции связаны с трещинными интрузивами кварцевых монзонит-порфиоров. Месторождения молибденовой формации штокверкового типа и молибден-урановой формации жильного типа (плиоцен) установлены в Чилийско-Перуанской провинции, где они приурочены к телам гранодиорит- и тоналит-порфиоров.

Порфировые месторождения, связанные с формированием складчатой системы, слабо проявлены в Северной Америке, но очень интенсивно в Южной Америке, где их возраст определен как неоген — антропоген. Возраст месторождений этого типа в Средиземноморском поясе (Малый Кавказ, Иран) — миоцен; в Юго-Восточной Азии и Океании их формирование началось в конце мела и закончилось в антропогене.

Наиболее молодыми месторождениями молибдена являются:

1) $Mo - W$ (с Bi) месторождение Тырныауз (Северный Кавказ) с возрастом менее 2 Ма;

2) месторождения $Mo - Cu$ формации современных островных дуг, связанные с массивами диоритов и кварцевых диоритов (М-тип), которые были питающими очагами лав андезитовой формации — Филиппинские и Алеутские о-ва, о-ва Тайвань, Новая Гвинея, Меланезия, возраст которых не древнее эоцена;

3) месторождения $Mo - U$ формации, связанные с активизацией восточной окраины Тихого океана.

Из размещения молибденово-рудных формаций во времени следует, что основное число формаций, как эндогенных, так и осадочных, проявилось в фанерозое. При этом эндогенному оруденению предшествовало интенсивное накопление молибдена в осадочных толщах, в черносланцевых формациях, которые по аналогии с осадочными концентрациями W в осадочных породах можно рассматривать в качестве промежуточных рудных формаций, являющихся (после тектоно-магматической переработки) источником молибдена для эндогенных месторождений.

Главная эпоха накопления молибдена в осадочных породах — венд-кембрийская (байкальский цикл), когда в геодинамических обстановках океанических бассейнов (на пассивных окраинах и в задуговых бассейнах) формировались $Ni - V - Mo$, $U - V - Mo$ и $Mo - W$ формации. В герцинский цикл осадочное рудообразование переместилось из океанов в морские бассейны на платформах, где молибден концентрировался в горючих сланцах. В киммерийский и альпийский циклы осадочное рудообразование молибдена резко уменьшается, но широко проявляются

инфильтрационные процессы, обусловившие развитие в межгорных впадинах инфильтрационных месторождений урана с селеном и молибденом. Сокращению накопления молибдена в осадочном процессе противостоит резкое возрастание его концентраций в эндогенных месторождениях от докембрия к более молодым формациям, достигающее своего максимума в кайнозое.

Эндогенные месторождения каледонского и герцинского циклов (формации $Mo - Cu$ и $Au - Cu - Mo$ скарновые, Mo порфировая, $W - Mo$ жильная и грейзеновая, Mo жильная) формировались в зонах орогенных складчатых поясов, в основном на средней стадии их развития. $Mo - W$ скарновая и $Mo - Cu$ порфировая формации проявились в пределах окраинно-континентальных вулканических поясов и на островных дугах, а $W - Mo$ жильная, Mo штокверковая и $Au - Mo$ жильная и штокверковая в областях тектоно-магматической активизации. Все тектонические циклы заканчиваются образованием низкотемпературных $Mo - U$ месторождений на заключительной стадии развития складчатых поясов и областей эпиплатформенного орогенеза. На всех временных уровнях они формировались в сходных геодинамических обстановках — в вулканических депрессиях или линейных прогибах, закладывавшихся по окраине или вдоль зон разломов в блоках более ранней консолидации (на микроконтинентах).

Основные эндогенные рудопроявления и месторождения находятся в тех районах, где широко представлены углеродсодержащие осадочные и вулканогенно-осадочные породы докембрия и палеозоя, определяющие металлогеническую специализацию провинции.

Выводы. 1. В процессе эволюции Земли происходит изменение состояния молибдена от преимущественно рассеянного в осадочных и магматических породах к образованию эндогенных концентраций, представленных месторождениями различных рудных формаций, суммарные запасы металла в которых достигают максимума в кайнозое.

2. Масштабы оруденения увеличиваются с ростом мощности континентальной земной коры и перемещения очагов гранитообразования из нижней в верхнюю континентальную кору.

3. Формирование месторождений происходит в разных геодинамических обстановках: в островных дугах $Mo - Cu$ порфировые; в окраинно-континентальных вулканических поясах $Cu - Mo$ порфировые и $Mo - W$ скарновые; в складчатых поясах $Mo - Cu$ скарновые, Mo порфировые, $W - Mo$ жильные и грейзеновые, $Au - Cu - Mo$ скарновые, Mo жильные; в областях тектоно-магматической активизации Mo штокверковые, $Au - Mo$ жильные и штокверковые и $Mo - U$ жильные, $W - Mo$ жильные. Для заключительной стадии развития складчатых зон и зон тектоно-магматической активизации фанерозоя типичны $Mo - U$ месторождения.

4. Во времени происходит направленное изменение значимости разных генетических типов месторождений: жильный в докембрии, штокверковый в мезозое, штокверковый и порфировый в кайнозое. Для каждой геологической эпохи характерен определенный генетический тип месторождений в докембрии — вкрапленные зоны в амфиболитах, пегматитовые жилы с Mo и W, редкие штокверки; в фанерозое — Mo — Cu и Au — Cu — Mo скарны, Mo — Cu порфировые, W — Mo гидротермальные жилы и грейзены, Ni — V — Mo стратиформные и Mo — Se — U инфильтрационные (гидрогенные).

5. Основные промышленные типы месторождений генетически связаны с гранитоидами различных типов: молибден-медные с М-типом, медно-молибденовые с I-типом, молибденовые и молибден-вольфрам-висмутовые с S-типом, молибден-урановые и медно-молибденовые с H-типом.

6. Имеются два типа накопления молибдена:

а) концентрация молибдена в рассеянной форме в осадочных породах преимущественно углеродистых формаций подвижных зон и в горючих сланцах на платформах — источник молибдена породы океанической и континентальной коры и б) концентрация молибдена в эндогенных месторождениях как результат переработки осадочных толщ складчатого основания предшествующих геологических эпох.

7. Эволюция молибденового оруденения является следствием осадочной и магматической дифференциации вещества в истории Земли и отражает направленный процесс ее развития.

ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В образовании вольфрамовых месторождений решающую роль играет сочетание эндогенных и экзогенных процессов. Для поведения вольфрама в осадочном процессе характерно его многократное переотложение. При разрушении пород источника W переносится на глинистых частицах в сорбированном виде, в виде примеси в составе акцессорных минералов, а также в форме коллоидных и истинных растворов. Концентрация вольфрама в бассейне накопления происходит при отложении обломков акцессорных минералов в эстуариях и прибрежных зонах, разрушении мицелл при попадании их в морскую воду, осаждении из вод термальных источников, отложении вместе с глинистыми частицами при образовании глин и илов, сорбировании из морской воды гелями SiO_2 и CaCO_3 , гидроксидами железа и марганца и органическим углеродом. Гелеобразный кремнезем, доставляемый в океаническую воду при подводных извержениях, сорбирует из нее вольфрам. При диагенезе вольфрам освобождается из кремнезема, мигрирует и оседает в вулканических породах в виде шеелита. Из пород океанической коры в воды океанов вольфрам поступает вместе с продуктами вулканических эффузий и, в частности, подводных гидротермальных факелов.

Источником металлов во многих месторождениях являются коровые кислые расплавы. Они образуются за счет плавления вещества верхней или нижней континентальной коры. Плавлению подвергаются метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы. При образовании и перемещении в континентальной коре магматических расплавов и развитии процессов осадочного рециклирования земная кора разделилась на нижнюю и верхнюю части. В результате этого химический состав верхней и нижней коры стал разным, в том числе и по содержанию вольфрама, концентрация которого в верхней коре почти в три раза выше, чем в нижней.

Внутрикоровое рециклирование продолжается 108–109 лет. Эффективность осадочного рециклирования в настоящее время в среднем составляет 65 %. Для длительного временного интервала (например, сопоставление состава архейских и постархейских осадочных пород) установлено резкое изменение химического состава глинисто-терригенных пород. Валовой состав архейской коры был более мафическим по сравнению с постархейской корой. Отражением этого является и резкое различие содержания вольфрама (ppm) в тонкозернистых осадочных породах: 1,0 в среднем архейском аргиллите и 2,7 в среднем постархейском сланце. Первое значение совпадает со средним содержанием вольфрама в континентальной коре в целом, а второе выше, чем его среднее содержание в верхней континентальной коре. Изменение содержания вольфрама в осадочных породах на границе архей–протерозой связано с ростом континентальной коры и ее дифференциацией. В это время образовался первый по времени суперконтинент Монгея. Во второй половине раннего протерозоя суперконтинент подвергся деструкции. В результате образовались континентальные блоки, разделенные глубоководными бассейнами. Распределение вольфрама в осадках и осадочных горных породах определяется условиями его переноса природными водами и осаждением из них.

В природных условиях вольфрам наиболее устойчив в 4- и 6-валентном состоянии. В поверхностных условиях он обладает оксифильными свойствами. Смена кислотных условий нейтральными и щелочными приводит к образованию легкорастворимых соединений ($\text{H}_2\text{O}_4 + \text{Na}_2\text{CO}_3 = \text{Na}_2\text{WO}_4 + \text{H}_2\text{CO}_3$), которая увеличивается с повышением температуры: от 724 г/л при 20°C до 972 г/л при 100°C. В растворах при температуре 25°C WO_4^{2-} устойчив в интервале pH 5–10 и Eh от –0,5 до +0,7. Таким образом, в кислых водах вольфрам мигрирует в виде H_2WO_4 , HWO_4^- и их полимеров, а в щелочных — в виде WO_4^{2-} . Наиболее благоприятны для миграции щелочные Na-воды.

Вольфрам легко осаждается из воды вследствие сорбционного осаждения гидроксидами железа, марганца и гелями карбоната кальция и кремнезема. Механизм осаждения имеет хемосорбционный характер. Наибольшая подвижность осаждения характерна для кислых и околонейтральных сред и минимальна для щелочных. На гидроксидах железа и марганца в около-

нейтральных средах осаждается до 90 % вольфрама, а на гелях CaCO_3 — до 90–100 % от его исходных концентраций.

Переносимый в растворенном виде речными водами в бассейны осадения вольфрам ведет себя по-разному в зависимости от типа вод. Он осаждается из грунтовых вод и вод минеральных источников (в них его концентрации выше, чем в океанической воде), но не осаждается из речных вод, в которых его концентрация ниже, чем в океанических водах.

Интенсивное осаждение вольфрама марганцевыми оксидами (псиломелан) из термальных вод привело к образованию уникального W-Mn месторождения в известковых туфах, или травертинах (Голконда, Невада, США), в котором весь вольфрам содержится в псиломелане (1,5–3,0 % WO_3). В пласте вольфрам-марганцевых руд содержание WO_3 варьирует от 1 до 6 мас. %, в то время как в подстилающих глинах его содержание значительно ниже (1–1,5 %). На начальной стадии химического осаждения CaCO_3 имеет гелеобразное строение и очень высокую сорбционную способность. При уплотнении осадка и его переходе в горную породу количество вольфрама в последней относительно увеличивается. При этом он образует тонкозернистый шеелит. При перекристаллизации известняка W может образовывать более крупные выделения шеелита или выноситься щелочными растворами.

Содержание WO_3 в минералах зоны окисления вольфрамовых месторождений составляет в гидрогематите и тунгстите 1,0 %, в гидрогетите — 0,3, в ярозите — 0,76, в каолините — 0,9, в псиломелане — 0,3, в нонтроните — 0,13 %. В морские и океанические воды вольфрам попадает в том числе и при подводных вулканических процессах, как в виде примеси в породообразующих и акцессорных минералах, так и из флюидов. Во флюидах подводных гидротермальных систем («курильщики») содержание вольфрама в 10–50 раз выше, чем в океанической воде. В ламинарной части гидротермального факела происходит образование свежего гидроксида железа, который является сильнейшим сорбентом. Он, как и другие сорбенты, захватывает вольфрам и другие металлы. Осаждение гидроксида железа приводит к обогащению осадков этими металлами.

Транспортировка вещества с континентов в океанические бассейны в настоящее время осуществляется в виде механического переноса ($18,4 \cdot 10^{15}$ г/год) и переноса в растворенном виде ($4,3 \cdot 10^{15}$ г/год). Большая часть вещества переносится реками: 87 % от механического переноса и 91 % от переноса в растворенном виде. Исходя из содержания вольфрама в верхней континентальной коре его общий снос за год в бассейны накопления можно оценить в 45,4 т. В настоящее время скорость химической эрозии на различных континентах различается в 3–4, а механической примерно в 25 раз, что определяется тектонической активностью и климатом региона. Минералы вольфрама (шеелит, вольфрамит) имеют большую плотность, но легко разрушаются механически и не накапливаются в грубых осадках и россыпях. Глав-

ными элементами осадочного цикла являются выветривание (химическое и физическое), перенос, отложение и литификация. В процессе выветривания выделяют три главные стадии: 1) раннюю — сохраняются первичные минералы, образуются аморфные фазы, хлорит и сложные глинистые минералы, обладающие высокой способностью к катионному обмену; 2) промежуточную — доминируют глины: способность к катионному обмену меньше, чем на первой стадии; 3) позднюю — в глинистой фракции преобладают минералы, у которых способность к катионному обмену низкая.

На первой стадии выветривания вольфрам в основном сорбируется на месте глинистыми минералами и вместе с частичками глин механически переносится в удаленные от берега участки бассейна седиментации. Обломки шеелита оседают недалеко от источника, образуя мелкие россыпи. В растворенном виде вольфрам переносится речными и грунтовыми водами. В минералы магматических горных пород вольфрам входит в виде изоморфной примеси (концентраторы вольфрама — рутил, магнетит, титаномагнетит и др.) и переносится вместе с ними. На второй стадии выветривания вольфрам в значительно меньшей степени сорбируется образующимися на этой стадии глинистыми минералами. Большая его часть перемещается в виде тонкой механической взвеси минералов, в которые он входит в виде изоморфной примеси, а меньшая — в растворенном виде. На третьей стадии выветривания W транспортируется либо как изоморфная примесь, либо в растворенном виде.

В виде тонкой взвеси переносится в 4 раза больше вещества, чем химическим способом, при этом на долю рек приходится 87 % всего переноса. Приуроченность W к глинистым фракциям показывает, что частицы вольфрамовых минералов во взвеси имеют размеры, близкие к размерам частиц других минералов глинистой фракции. При попадании мицелл в соленую воду (электролит) двойной слой из противоионов нейтрализуется, мицеллы слипаются вместе с переносимыми ими металлами и выпадают в виде осадка. Это одна из возможных причин концентрации вольфрама в песках и песчаниках.

Распределение вольфрама в илах морских и океанических бассейнов показывает значительные колебания его концентраций. Наиболее высокое содержание установлено в глубоководных океанических осадках и илах, обогащенных органическим и вулканическим веществом. Содержание вольфрама в илах разных морских и океанических бассейнов значительно варьирует, а содержание в глинах разных районов достаточно равномерное. В алевролитах Дальнего Востока и Таджикской депрессии концентрации вольфрама варьируют от 2,0 до 3,5, а в алевролитах Кавказа — от 2,4 до 9,5 ppm. Высокое содержание вольфрама установлено в песках, обогащенных магнетитом ($9 \cdot 10^{-3} \% \text{WO}_3$). Источником магнетита в них являются магматические горные породы, магнетит и титаномагнетит которых характеризуются высоким содержанием вольфрама (соответственно 112

и 106 ppm). В гравелитах и докембрийских конгломератах концентрация вольфрама 0,5, а в метаморфизованных конгломератах 0,6 ppm.

Содержание вольфрама в конкрециях зависит от их состава: в глинисто-кремнистых оно достигает 2,0, среднее в железомарганцевых составляет 100 ppm (среднее в диагенетических — 50, а седиментационных — 120 ppm). Максимальное содержание вольфрама в железомарганцевых конкрециях Тихого океана составляет 580, а Индийского океана 120 ppm. В целом в океанических конкрециях содержание вольфрама выше, чем в морских.

В континентальных осадках вольфрам находится в ассоциации каолинит — гидрослюда (2,3–3,3 ppm), а в морских — в гидратированной гидрослюдяной ассоциации (1,9–2,6 ppm). В песках Русской платформы среднее содержание 1,6 ppm. В целом в грубозернистых осадках содержание вольфрама закономерно уменьшается. До 90 % растворенного в водах (рН до 6–7) вольфрама сорбируется гидроксидами железа и марганца и диспергированным органическим веществом.

Таким образом, перенос вольфрама с материков в бассейны осадконакопления осуществляется как в виде механической взвеси, так и в виде истинных и коллоидных растворов. Соответственно осаждение его происходит механическим путем, при коагуляции коллоидов, сорбировании глинистыми частицами, гидроксидами железа и марганца, органическим углеродом, гелеобразным CaCO_3 и SiO_2 . Накопление рудных элементов (и вольфрама в том числе) в подводных морских условиях связано с центрами подводных гидротермальных систем. Это объясняет залегание концентраций рудных металлов среди базальтов и продуктов их метаморфизма — зеленых сланцев. W-галогенные рассолы с Li, Rb, В характеризуются высоким содержанием W и в условиях аридного климата образуют озера (напр., Серлз, Калифорния, США) с запасами до 170 тыс. т W. При этом его содержание составляет 70 ppm в рассоле и 118 ppm в глинах.

В глинистых сланцах вольфрам распределен достаточно равномерно. В алевролитах Таджикской депрессии его содержание составляет 2,0–3,3, в архейских аргиллитах — 1,0, а в углистых аргиллитах — до 4,2 ppm. В песчаниках концентрации вольфрама в целом ниже, чем в глинистых сланцах. Однако в кварцевых песчаниках (по сравнению с другими типами песчаников) его содержание на порядок выше, что может быть следствием сорбции вольфрама гелями кремнезема в процессе осадкообразования. Низкое содержание характерно для карбонатных пород. Однако в известняках Китая и Северного Кавказа (особенно битуминозных) концентрации вольфрама возрастают больше чем на порядок. В бокситах среднее содержание вольфрама 1 ppm. Наиболее высокое среднее содержание вольфрама характерно для черных сланцев. Вольфрамовая минерализация известна в угленосных отложениях Западного Забайкалья, Узбекистана, Центральной Монголии (вулканогенно-осадочное происхождение), Сахалина, Западной Вирджинии и Дакоты (США). Здесь W ассоциирует с Mo, Be, Ge и другими металлами.

В углях среднее содержание вольфрама составляет 1,5 ppm при значительном колебании концентраций в отдельных пробах. Наиболее высокое содержание характерно для бурогоугольных месторождений областей синугольного вулканизма, где в отдельных пробах концентрация вольфрама достигает 1500 ppm. В осадочных породах всех регионов мира и в современных осадках вольфрам накапливается в глинистых фракциях и в породах, обогащенных гидроксидами железа и марганца и органическим веществом. Особо высоким содержанием вольфрама выделяются осадки и осадочные породы, содержащие в значительном количестве акцессорные минералы магматических пород (магнетит, титаномагнетит), являющиеся концентраторами вольфрама.

Закономерности концентрации W в метаморфических паропородах аналогичны выявленным для их осадочных аналогов. Наиболее высокое содержание установлено в отдельных образцах филлитов и карбонатных сланцев. В углеродисто-карбонатных метаморфизованных сериях возможно накопление вольфрама вплоть до рудных концентраций. Так, в породах зерендинской серии Кокчетавской глыбы имеется горизонт мощностью в несколько сотен метров, принадлежащий вулканогенно-черносланцевой формации, в которой содержание вольфрама на порядок и более выше кларкового. Аналогичные факты установлены и в других регионах. В минералах метаморфических паропород наиболее высокое содержание вольфрама установлено в кварце, а также в магнетите и гематите из железистых кварцитов. Наличие высоких концентраций в этих минералах обусловлено унаследованием концентраций вольфрама в них, возникших в процессе образования этих минералов в осадочном процессе.

Перераспределение и миграция вольфрама в процессе метаморфизма вулканогенно-осадочных пород и осаждение вольфрама в них, как на геохимических барьерах, может привести к образованию промышленных концентраций этого элемента в амфиболитах. Повышенные его концентрации отмечаются в континентальных отложениях — каменных углях и рапе соляных озер, в морских терригенных, иногда карбонатных отложениях, обогащенных Fe, Mn и углистым веществом. При регенерации первично-осадочной рассеянной минерализации при метаморфизме образуются стратиформные руды.

Эндегенные концентрации вольфрама связаны с гранитными магмами, характеризующимися перенасыщенностью глиноземом, высокой кислотностью, повышенными содержаниями Sn, F, B. Вольфрам накапливается в продуктах остаточной кристаллизации и выносится газогидротермальными умеренно кислыми растворами. Руды коренных месторождений вольфрама подразделяются на два типа: кварц-вольфрамитовые и скарновые шеелитовые. Выделяются следующие промышленно-генетические типы месторождения вольфрама: скарновые, грейзеновые, плутоногенно-гидротермальные, вулканогенно-гидротермальные, стратиформные, россыпные. В настоящее

время эксплуатируются только месторождения вольфрама, связанные с гранитоидами, но по мере их истощения в качестве промышленных объектов становится перспективной разработка месторождений шеелита в амфиболитах, преимущественно имеющих первично-осадочное происхождение.

ОЛОВЯННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Олово присутствует в природе в виде Sn^{2+} и Sn^{4+} . Оно амфотерно, сочетает литофильные и халькофильные свойства. Содержание олова в расплаве всегда выше (на 2 порядка и более), чем в сосуществующем водном флюиде. Олово экстрагируется из расплава плотными солевыми фазами. Отчетливо проявлен глобальный тренд повышения содержаний олова в ряду: примитивная мантия $\rightarrow$ океаническая кора $\rightarrow$ континентальная кора в целом, а в пределах последней нижняя кора $\rightarrow$ верхняя кора. Суммарное количество олова, переносимое речными водами, таково, что за 150 тыс. лет они наполняют океанические резервуары и доводят в них содержание олова до современного.

Интенсивное накопление олова в россыпях (касситерит) происходит на начальной и особенно на средней стадии прогибания бассейна. В пределах России такими районами являются Восточное Забайкалье (Центральный оловянно-вольфрамовый пояс и Верхоянская оловорудная зона), Приморье (Сихотэ-Алиньская складчатая область), Северо-Восток (Верхоянско-Чукотская складчатая область), в Китае — платформа Янцзы. В ряду магматических пород происходит повышение концентраций олова от ультраосновных к гранитоидам. Наиболее высокими концентрациями выделяются онгониты. Максимальные содержания олова характерны для сульфидов, а также слюд из онгонитов. Большинство месторождений генетически связано с кислыми расплавами, закристаллизовавшимися в условиях гипабиссальной, приповерхностной и экструзивной фаций глубинности. Наиболее благоприятными для размещения руд являются куполообразные и гребневидные выступы апикальных частей интрузивных тел. Установлено, что при дифференциации известково-щелочных базальтов и андезитов происходит интенсивное накопление олова.

Для кристаллического основания многих оловорудных провинций (Юго-Восточная Азия, Боливия, Корнуолл и др.) характерно наличие глинистых серий мощностью до 10 км, характеризующихся повышенными содержаниями олова и бора. Очень интенсивно олово накапливается в процессе дифференциации кислых расплавов в гипабиссальных и малоглубинных условиях. При формировании многофазных интрузивов максимальными концентрациями олова характеризуются породы заключительной фазы, представленные лейкократовыми гранитами. Наиболее четко это проявляется в гранитах S-типа. Здесь в лейкогранитах происходит одновременное повышение содержаний олова и бора; последнего до уровня, в 10–20 и более раз превышающего его среднее содержание в континентальной коре.

Таким образом, наиболее крупные месторождения олова приурочены к участкам с наиболее мощной и дифференцированной корой континентального типа. Изучение распределения олова в вулканических породах показало, что оно накапливается в стекле, где концентрируется 60–100 % всего олова породы. Эффузивные породы являются составной частью вулканоплутонических формаций (Боливия, Мексика, северо-восток России, юго-восток Китая), и нахождение в них рудных концентраций олова обусловлено теми процессами дифференциации, которые имели место в плутонической фации.

ТИПЫ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Обычно выделяют формации редкометалльных пегматитов, касситерит-кварцевую, касситерит-силикатную, касситерит-сульфидную, скарновую (карбонатную), риолитовую, колчеданную и другие. Среди месторождений наиболее распространен пневматолитово-гидротермальный тип; далее в порядке убывания значимости: тип замещения (включая скарны), пегматитовый, субвулканический, массивных сульфидных руд и мексиканский. В целом типы соответствуют формациям, но имеют больший объем. Так, пневматолитово-гидротермальный тип включает, по крайней мере, две формации: касситерит-кварцевую и касситерит-силикатную (если же флюиды проникали во вмещающие карбонатные породы, то образовывалась скарновая формация).

Месторождения пневматолитово-гидротермального типа являются в настоящее время основным типом промышленных коренных месторождений. Стратотипом таких месторождений является район Корнуолла. Здесь рудные тела приурочены к гребневой апикальной части многофазных массивов, сложенных биотитовыми и двуслюдяными гранитами (ранняя фаза) и лейкократовыми гранитами (заклочительная фаза). Рудные тела приурочены к грейзенам, плутоническим брекчиям, а также образуют порфировые системы и штокверки кварцевых жил. Часть рудных тел залегает в скарнах, образовавшихся по вмещающим известнякам. Месторождения Корнуолла характеризуются высоким содержанием турмалина и железосодержащих минералов, а также фтора. Олово представлено касситеритом; в подчиненном количестве имеются сульфиды (6–10 %). Подобные месторождения находятся в складчатых поясах девона (Центральный Казахстан), поздних герцинид (Средняя Азия), мезо-кайнозоя (Корякское нагорье) и мезозоя (Северо-Восток и Дальний Восток России). Они связаны с эволюцией как «коротких» (гранодиориты (могут отсутствовать) → биотитовые граниты → лейкократовые граниты)), так и «длинных» (габбро → диориты → сиениты → гранодиориты → биотитовые граниты → лейкограниты) рядов магматитов. Такие ряды особенно характерны для востока Азиатского континента, где плутонические породы являются составной частью вулканоплутонических формаций. Руды месторождений этого типа комплексные (Cu, Zn, Pb, Cd, W, Ag, Ga) и имеют высокое качество.

К этому типу также относятся месторождения кварц-касситеритовой формации, обычно приуроченные к малоглубинным гранитным массивам, в которых рудные тела образуют штокверки. Среди месторождений выделяются две разновидности: кварцевая и грейзеновая; а если вмещающие породы имеют карбонатный состав, то по ним образуются скарны. Месторождения обычно залегают в апикальной части интрузивов (куполах) и породах надинтрузивной зоны. Коренные месторождения имеют небольшое значение, однако из образующихся при их разрушении россыпей добывается до 70 % россыпного олова. Это граниты Бразилии (источник россыпей Потоси и др.), Малайзии, Нигерии, Таиланда. На докембрийских щитах они связаны со щелочными Na-K гранитами и имеют возраст от протерозоя до мезозоя (Бразилия, Нигерия, Аравия). Их проявления установлены также на Балтийском и Украинском щитах, в Восточных Саянах и Енисейском кряже. В фанерозойских складчатых областях месторождения этой формации связаны с ультракислыми пересыщенными глиноземом и богатыми калием лейкогранитами, приуроченными к выходам кристаллического основания (Северный Казахстан, Тянь-Шань, Восточное Забайкалье, Якутия, Чукотка и др.). Особенно они типичны для востока России. Встречаются они и в пределах континентальных окраин (Ю.-В. Китай, Япония) и в зонах активизации срединных массивов (Кокчетавский, Ханкайский, Буреинский, Колымский, Армориканский, Центральный Французский, Иберийский, Чешский). В последнем они приурочены к «молодым» гранитам Рудных гор.

Месторождения типа замещения расположены в карбонатных экзоконтактах гранитоидных тел. Рудные тела обычно удалены от контакта на расстояние не более 300 м. В этих месторождениях олово находится в основном в силикатных минералах и распределено незакономерно, что затрудняет его выделение. Стратотипами таких месторождений являются Бишофф, Куин Хилл, Дачанг, Гейжу.

Пегматитовый тип характерен для докембрийских щитов. Значительно реже такие пегматиты встречаются в поднятиях фундамента платформ. Это оловянно-редкометалльные пегматиты, в которых касситерит находится в ассоциации с колумбитом, танталитом, бериллом, сподуменом и вольфрамитом. Стратотипом являются месторождения Африки (Кинву, Камативи, Юис) и Австралии (Гринбашес). Докембрийские пегматитовые месторождения образуют две группы с возрастом 3–2 и 2–1 млрд лет (южная Канада, Зимбабве, Западная Австралия, Бразилия, Калба, Армориканский массив). Месторождения более молодого возраста редки и, как правило, не имеют промышленного значения.

Месторождения субвулканического типа находятся в жерлах вулканических андезит-липаритового состава или глубже в подводящих каналах, образуя штоки, трубки, брекчии. Эти месторождения характеризуются богатыми олово-серебряными рудами (жилы), в составе которых много сульфидов

и сульфосолей. На этом основании их выделяют под названием касситерит-(сульфосольная)-сульфидная формация. Стратотипом являются месторождения Южного и Центрального районов Боливии. В России месторождения субвулканического типа характерны для Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов.

В месторождениях типа массивных сульфидных руд тонкозернистый касситерит рассеян в массивных сульфидах меди, цинка, свинца. Выделяют два подтипа: а) эксгальационно-вулканогенный и б) эксгальационно-осадочный. Эти руды, как правило, характеризуются низким содержанием олова, которое добывается попутно (Сулливан). Однако месторождение Невес-Корво, являющееся прототипом, характеризуется высоким содержанием (2,8 %) и большими запасами (2,8 млн т) этого металла.

Мексиканский или риолитовый тип (риолиты с деревянистым оловом). Первичные руды представлены касситеритом и деревянистым оловом, рассеянными в трещинах в вулканических брекчиях. Стратотипом является месторождение Сьерра Мадре Оксиданталь (Мексика), а в России — месторождение Джалинда. Коренные руды являются источником россыпей; и те и другие характеризуются небольшими запасами.

Указанные типы месторождений (и формации) в соответствии с условиями их формирования можно объединить в четыре группы: 1) связанные с плутоническими образованиями — пегматитовый и гидротермально-пневматолитовый типы (формации пегматитовая, скарновая, касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная); 2) связанные с вулкано-плутоническими образованиями гипабиссальный и приповерхностный типы (формации касситерит-сульфатно-сульфидная и, частично, касситерит-силикатная и риолитовая); 3) связанные с вулканическими образованиями — субвулканический, порфиоровый и мексиканский типы; 4) связанные с вулканогенно-осадочными процессами и подвергнутые в дальнейшем метаморфизму — стратиформный тип замещения и массивных сульфидных руд (формации касситерит-сульфидная пропиловитовая, касситерит-кварцитовая и касситерит-колчеданная).

Для всех известных типов промышленных месторождений установлена четкая связь с магматизмом, главным образом кислым, в подчиненном количестве со средним-кислым, а для типа массивных сульфидных руд и с основным-средним. Проявление магматизма четко связано с мощностью континентальной коры и соотношением мощностей верхней и нижней коры. Для областей с наиболее мощной корой, где близки мощности верхней и нижней коры — щиты, срединные массивы и геоантиклинальные поднятия — характерны пегматитовый и гидротермально-пневматолитовый (касситерит-кварцевая формация) типы оловянного оруденения. Наличие месторождений олова обусловлено формированием континентальной земной коры, ее эволюцией и степенью зрелости.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Первые промышленные месторождения олова появились в раннем протерозое. Это преимущественно редкометалльные пегматиты (Центральная Южная Африка, Австралия, Канада, Индия, Китай, Чехия), а также кварцевожильные и грейзеновые месторождения (кварц-касситеритовая формация Бушвельдской группы) и скарны Чахе и Хойли (Китай). В связи с формированием гранитов рапакиви образовались оловоносные пегматиты Финляндии, скарны Карелии (Питкяранта) и центральной Швеции. В Прибайкалье и Забайкалье возникли небольшие месторождения кварц-касситеритовой формации, связанные с гранитами. В течение всего протерозоя формируются оловоносные пегматиты в пределах Африканской, Китайской, Индийской, Западно-Австралийской и Южно-Американской платформ.

В позднем протерозое-рифее — продолжается формирование промышленных редкометалльных (Ta-Nb-Sn) пегматитов, грейзенов, кварцевых жил (касситерит-кварцевая формация), а также скарнов. Максимум докембрийского оловянного рудообразования приходится на рифей: это редкометалльные пегматиты, грейзены, кварцевые жилы и, в подчиненном количестве, скарны. В целом в докембрийское время сформировалось около 90 % оловянного оруденения, связанного с редкометалльными пегматитами.

В фанерозое процессы образования концентраций и месторождений олова также связаны с процессами формирования континентальной коры и тектоно-магматической активизацией, приводившей к переотложению олова из более древних месторождений. В салаирский этап сформировались месторождения на Армориканском и Чешском массивах, в Казахстане, Монголии, Канаде, востоке Австралии и Тасмании, Судане, Египте, Саудовской Аравии, Мадагаскаре, Алжире, Чаде и Аляске. Они представлены пегматитовой, касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формациями. Каледонское время характеризуется небольшими масштабами проявления оловянного оруденения и месторождений.

Значительные проявления оловянного оруденения связаны с герцинской орогенцией. Особенно четко это выражено в Европе (Корнуолл, Рудные горы и др.). Герцинские месторождения приурочены к зонам коллизии и складчатым поясам. Они известны на Алтае, Тянь-Шане, Прибайкалье, в Урало-Монгольском поясе, Джунгарии, Испании, Франции, на Балканах, Центральном и Южном Китае, Вьетнаме, Малайзии, Индонезии, на востоке Австралии и Тасмании, в Канаде, Аппалачах, Марокко и др.

Мезо-кайнозойское время является главной эпохой формирования коренных месторождений олова и особенно крупных месторождений Юго-Восточной Азии и Китая, где, в частности, широко развиты месторождения, связанные с яншанскими коллизионными гранитами. В пределах этого региона месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций преимущественно находятся во внутренней части континента, а место-

рождения касситерит-сульфидной и, частично, касситерит-силикатной формаций — в его внешних частях. В обоих случаях они приурочены к областям стыка блоков континентальной коры, мощность которой (так же как и отношение верхняя/нижняя кора) увеличивается по направлению вглубь континента. Месторождения этого возраста разрабатываются в восточном Забайкалье, северо-восточной Якутии, Верхоянье, на Чукотке, а также в Лаосе, Вьетнаме, Таиланде, Малайзии, Монголии, юго-восточном Казахстане, Средней Азии и южном Памире. Представлены они преимущественно касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формациями.

Для альпийского этапа типичны месторождения касситерит-сульфидной формации, а также минерализация риолитовой формации. Месторождения расположены в основном в кислых породах вулканической и субвулканической фаций, хотя источником руды являются находящиеся под ними гранитоиды. Месторождения характерны для Корьякии, Японии, Боливии, Перу, Аргентины, Мексики, юго-запада США, известны они и в Сахаре. Самое молодое месторождение — Тырныауз (Сев. Кавказ) — имеет возраст менее 2 млн лет. В целом по возрасту мировые запасы олова в коренных месторождениях распределены следующим образом: докембрийские — 12,2 %, палеозойские — 33,7 %, мезозойские — 37,4 % и кайнозойские — 16,7 %.

Наиболее четкие максимумы приурочены к концу раннего протерозоя, концу позднего протерозоя; концу каледонской, герцинской, ранне- и позднекеммерийской и второй половине альпийской орогений. Таким образом, в истории Земли отчетливо выделяются несколько принципиально разных процессов формирования рудных концентраций олова, определяемых стадиями развития континентальной коры: 1) формирование древних ядер коры (щитов) и основной массы коры (Pg_1) с образованием оловянных редкометалльных пегматитов на заключительной стадии эволюции (Центральная Африка, Западная Австралия, Бразилия) и приращивание к ним позднее коры переходного типа и ее эволюция; 2) дробление и растаскивание сформировавшихся континентальных масс, с последующим их окучиванием и сращиванием; 3) процесс коллизии блоков континентальной коры (Колнуолл, Рудные горы) и плит (альпийский пояс) месторождения Альп, Кавказа, Средней Азии (кварц-касситеритовая формация); 4) коллизия континент-океан и аккреция с образованием коры переходного типа, характерная для азиатской части Тихоокеанского кольца. При этом определенную роль играли процессы реювенации концентраций олова и образование более крупных рудных объектов.

Месторождения, расположенные ближе к краям континентов, имеют более молодой возраст, они меньше по размерам, относятся преимущественно к касситерит-сульфидной формации и располагаются в районах достаточно маломощной и слабо эволюционировавшей корой переходного типа (мощность верхней коры меньше мощности нижней коры). При активизации стабильных участков коры формируются кольцевые интрузивы

(вулcano-плутоны) щелочных гранитов нигерийского типа и связанные с ними месторождения пневматолитово-гидротермального типа. Время образования большинства месторождений приурочено к завершающей стадии орогений. Чем моложе рудный объект, тем он крупнее по запасам. Более 90 % всего добытого олова извлечено из месторождений (коренных и россыпных), связанных с гранитоидами и их вулканическими аналогами и менее 1 % получено при попутном извлечении массивных сульфидных руд.

Резко выделяется Евразия (64,1 %), при этом на долю месторождений Китая приходится 44 % мировых запасов в коренных месторождениях и 20 % от всех мировых запасов. Основные мировые запасы олова сосредоточены в 39 коренных и 17 россыпных месторождениях (рудных районах) (рис. 6.13). Главными из коренных являются Дачанг и Гейжу (Ю. Китай), Киву (Заир), Юис (Намибия), Ренисон (Тасмания) и ряд других, а среди россыпей — Питанга (Бразилия), Плато Джос (Нигерия), месторождения Таиланда, Малайзии, Индонезии. В России основные запасы сосредоточены всего в 8 месторождениях.

По прогнозным оценкам, к 2025 г. такие страны, как Боливия и Англия практически исчерпают свои запасы, а наиболее активная разработка месторождений зарубежных стран будет осуществляться в Бразилии, Китае, Таиланде, Индонезии и Малайзии. При этом уменьшится добыча из коренных месторождений, но увеличится — из россыпей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Особенно большое значение имеют интенсивность и завершенность разделения коры на верхнюю и нижнюю. Распределение олова во времени определяется двумя последовательными этапами. Первый связан с формированием континентальной коры, второй — с ее эволюцией. Формирование коры началось в архее. Эволюция состава коры есть отражение двух главных процессов: ее неоднократного плавления (частичного или полного) и рециклинга. В процессе эволюции происходит разделение коры на верхнюю и нижнюю и латеральное разрастание с образованием коры переходного типа.

2. Масштабы орудуения зависят от ее первичной геохимической специализации: крупные месторождения находятся в областях континентальной коры, испытавших длительную эволюцию и имеющих положительную геохимическую специализацию на олово. В этом отношении особенно показателен Африканский континент, состоящий из нескольких блоков: в пределах одних из блоков концентраций олова нет или они мелкие и единичные, в пределах других находятся крупные месторождения, расположенные близко друг от друга (это же относится и к юго-восточному Китаю, Южной Америке, Австралии, Тасмании и др.). В пределах этого же континента отчетливо проявлена и другая закономерность: в области древней консолидации, не подвергшихся тектоно-магматической активизации, олово сконцентрировано в редкометалльных пегматитах; если же такая

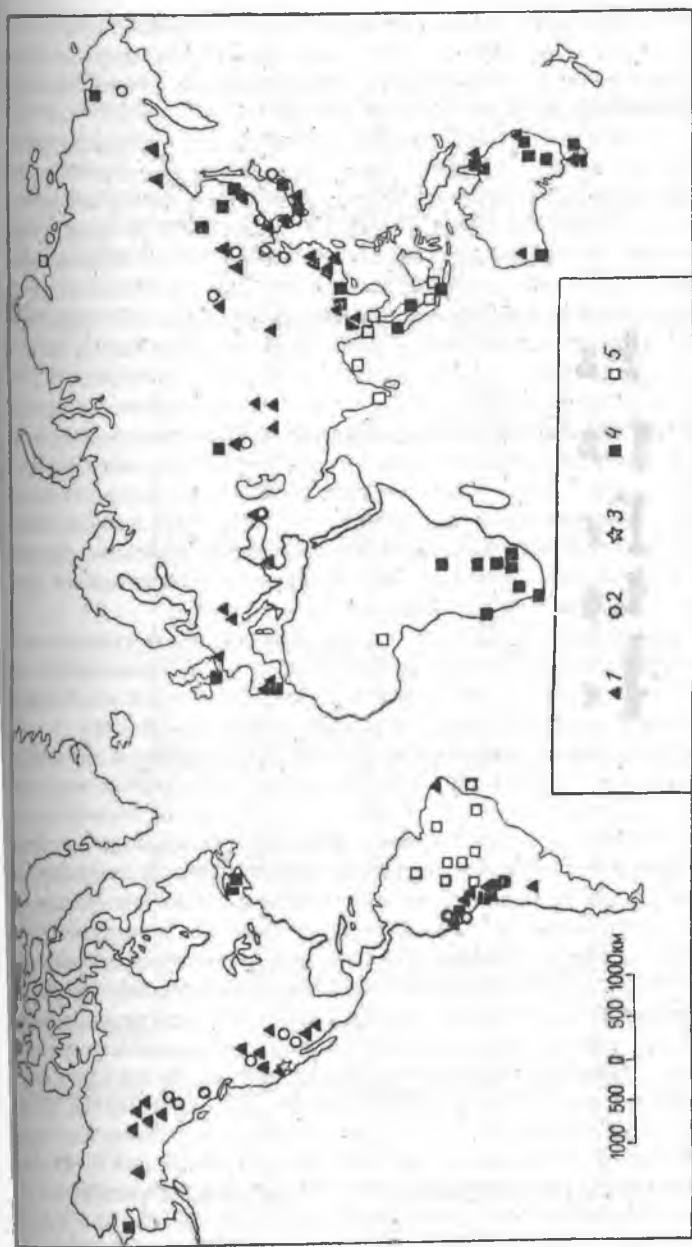


Рис. 6.13. Глобальное распределение месторождений Sn, W и Mo (по Sutphin et al., 1990; Werner et al., 1998; Соболев и др., 1997):

Вольфрам: 1 — коренные, 3 — рассолы, 2 — молибден коренные; олово: 4 — коренные, 5 — россыпные

область испытала активизацию, то происходила ремобилизация и перетолжение олова молодыми кислыми расплавами (например «молодые» нигерийские граниты) и образование месторождений с более высокими концентрациями металла.

3. Образование месторождений связано с процессами дифференциации магмы, и чем интенсивнее и полнее они прошли, тем интенсивнее и полнее происходило накопление рудного вещества. Это объясняется изменением окислительно-восстановительных условий в расплавах (в процессе эволюции кислого расплава в нем образуются все более восстановительные условия) и химическими свойствами олова (в двухвалентном состоянии оно растворяется в силикатных расплавах в значительно большем количестве, чем в четырехвалентном). Смена восстановительных условий на окислительные приводит к выпадению олова в виде касситерита.

4. Четко выраженная зональность в размещении магматических пород (во внутренних частях континентов это плутонические формации кислого состава, ближе к краям — вулканоплутонические формации умеренно-кислого состава, а на коре переходного типа — вулканические формации) определяет и зональность размещения оловянного оруденения. Это определяется соотношением мощностей верхней и нижней континентальной коры: крупные месторождения приурочены к областям с наиболее мощной верхней континентальной корой, а мелкие — к областям развития коры переходного типа.

Эволюция Земли и связанное с этим образование континентальной коры, ее разрастание (по площади и мощности), дифференциация на верхнюю и нижнюю — именно это определяет количественное преобладание рудных объектов на наиболее молодых этапах развития Земли.

Наиболее высокие концентрации Sn, W, Mo характерны для верхней континентальной коры (см. табл. 6.3). Например, среди горных пород Центрального Казахстана наиболее высокие содержания этих элементов установлены в лейкогранитах, кислых парасланцах и рапакивигоподобных метакляскитах. При возникновении кремнекислых расплавов за счет плавления таких метаморфических пород они обедняются данными элементами.

Считается, что в складчатых поясах находится наибольшее число месторождений этих металлов, а наименьшее количество — в конвергентных окраинах платформ, таких как сино-корейская параплатформа (месторождения молибдена). По типу генезиса наибольшее число месторождений относится к жильному, скарновому и штокверковому типам. Месторождения молибдена относятся почти исключительно к порфировому и штокверковому типам. Среди месторождений олова и вольфрама преобладает (почти 50 %) жильный тип. Частота встречаемости месторождений вольфрама скарнового и штокверкового типов меньше и близка к 20 %. Месторождения олова, по сравнению с месторождениями других металлов, чаще связаны с интракратонными гранитами.

В распределении месторождений существует четкая зональность (рис. 6.14). Так, на побережье (риолитовый пояс) ЮВ Китая преобладают

месторождения молибдена. Далее на запад преимущественно находятся месторождения вольфрама и в наибольшем удалении от океана — месторождения олова. Именно здесь находятся крупнейшие месторождения олова Дачанг и Гейжу. Минимальные запасы олова находятся в месторождениях, приуроченных к риолитовому поясу. Таким образом, запасы олова в месторождениях четко убывают с запада на восток. Эти области характеризуются разным соотношением верхняя/нижняя континентальная кора. Оно максимально на западе в области развития крупных месторождений олова ($> 0,728$) и минимально на востоке в области развития месторождений молибдена ($0,708$). В области развития месторождений вольфрама это значение промежуточное. Характерно также, что месторождения молибдена приурочены к границам сино-корейской параплатформы. Зональное расположение месторождений имеет место также на северо-востоке России и в Приморье.

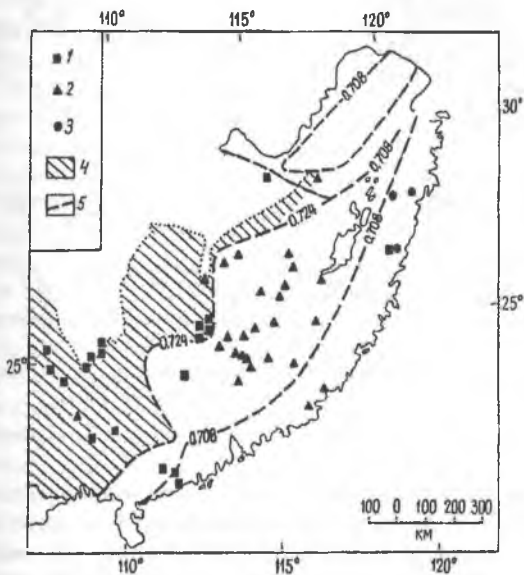


Рис. 6.14. Распределение месторождений Sn, W и Mo в зависимости от степени зрелости земной коры юго-восточного Китая (по Pei et al., 1995):

1 — Sn; 2 — W; 3 — Mo; 4 — метаморфическое основание; 5 — изолинии Sr_1

В восточной Австралии, в пределах Лачланского складчатого пояса, месторождения редких металлов четко приурочены к гранитоидам разных генетических групп (рис. 6.15). С гранитами S-типа связаны месторождения олова и вольфрама, с гранитами I-типа — месторождения молибдена. Такое

размещение месторождений, как и в других регионах, коррелирует с соотношением мощностей верхняя/нижняя континентальная кора. В восточной части пояса, где это соотношение минимально, преобладают гранитоиды I-типа и месторождения молибдена. В западной части пояса это соотношение максимально, и здесь преобладают месторождения олова и вольфрама.

В Бразилии, в ее западной части, мощность верхней коры значительно превышает мощность нижней. Здесь расположены огромные по запасам

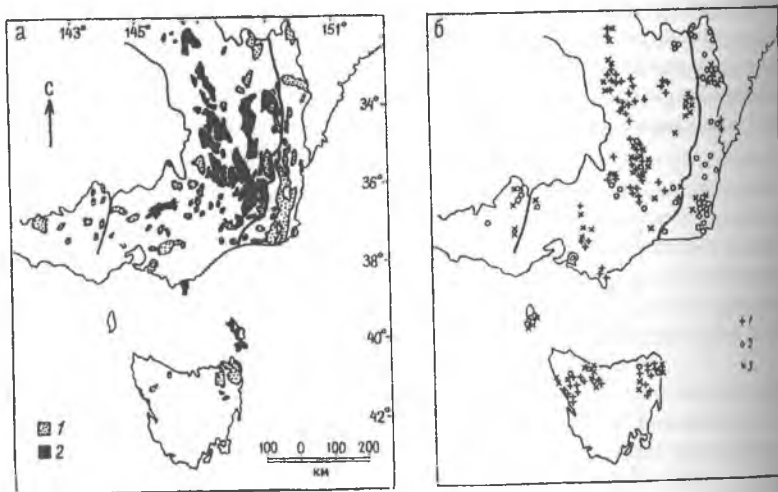


Рис. 6.15. Распределение гранитоидов и месторождений Sn, W, Mo в складчатом поясе Лахлан и о. Тасмания (по Blevin et al., 1995):

а) 1 — граниты I-типа; 2 — граниты S-типа; б) 1 — олово; 2 — молибден; 3 — вольфрам

россыпные месторождения касситерита, образовавшиеся при разрушении содержащих касситерит гранитов и пегматитов. В Кордильерах Северной Америки и в западных Андах мощность верхней коры меньше нижней, и здесь расположены месторождения вольфрама и молибдена.

Это показывает, что зональность распределения и типов гранитоидов, и типов месторождений зависит от степени стабилизации областей и их положения по отношению океану (океанической коре). Образование гранитоидных расплавов и связанных с ними месторождений определяется соотношением мощностей верхняя/нижняя кора. В областях, где это соотношение > 1 , преимущественно развиты лейкократовые граниты и месторождения олова. В областях, где это отношение близко к 1, в основном развиты граниты нормального ряда и приуроченные к ним месторождения вольфрама. В тех областях, где соотношение < 1 , преобладают гранитоиды

повышенной основности и приуроченные к ним месторождения молибдена. В пределах одного месторождения чаще преобладает один металл, а другие металлы являются сопутствующими. Наиболее обычны металлогенические парагенезисы Sn-W и W-Mo.

По мнению А. А. Ковалева (1985, 1999), крупные и очень крупные месторождения W, Mo и Sn относятся к двум промышленно-генетическим типам: скарноидному эксгальационно-осадочному и грейзеноидному эксгальационно-метасоматическому.

Месторождения обоих типов формируются рудообразующими системами одновременно в геодинамической обстановке спрединговых окраинных морей над астеносферными магматическими камерами в связи с трансформными разломами или в других, пока еще не выясненных океанических обстановках, на глубинах океана более 3500 м (Ковалев, 2001; Ковалев, Леоненко, 1993) (рис. 6.16).

Скарноидные месторождения представляют собой стратиформные пластовые рудные залежи, горизонтальные во время образования, а грейзеноидные — вертикально залегающие штокверки из многочисленных кварцевых жил с грейзеновыми и рудными минералами. Эти штокверки являлись трещинными подводящими каналами для флюидов, формировавших скарноидные залежи. Висячем боку скарноидных залежей иногда присутствует гидротермальное сульфидное оруденение с минералами меди, железа, висмута и др. с попутным золотом.

Скарноидные и грейзеноидные месторождения, формирующиеся над базальтоидами слоя 2 океанической коры, имеют промышленную вольфрамовую (молибдошеелит и шеелит) и молибденовую (молибденит) минерализацию. Оловорудные скарноидные месторождения, по-видимому, формируются стратиграфически выше вольфрамовых и молибденовых в терригенном слое 1 океанической коры. Тонкокристаллические касситерит и станий в них сопровождаются сульфосолями сурьмы, свинца и цинка и попутными серебром и золотом. Иногда грейзеноидные залежи несут бериллиевую минерализацию и образуют крупные месторождения (Боевское, Южный Урал). Уникальное китайское скарноидное месторождение Шичжунюань включает крупнейшие запасы не только вольфрама, олова и молибдена, но и бериллия, висмута и флюорита. Иногда вертикальная рудоподводящая «корневая» структура к скарноидам представлена мартит-магнетитовой трубообразной залежью, обогащенной вольфрамом, оловом и молибденом (месторождение Таскудук, Южный Казахстан).

Эти месторождения имеют большую мощность (десятки метров и больше) и протяженность по простиранию и падению. Следует отметить, что термин «скарноиды» здесь применяется для стратиформных залежей, сложенных скарновыми минералами и залегающими вне видимой связи с гранитоидными интрузиями, а термин «грейзеноиды» предложен А.А. Ковалевым (2001) для продуктов эксгальационно-метасоматического

процесса, происходящего в породах океанской коры, в отличие от грейзенов, характерных для эндоконтактов рудоносных гранитоидных интрузий в коллизионных складчато-надвиговых поясах.

Наиболее типичными примерами крупных эндогенных месторождений вольфрама, молибдена и олова, которые согласно представлениям А. А. Ковалева следует отнести к комплексным полигенным экзогенно-эндогенным стратиформным образованиям являются: Тырныаузское молибден-вольфрамовое месторождение (С. Кавказ, Россия), вольфрамитовое и шеелитовое месторождение Яогансянь (Хунань, Китай), Шичжюаньское вольфрам-олово-висмут-молибден-флюоритовое месторождение (гигантское месторождение находится в южной части провинции Хунань (Китай), месторождение олова Сырымбет (Казахстан) и др.

Анализ материалов по многим месторождениям России и мира позволил установить следующие основные геологические особенности этого типа рудных образований.

1. Тонковкрапленный характер выделения основных рудных минералов — шеелита, молибдосеелита, молибденита и касситерита в главную раннюю стадию минерализации практически на всех месторождениях. Тонкослоистая текстура рудных скарноидов и многопрожилковая — грейзеноидов.

2. Приуроченность главной массы руд скарноидных месторождений вольфрама, молибдена и олова к стратиформным пластовым рудным телам, залегающим согласно со слоистостью вмещающей толщи, и штокверковым грейзеноидным образованиям (первая эксталяционная сингенетичная фаза оруденения).

3. Присутствие значительного количества кварца в стратиформных скарноидных залежах (ассоциация шеелита с кремнеземом) и многочисленных кварцевых прожилков, обогащенных грейзеновыми и рудными минералами в штокверковых грейзеноидных залежах.

4. Иногда наличие хорошо видимой горизонтальной рудной зональности от центра залежи к флангам: биотит-мусковит-кварцевая зона → биотит-роговообманково-кварцевая зона → гранат-диопсидовая зона. Наиболее богатой по содержанию вольфрама (1–3 % WO_3) является центральная зона, а к гранат-диопсидовой зоне его содержание постепенно снижается до 0,5–0,25 % WO_3 .

5. Отчетливая вертикальная зональность рудовмещающих толщ (снизу вверх): а) амфиболовых или биотитовых роговиков; б) металлоносных скарноидов; в) хемогенных известняков или доломитов. В большинстве месторождений оруденелые скарноиды подстилаются биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми или биотит-пироксеновыми роговиками, а перекрываются тонкокристаллическими известняками.

6. Залегание продуктивной толщи среди базальтовых толщ, составляющих нижний структурный ярус земной коры. Иногда на поверхность выходят клинья и пластины офиолитов, которые, по-видимому, являлись фундамен-

том продуктивной толщи. Пачки базальтоидов при метаморфизме могут превращаться в зеленые сланцы (месторождение Фельберталь).

Эксталяционные скарноидные месторождения часто соседствуют с грейзеноидными штокверковыми залежами и формируются в одних с ними геодинамических обстановках в пул-апарт бассейнах или других структурах, связанных с трансформными разломами.

ВЫВОДЫ

Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что малые цветные металлы (вольфрам, молибден и олово) образуют специфическую ассоциацию. Несмотря на существенные различия с кристаллохимических и минералогических позиций, нахождение минералов этих элементов в одних и тех же месторождениях свидетельствует о том, что они переносились вместе, а их осаждение происходило в разных геохимических условиях (одни осаждаются в восстановительных условиях, а другие в окислительных).

Почти все месторождения этих металлов связаны с гранитоидами. Однако отмечается следующая закономерность: олово пространственно преимущественно ассоциирует с лейкократовыми гранитами; вольфрам, в основном, с лейкогранитами и с нормальными гранитами; молибден — с гранитоидами более основного состава и при этом часто находится в парагенезисе с медью. Все месторождения связаны преимущественно с малолугубинными интрузивами и субвулканическими телами небольших размеров, в которых иногда имеются трубки взрыва и магматические брекчии. Наиболее высокие концентрации Mo, W, Sn характерны для верхней континентальной коры. Промышленные месторождения распределены неравномерно и по земному шару в целом, и по отдельным континентам. В регионах, где мощность верхней коры больше мощности нижней, преимущественно развиты месторождения олова; где мощности этих двух типов кор близки, преобладают месторождения вольфрама. В блоках, где мощность верхней коры меньше нижней — преобладают месторождения молибдена.

Формирование месторождений этих металлов может происходить одновременно в связи с эксталяционно-осадочным (скарноидным) и эксталяционно-метасоматическим процессами рудообразования в течение определенного периода в геодинамических обстановках океанического типа. Как и для колчеданных месторождений, для эксталяционных скарноидных и грейзеноидных руд источником вещества являются базальты океанической коры, из которой металлы и силикаты выщелачиваются при прохождении морской воды по нисходящим и восходящим трещинным зонам. Тепловым источником рудообразующей системы этих своеобразных месторождений малых цветных металлов (скарноидов и грейзеноидов) являются не гранитоидные интрузии, а связанные с трансформными разломами астеносферные высокотемпературные магматические камеры. Висячем боку скарноидных залежей, обычно наиболее мощных, иногда присутствуют сульфидные залежи, обогащенные медью, висмутом, золотом и другими элементами.

Глава 7

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

К редким металлам в настоящее время относятся 35 элементов (Li, Rb, Cs, Be, редкоземельные элементы (TR или REE), Re, Cd, Ga, In, Ta, Ge, Se, Te, Sc, V и др.), характеризующиеся малой распространенностью в природе (кларк ниже 0,03 %). При этом распространенность не является ключевым признаком, поскольку такой низкий кларк также у целого ряда металлов, широко использовавшихся человечеством в течение многих веков (Pb, Zn, Cu, Sn, W, Mo). Три последних металла из этого ряда до 80-х годов прошлого века относились также к редким металлам, но теперь рассматриваются как цветные или малые металлы. Радиоактивные и благородные металлы обычно не рассматриваются в этой группе. Так что термин «редкие металлы» относится к относительно мало распространенным в земной коре и новым по использованию в промышленности, науке и технике металлам. Таким образом, этот термин имеет не столько геохимическое, сколько историко-экономическое значение. Средние содержания редких металлов (кларки) в различных породах земной коры приведены в таблице 7.1.

Редкие металлы в настоящее время широко используются в науке и технике, ибо без них полноценное функционирование научно-технической деятельности невозможно. Перечислим только некоторые самые важные редкие. *Рений*. Его производство целиком связано с извлечением молибдена, основного концентратора рения (от следов до 0,3 %). *Кадмий*. Хотя у него есть собственные минералы, самостоятельного практического значения они не имеют, за исключением своеобразных медно-свинцово-цинково-германиевых руд цумебского типа в Намибии. Основными минералами — носителями кадмия являются сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, борнит, бурнонит. Преобладающая часть активных запасов приходится на свинцово-цинковые и медно-цинковые колчеданные месторождения. *Галлий*. Основными источниками промышленного получения галлия являются алюминиевые (бокситы) и цинковые руды. Основными концентраторами галлия служат нефелин и содалит. Наивысшие концентрации галлия (0,5–1,2 % в руде) наблюдаются на двух верхнепротерозойских редкометалльно-полиметаллических месторождениях — Цумеб (Намибия)

Таблица 7.1. Средние содержания редких металлов в породах земной коры, по А. П. Виноградову (1962)

Элемент	Каменные метеориты (хондриты)	Ультраосновные породы (дуниты и др.)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты)	Осадочные породы (глины и сланцы)
Li	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Be	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Sc	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ga	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Se	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Rb	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Sr	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Y	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Zr	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$
Nb	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Cd	$1 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$
In	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	—	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Te	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Cs	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
La	$3 \cdot 10^{-5}$	—	$2,7 \cdot 10^{-3}$	—	$6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
Ce	$5 \cdot 10^{-5}$	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Pr	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Nd	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
Sm	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$
Eu	$8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Gd	$4 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	—	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$
Tb	$5 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$
Dy	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$
Ho	$7 \cdot 10^{-6}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Er	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Tu	$4 \cdot 10^{-6}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Yb	$2 \cdot 10^{-5}$	—	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Lu	$3,5 \cdot 10^{-6}$	—	$6 \cdot 10^{-5}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-5}$
Hf	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$
Ta	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Re	$8 \cdot 10^{-8}$	—	$7,1 \cdot 10^{-8}$	—	$6,7 \cdot 10^{-8}$	—
Tl	$1 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Au	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-7}$	—	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-7}$

и Кипуши (Заир), где галлий представлен собственными минералами и значительной примесью в германите, реньерите, бриартите, флейшерите и сфалерите (Соболев, 2005). *Индий*. Добывается попутно из руд цинка, свинца, меди и олова. Наиболее богаты им цинковые концентраты, меньше — медные, оловянные и свинцовые. Основные запасы индия сконцентрированы в свинцово-цинковых месторождениях. *Таллий*. Наибольшей таллиеносностью характеризуются колчеданно-полиметаллические, стратиформные свинцово-цинковые, золото-серебряные руды и океанические железо-марганцевые конкреции. *Германий*. Его источниками являются комплексные руды цветных, черных и полиметаллов, а также коксующиеся и энергетические угли. В течение нескольких десятков лет германий-реньеритовые верхнепротерозойские месторождения Цумеб, Асис (Намибия) и Кипуши (Заир) служат основными поставщиками германия на мировом рынке. Вместе с тем в Юго-Западной Европе широко распространены стратиформные свинцово-цинковые месторождения палеозойского возраста (Миесс, Кройт, Райбл, Изердон, Брилон, Аахен), обогащенные германием. Большие запасы германия сосредоточены также в докембрийских железистых кварцитах. Главным минералом-носителем германия здесь является магнетит. *Селен*. Источники селена довольно разнообразны — от мезозойских магматических медно-никелевых руд (Норильск) и мезо-кайнозойских медно-порфировых месторождений до эндогенных уран-селеновых месторождений пятиэлементной формации (например, верхнепротерозойское месторождение Шинколобве в Африке), экзогенных урановых и фосфоритов формации Фосфория в США. Но важнейшим мировым источником являются медно-порфировые месторождения мезо-кайнозойского времени. *Теллур*. В природе известно более 100 минералов теллура, но извлекается он только попутно при переработке сульфидных медных, отчасти свинцовых и золото-серебро-теллурических руд от докембрийского до неогенового возраста.

В целом, разнообразие геохимических свойств и геолого-структурных, магматических и рудно-минералогических привязанностей различных редких металлов порождает и сложность их количественного распределения в разновозрастных геологических образованиях. Создание таких схем осложняется концентрацией львиной доли резервов того или иного металла в единичных гигантских месторождениях. Так, на месторождение Араша в Бразилии приходится более 80 % мировой добычи ниобия, на месторождение Баюнь-Обо — 70–80 % мировой добычи редких земель, на Спер-Маунтин (США) — около 70 % бериллия и т. д. Так что мировая промышленность давно уже ориентирована на открытую отработку крупнообъемных гигантских месторождений многих металлов.

Редкие металлы можно классифицировать по различным признакам (Месторождения радиоактивных..., 1973; Месторождения урана..., 1976; Архангельская, 1980; Попов и др., 1981; Солодов, 1985; Генезис, 1986;

Скурский, 1993; Рудные ресурсы..., 1994, 1996; Бойцов, 1999; Когарко, 1999; Алтухов, 2005; и ссылки в них). По геохимическим особенностям и металлогеническим связям редкие элементы обычно делятся на три группы (табл. 7.2, 7.3).

1. Литофильные или оксифильные металлы — Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Re и группа редкоземельных элементов (TR, в современной литературе обозначается как REE), которая включает в себя скандий, иттрий и 15 лантаноидов (от лантана до лютеция) и в последнее время разделяется на легкие (LREE) и тяжелые (HREE) подгруппы. За исключением рения, эти элементы в природе не образуют или крайне редко образуют сульфиды и встречаются в основном в виде оксидов и солей кислородных кислот в связи с кислыми и щелочными породами. Известно более 70 собственно редкоземельных минералов (монацит, ксенотим, бастнезит и др.) и около 280 минералов, содержащих редкоземельные элементы в качестве изоморфных примесей.

2. Халькофильные или сульфурофильные элементы, в основном металлы (Cd, Ga, In, Tl, Ge), но также и некоторые металлоидные неметаллы (Se, Te), для которых характерно накопление в сульфидных месторождениях в соединениях с серой или ее аналогами, преимущественно в связи с базитовым мантийным магматизмом.

3. Сидерофильные металлы (Sc и V). В природе Sc и V встречаются в форме как сульфидов, так и соединений с кислородом и образуют промышленные скопления в основных и ультраосновных породах в ассоциации с минералами железа. Ванадий, будучи в природе и в промышленном применении тесно связан с железом и другими элементами — объектами черной металлургии (Mn, Cr, Ti), обычно рассматривается как представитель группы черных металлов.

Таблица 7.2. Литофильные редкие металлы и главные типы их руд и источников (по данным Н. А. Солодова, 1985; А. И. Гинзбурга, 1972; и др.)

Редкий металл	Главные пром.-генетич. типы м-ний или источники получения редких металлов (в порядке важности)	Минералы-концентраты
Li	Гранитные пегматиты Природные высокоминерализ. воды Грейзеновые гидротермальн. м-ния	Сподумен, лепидолит, петалит, монтебразит — Li-слюды
Rb ⁺ , Cs ⁺	Гранитные сподумен-микроклин-альбитовые пегматиты Грейзены Природные высокоминерализ. воды Холмквистит-Cs-биотитовые метасоматиты Осадочные м-ния калийных солей Нефелин-апатитовые руды	Микроклин, Rb-мусковит, поллуцит, Li-слюды Циннвальдит — Биотит, холмквистит Сильвин, карналлит Нефелин (для Rb, Cs и Ga)

Продолжение табл. 7.2

Редкий металл	Главные пром.-генетич. типы м-ний или источники получения редких металлов (в порядке важности)	Минералы-концентраторы
Be	Редкометалльные пегматиты, Грейзены и кварц-вольфрамитовые жилы Слюдисто-флюоритовые и флюоритовые метасоматиты	Берилл Берилл Фенакит, берграндит, гентгельвин, мусковит, Li-слюды, бецоит, гелбер-грандит
Sr	Вулканогенно-осадочные, хемогенно-осад. м-ния Эндогенные апатит-нефелиновые руды, апатитсодержащие жилы и карбонаты	Целестин, стронцианит Апатит
Ta	Щелочно-ультраосновные массивы и карбонаты, их коры выветривания. Агпаитовые нефелиновые сиениты Редкометалльные пегматиты, амазонитовые Li-F граниты	Перовскит, гатчеттолит, бадделит, пирохлор Лопарит Танталит, микролит, водженит, колумбит, Та-касситерит
Nb	Карбонаты и их коры выветривания Агпаитовые нефелиновые сиениты Щелочные редкомет. граниты и их коры выветрив.	Пирохлор, колумбит Лопарит, пирохлор Колумбит, тантал-пирохлор
Zr	Прибрежно-морские россыпи Карбонаты Щелочные редкометаллн. граниты	Циркон Бадделит Циркон
Hf ⁴⁺	Гранитные пегматиты Альбитизированные рибекитовые щелочные граниты и метасоматиты	Циртолит, малакон Циркон
Sc ³⁺	Урановые и титановые руды (при переработке) Редкоземельные пегматиты Гидротерм. кварц-ильменит-давидитовые м-ния Грейзеновые касситерит-вольфрамитовые м-ния Попутно при переработке цирконовых концентратов из россыпей Попутно из красных шламов при пр-ве алюминия	Ильменит Самарскит, эвксенит, гадолинит, ортит, тортвейтит Давидит Вольфрамит, касситерит, танталит, берилл Циркон, малакон Минералы глинозема
TRU (итрий и тяжелые лантаниды)	Щелочные граниты Карбонаты Гидротермальные редкоземельно-полиметаллические м-ния Метаморфизованные конгломераты и россыпи Коры выветривания гнейсов Прибрежно-морские россыпи	Тантал-пирохлор, гагаринит Пирохлор, апатит, карбонат Иттросинхизит, монацит, ксенотим Браннерит, монацит, давидит Рабдофанит, черчит Ксенотим

Окончание табл. 7.2

Редкий металл	Главные пром.-генетич. типы м-ний или источники получения редких металлов (в порядке важности)	Минералы-концентраты
TRCe (легкие лантаниды)	Карбонатиты и их коры выветривания Щелочные нефелиновые сиениты Прибрежно-морские россыпи	Бастнезит, пирохлор, апатит, монацит, паризит Лопарит, апатит Монацит

Таблица 7.3. Халькофильные редкие металлы и главные типы их руд и источников (по данным Н. А. Солодова, 1985; А. И. Гинзбурга, 1972; и др.)

Редкий металл	Основные промышленно-генетические типы м-ний или источники получения редких металлов	Минералы-концентраты
Кадмий, Cd^{2+}	Свинцово-цинковые и медно-цинковые концентраты руд Pb-Zn, особенно скарновых, и Cu-Zn колчеданных м-ний Зона окисления полиметаллических м-ний	Сфалерит, галенит, халькопирит Гринокит CdS и Отавит $CdCO_3$
Галлий, Ga^{3+}	Нефелиновые сиениты Полиметаллические и медно-полиметаллические м-ния в карбонатных породах Бокситы	Нефелин, содалит, гагманит Сфалерит, галлит ($CuGaS_4$) Бёмит, гидрагиллит, диаспор
Индий, In^{3+}	Богатые Fe сфалериты высокотемпературных Pb-Zn м-ний Касситерит-сульфидные с древеснистым оловом м-ния	Сфалерит, халькопирит Сфалерит, касситерит, рокезит $CuInS_4$, индит $FeIn_2S_4$
Таллий, Tl^+ , Tl^{3+}	Колчеданно-полиметаллические, стратиформные Pb-Zn м-ния, Au-Ag м-ния Низкотемпературные гидротермальные Pb-Zn и Sb-Ilg м-ния Низкотемпературные мышьяковые м-ния Океанические Fe-Mn конкреции	Сфалерит, марказит, галенит Галенит, геокронит, менегинит, пирит, марказит Лорандит $TlAsS_2$, врбаит $Tl(As,Sb)_3S_5$
Германий, Ge^{2+} , Ge^{4+}	Полиметаллические м-ния в карбонатных породах Медно-германиевые м-ния Коксующиеся угли Бурые угли и лигниты Осадочно-метаморфические Fe руды (извлечение из шлаков плавки)	Сфалерит Германит, реньерит Надсмольные воды при коксовании углей Золы энергетических углей Магнетит
Рений, Re^{6+}	Гидротермальные Cu-Mo, U-Mo и Mo м-ния Медистые песчаники Медистые сланцы	Молибденит Джезказганит $Cu(Mo,Re)_4S_4$ Молибденит

Окончание табл. 7.3

Редкий металл	Основные промышленно-генетические типы м-ний или источники получения редких металлов	Минералы-концентраторы
Селен, Se^{2-}	Cu-Ni сульфидные м-ния, колчеданные Cu и Pb-Zn м-ния	Пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит
Теллур, Te^{2-}	Cu-Mo порфировые м-ния	Молибденит
	Медноколчеданные м-ния	Пирит, галенит, халькопирит
	Полиметаллические и колчеданно-полиметаллические м-ния	Галенит, пирит
	Селенидные м-ния (типа Пакахака, Боливия)	Клаусталит PbSe и др. селениды
	Золото-теллуридные м-ния	Самородный Te, теллуриды Au, Ag, Bi
	Осадочные селено-урано-ванадиевые м-ния	Самородный селен, вторичные селениды

Каждой из указанных геохимических групп отвечают свои генетические типы месторождений (см. табл. 7.2, 7.3).

ЛЕЙНОГРАНИТЫ НОРМАЛЬНОГО РЯДА И ИХ ПЕГМАТИТЫ

Редкометалльные гранитные пегматиты. С гранитными пегматитами и связанными с ними остаточными и переотложенными россыпями был связан интенсивный рост промышленности редких металлов в 1930–40-х годах. Вследствие освоения карбонатитов и других новых типов месторождений относительное значение пегматитов в добыче редких металлов несколько снизилось, но из них до сих пор добывается основная масса Ta, Ce, Li и Be. В месторождениях пегматитов сосредоточена основная часть мировых запасов эндогенных руд Li и Cs, больше половины запасов Be, свыше трети запасов Ta, значительная доля Rb и всего около одного процента Nb (Месторождения литофильных..., 1980; Солодов, 1985). Отмечается приуроченность крупных и богатых пегматитовых месторождений к железомagneзиально-кальцевым породам — амфиболитам и амфиболсодержащим сланцам, известнякам. Например, наиболее крупные и богатые альбит-сподуменовые пегматиты выявлены среди мраморизованных известняков. Основная масса пегматитовых запасов всех редких элементов приходится на пегматиты, приуроченные к древним платформам и докембрийским срединным массивам.

Месторождения в кислых гранитах. Это кварц-альбит-микроклиновые граниты, которые представляют собой конечные продукты дифференциации помодромных гранитоидных серий нормального ряда. С этими гранитами связаны средние или небольшие по масштабу месторождения тантала и часто лития с попутными оловом, рублием и цезием (Солодов, 1985).

Такие граниты встречаются на древних платформах и в докембрийских срединных массивах, но преобладают в фанерозойских (палеозойских и мезозойских) складчатых областях. Особенно типично их расположение в зонах сопряжения палеозойских или каледонских консолидированных глыб и более молодых складчатых зон (Гинзбург, 1972).

Месторождения кислых редкометалльных гранитов выявлены в пределах глобального широтного Центрально-Азиатского геотектонического пояса (Испания, Франция, Марокко, Алжир, Египет, Забайкалье, Приморье, Верхоянье, МНР, КНР). На месторождениях наблюдается четкая вертикальная зональность: от апикальной части массивов вниз лепидолит последовательно сменяется криофиллитом, мусковитом и биотитом, микролит-танталитом и колумбитом, а стрюверит — ильменорутилом. Содержание Ta резко уменьшается от 0,03–0,04 % в прикупольной части до 0,01 % в нескольких десятках метров от контакта гранита и до тысячных долей на глубине 100–200 м. Одновременно уменьшается отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 от 1,5 до 0,2. Для минерального состава гранитов характерны такие рудные минералы, как криофиллит, лепидолит, литиевый мусковит, микролит, танталит-колумбит, танталоносный касситерит, а типоморфным пороодообразующим минералом является амазонит.

Типичными представителями редкометалльных гранитов являются альбит-амазонитовые граниты Орловского и Этыкинского месторождений в Восточном Забайкалье (рис. 7.1) и подобные им граниты массива Бовуар в Центральном массиве Франции. Магматический генезис танталовой минерализации убедительно обоснован для литий-фтористых гранитов массива Бовуар в Центральном массиве Франции, которые практически аналогичны рудоносным гранитам Орловского месторождения (Raimbault et al., 1995; Reif et al., 2000). Все типичные танталоносные месторождения кислых редкометалльных гранитов имеют мезозойский возраст, более мелкие — герцинский. Известны месторождения нижнепалеозойского возраста, но не известно докембрийских. По всей видимости, продуктивность лейкогранитов на тантал нарастала по мере увеличения мощности сиалической коры.

ЩЕЛОЧНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Месторождения щелочных редкометалльных гранитов. К щелочным гранитам приурочены крупные комплексные месторождения Ta, Nb, Hf, Zr, Y, цериевые (легкие) редкие земли, Li, Rb, Cs, U и Th. Месторождения щелочных редкометалльных гранитов распространены только на древних платформах и докембрийских срединных массивах. Они генетически связаны с щелочным мантийным магматизмом и являются первым, наименее щелочным, членом кристаллизационной дифференциации подкоровой нефелинсиенитовой магмы (Солодов, 1985). Из промышленно ценных минералов в них встречаются пироклор, циркон, ферриторит

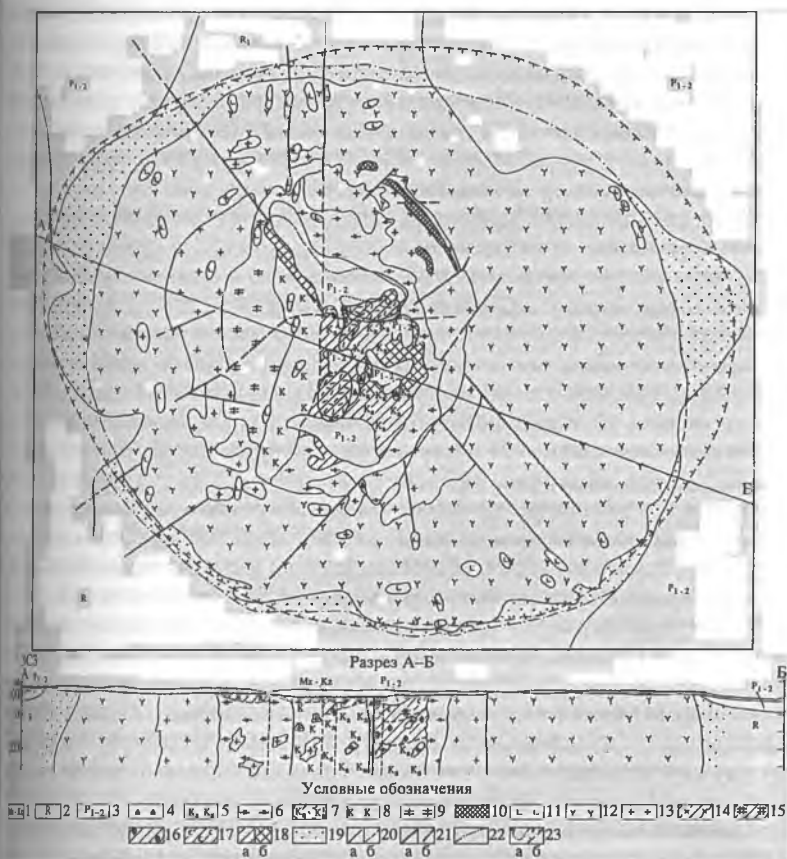


Рис. 7.1. Схематическая геологическая карта Орловско-Спокойнинского рудного узла (составили А.М. Гребенников, И.Н. Титов, В.И. Белых, А.Ц. Жаргалов, В.Н. Ванюков, 1964):

1 – современные делювиальные отложения; 2 – толща песчаников, алевролитов, с прослоями мегаэффузивов; 3 – толща песчаников и алевролитов; 4 – туфобрекчии; 5 – лампрофиты; 6 – биотитовые порфирировые граниты; 7 – двуслюдяные порфириновые граниты; 8 – мусковитовые граниты с вольфрамитом и бериллом; 9 – порфирибластовые мусковитовые граниты с колумбитом; 10 – амазонит-альбитовые граниты с лепидолитом, мусковитом и колумбитом-танталитом (три переходные разновидности); 11 – мусковитовые грейзенизированные граниты с вольфрамитом и бериллом; 12 – лепидолит-альбитовые граниты с колумбитом-танталитом и микролитом; 13 – грейзены кварцево-мусковито-цинквальдитовые с вольфрамитом и лепидолит-цинквальдит-топазо-кварцевые с танталитом и микролитом; 14 – кварцевые альбититы (дайки) и кварцевые жилы; 15 – кварц-амазонитовые тела с оторочкой цинквальдита; 16 – базальтовые дайки; 17 – грейзенизированные граниты; 18 – рудные тела: а-бедные, б-богатые; 19 – элювиально-глинистые отложения; 20 – разломы: а-установленные, б-предполагаемые; 21 – контуры рудных тел: а-установленные, б-предполагаемые; 22 – предполагаемая граница интрузива; 23 – контур кольцевой структуры: а-предполагаемый, б-установленный.

полилитионит-циннвальдит, гагаринит, криолит. Содержания ниобия в щелочных гранитах на порядок выше, а тантала в 1,5–2 раза больше, чем в кислых литий-фтористых (амазонитовых) гранитах, а отношение Nb/Ta варьирует от 8 до 12. Оруденение в щелочных гранитах прослеживается на глубину в сотни метров без заметных изменений. Месторождения щелочных гранитов пока не разрабатываются, но могут в ближайшие годы составить основу редкометалльной сырьевой базы (Солодов, 1985).

Массивы щелочных редкометалльных гранитов обычно обладают изометричной формой (в плане) и площадь до порядка 1 км². На глубину они уходят вертикально и прослеживаются до глубин более 700 м, сохраняя трубообразную форму. Самые первые щелочные граниты были обнаружены на плато Джос в Нигерии. Массивы приурочены к концентрическим структурам и имеют форму круто залегающих трубообразных тел, иногда с зонально-концентрическим строением. Граниты состоят из примерно равных количеств кварца, альбита и микроклина. Из порообразующих типоморфных минералов можно назвать щелочные амфиболы и пироксены, литиевые слюды, биотит, фаялит. Из амфиболов характерны рибекит, реже арфведсонит и гастингсит, из пироксенов — эгирин, реже геденберgit и авгит. Из редкометалльных минералов в щелочных гранитах практический интерес представляют пироксдор, церропироксдор, плюмбопироксдор, колумбит, циркон, малакон, торит, ферриторит, полилитионит, гагаринит, флюоцерит, криолит, касситерит и галенит.

Щелочные граниты с повышенными содержаниями редких элементов встречаются в Нигерии, Центральной Азии и в ряде районов России. Они образуют протяженные пояса северо-восточного простирания длиной в сотни км (в отличие от докембрийских пегматитовых поясов, имеющих северо-западное простирание); формировались в широком возрастном диапазоне — от среднего протерозоя до мезозоя включительно. Зависимость степени рудоносности и минерального состава массивов от возраста не установлена.

Агпаитовые нефелин-калишпатовые массивы. Известно не более десятка нефелин-калишпатовых массивов на земном шаре: три на Кольском п-ове (Хибинский, Ловозерский и Контозерский), один в Гренландии (Илимаусак), один в Бразилии (Посус-ди-Калдас) и два в Африке (о-ва Лос у западного побережья Гвинеи и массив Пилансберг в ЮАР). Возраст массивов от протерозоя до мезозоя: Посус-ди-Калдас 110–147, Ловозерский — 260, Хибинский — 290, Илимаусак — 1012–1050, Пилансберг — 1290 ± 180 млн лет.

Все массивы крупные, воронкообразные и имеют изометричную форму с крутыми бортами, падающими к центру массива. Размеры их в плане от 11×11 до 35×44 км. Порообразующие минералы представлены, помимо К-На полевых шпатов и нефелина, нозеаном, гакманитом, канкринитом, содалитом, анальцитом, лейцитом, эгирином, роговой обманкой, эвдиалитом, мурманитом, астрофиллитом, ловозеритом, сфеном, апатитом и другими. Типичными второстепенными минералами являются магнетит, лепидомелан, биотит, ринколит, лампрофиллит, ильменит, титано-магнетит

и другие. В этих массивах ценные концентрации образуют лопарит, апатит, нефелин, эвдиалит, ловозерит, стенструпин, ринколит, берриллит, эшинит, паризит, гельбастрезит и, возможно, сфен, чкаловит (Солодов, 1985). Порода массивов кристаллизуются в антидромной последовательности: от лейкократовых к меланократовым, что связано с более поздней кристаллизацией темноцветных минералов (эгирина и арфведсонита) по отношению к микроклину и нефелину в агапитовых породах.

Нефелин-альбитовые массивы. Эти массивы протерозойского возраста известны на Канадском (Блю-Маунтин и Банкрофт), Балтийском (Сахарноковский) и Украинском (Октябрьский) щитах. Типоморфными породами в них являются мариуполиты, нефелиновые альбититы, канадиты и плагиомиаскиты. Из редкометалльных минералов практический интерес представляют пироклор и циркон. Содержание Nb_2O_5 в рудах — до 0,15 %, Ta_2O_5 — до 0,015 %, ZrO_2 — до 1 %. Ресурсы Nb_2O_5 в отдельных массивах могут достигать сотен тысяч тонн, Ta_2O_5 — десятков тысяч тонн, ZrO_2 более 1 млн т.

Нефелин-альбит-калишпатовые массивы. Массивы нефелин-альбит-калишпатового состава, или миаскитовых нефелиновых сиенитов, имеются на всех континентах, но более всего развиты в Европе, Азии и Северной Америке. Они располагаются как на древних платформах, так и в пределах докембрийских срединных массивов среди фанерозойских складчатых областей. На древних платформах и докембрийских срединных массивах их форма более изометричная. Площадь массивов — до десятков квадратных километров, редко — выше 100 км². Возраст массивов колеблется от протерозойского до мезозойского. Наиболее распространены верхнепалеозойские массивы, но концентрация редкометалльных минералов выше в более древних метасоматитах. Вмещающими породами массивов служат гнейсы, сланцы, амфиболиты, известняки, кварциты. Наряду с собственно нефелиновыми сиенитами, занимающими обычно центральные части массивов, в их эндоконтакте развиты щелочные сиениты. В экзоконтакте развиваются нефелиновые мигматиты и мощный (во много сотен метров) ореол фенитов — метасоматитов магматического этапа. Широко развиты пегматиты и гидротермальные биотит-карбонатные метасоматиты и альбититы.

Среди второстепенных породообразующих минералов вместо эгирина присутствуют щелочной амфибол и слюды (лепидомелан, биотит). Акцессорные минералы представлены пироклором, цирконом, ортитом, чевкинитом, ильмено-рутилом, бастрезитом, колумбитом, эшинитом, ферсмитом, бетафитом, торитом и др. Практическое значение имеют только три типа месторождений — щелочные пегматиты, альбититы с пироклором и цирконом и биотит-карбонатные метасоматиты с пироклором. Это небольшие месторождения ниобия, из которых попутно может добываться цирконий. Содержание Nb_2O_5 варьирует от 0,1 до 1 %. Запасы ниобия в таких месторождениях достигают десятков и первых сотен тысяч тонн. Наиболее высокие запасы свойственны месторождениям на древних платформах.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАССИВЫ И КАРБОНАТИТЫ

Это массивы сложного строения, состоящие из пород четырех групп: 1) ультрабазитов (оливиниты, дуниты, пироксениты); 2) мелилитовых и нефелин-пироксеновых пород ряда якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртит; 3) нефелиновых и щелочных сиенитов; 4) кальцит-апатит-магнетит-форстеритовых пород и различного состава карбонатитов — кальцитовых, доломитовых, анкеритовых, сидеритовых. На земном шаре известно более 250 щелочно-ультраосновных массивов. Они обнаружены на всех континентах, кроме Антарктиды, но более всего в Африке, Азии и Северной Америке. Но при этом большая часть запасов ниобия, связанных с карбонатитами, сосредоточена в Южной Америке. Щелочно-ультраосновные массивы обычно располагаются группами в виде поясов и провинций. Провинции эти приурочены к древним платформам и реже к докембрийским срединным массивам, где мощность коры меньше, чем в складчатых областях.

Весьма типична приуроченность массивов к периферическим областям платформ: в южном сегменте Африканской платформы, в северном и северо-западном сегменте Русской платформы, в юго-западной части Индийской платформы, в восточной части Южно-Американского континента и Канадского щита, на северо-западной окраине Сибирской платформы.

Более глубинные щелочно-ультраосновные массивы оказываются богатыми карбонатитами при оптимальной глубине формирования последних 4–7 км (Солодов, 1985). Карбонатиты являются самыми крупными и богатыми месторождениями ниобия и цериевых редких земель и также важным источником тантала, циркония, гафния и стронция. В качестве типичных примеров месторождений редких металлов, связанных с карбонатитами, можно назвать такие мировые гиганты, как Араша и Тапира (Бразилия), Томтор (Россия), Маунтин-Пасс (США).

Месторождение Томтор приурочено к одноименному гигантскому массиву, занимающему около 300 км² на севере Сибирской платформы. В строении массива принимают участие три главные серии пород: 1) якупирантит-ийолиты; 2) щелочные и нефелиновые сиениты; 3) карбонатиты. Существенную роль играют также многочисленные дайки и трубки взрыва щелочных пикритов, альнеитов, авгититов. Породы ийолитовой и сиенитовой серий слагают краевые части массива, а карбонатиты образуют его центральное ядро, окруженное широкой полосой интенсивно карбонатизированных силикатных пород. Щелочные и нефелиновые сиениты занимают большую часть площади массива (200 км²).

Формирование главных фаз массива датируется вендом (Энтин и др., 1990). Дайки и трубки взрыва пикритов-альнеитов заметно оторваны по времени от главных интрузивных фаз и формируются преимущественно в интервале 350–500 млн лет.

В допермское время массив был выведен на поверхность и в позднем девоне-карбоне подвергся интенсивному латеритному выветриванию.

в процессе которого начала формироваться продуктивная толща кор выветривания карбонатитов. Суммарная мощность перекрывающей коры выветривания толщи, включая и четвертичные отложения, варьирует от 10 до 140 м. В редкометалльных карбонатитах средние содержания Nb_2O_5 в различных участках варьируют от 0,18 до 0,4 %, в охрах они составляют соответственно от 0,7 до 1,7–1,8 %. Содержания TR_2O_3 в карбонатитах более однородны и составляют 0,7–1 %, охры обычно содержат от 4 до 5 % TR_2O_3 .

Содержание ниобия и редкоземельных элементов в лимонит-франколитовых породах обычно ниже, чем в охрах. С эпигенетическими процессами здесь связано формирование уникальных комплексных редкометалльных руд, которые благодаря суммированию эффектов двух этапов гипергенеза характеризуются высокими содержаниями редких металлов. Кроме основных компонентов, руды содержат в среднем 1,0 % V_2O_5 , 3,9 % SrO , 5,6 % BaO , 0,0065 % Ga и около 8 % TiO_2 . С учетом этого, общее количество заключенных в рудах ценных компонентов превышает 50 % их массы.

МЕТАСОМАТИТЫ

Геотектоническая позиция и распределение этих месторождений по геолохам рудообразования определяются магматическими комплексами соответствующих метасоматитов, которые разделяются на следующие основные разновидности: 1) околонефматитовые; 2) апоскарновые; 3) пневмолито-гидротермальные; 4) слюдисто-флюоритовые; 5) поздне-термальные. В околонефматитовых метасоматитах содержатся не более 0,5 % Cs_2O , 2 % Rb_2O и до 0,4 % Li_2O при запасах до десятков тысяч тонн каждого из этих компонентов. В апоскарновых метасоматитах в повышенных количествах содержится только бериллий. Запасы BeO в месторождениях достигают 20 тыс. т, а содержания колеблются от 0,1 до 1 %. Пневмолито-гидротермальные образования бериллиеносных жил и грейзены (Месторождения литофильных..., 1980), слюдисто-флюоритовые метасоматиты содержат богатые бериллием минералы (бертрандит, фенакит, бехоит) и, соответственно, отмечаются высокими содержаниями бериллия (до 1,3 %) в запасах в десятки тысяч тонн. Метасоматиты формировались от протерозоя до неогена и в различных геотектонических условиях — от докембрийских срединных массивов до эпиплатформенных орогенических поясов и областей. Поздне-термальные метасоматиты сложены разнообразными слюдами с примесью карбонатов, флюорита и сульфидов цветных металлов. Большинство месторождений приурочено к вулканно-тектоническим депрессиям и локализуется в вулканогенно-осадочных породах, отлагаясь из выносимых из глубины растворов.

Это новый, очень перспективный и пока мало изученный тип месторождений лития, с которым в США связаны запасы до 1 млн т оксида лития при содержании его до 1 % (Солодов, 1985). Кроме того, выделяются также

метасоматиты, связанные с щелочными гранитами и богатые иттриевыми редкими землями. На нижних горизонтах некоторых из рассматриваемых типов появляется тантал-ниобиевая минерализация. В рудах всех месторождений имеется циркониевая минерализация и радиоактивные минералы с многократным преобладанием тория над ураном. Местами появляется литиевый фенит. Редкометалльные фениты генетически связаны с альбит-калишпатовыми и нефелин-альбитовыми массивами. Вообще фенитизация силикатных вмещающих пород наблюдается около всех щелочных массивов — от глубинных докембрийских массивов Балтийского щита и Канады до приповерхностных современных массивов и вулканов Восточной Африки. Она обычно выражается в интенсивной полевошпатизации пород, исчезновении кварца и появлении щелочных амфиболов и пироксена. Фениты приобретают редкометалльную минерализацию при наложении на них гидротермальных процессов альбитизации, карбонатизации, биотитизации и др., приводящих к появлению в фенитах минералов Ti, Nb, Zr, Th, Be, реже Sr, Ba, Rb и Cs. Практически значимыми являются два типа связанного с фенитами гидротермального редкометалльного оруденения: арфведсонит-альбитовые метасоматиты с цезиевым астрофиллитом и арфведсонит-эгирин-альбит-ортоклазовые фениты с берилитом.

Кроме отмеченных выше типов, встречаются также другие типы месторождений редких металлов, связанных с различными типами россыпей и корами выветривания гранитов, карбоатитов и пегматитов, которые играют значительную роль в добыче редких металлов, особенно циркония и ниобия, во всем мире. Природные высокоминерализованные воды также могут служить как источники редких металлов. В природных водах содержание редких элементов зависит от сочетания главных макрокомпонентов — K, Na, Mg, Ca и др. Известны следующие типы вод.

1. Глубокозалегающие хлоридные Na, Ca или Mg рассолы. Широко распространены на платформах и в краевых прогибах, залегая на глубине нескольких километров. Скважины поначалу могут фонтанировать с большим дебитом, но в дальнейшем требуется принудительная откачка рассола. Температуры обычно не выше 100 °C. Суммарная минерализация вод варьирует от десятков до 320 г/л. В настоящее время такие воды в качестве сырья на редкие металлы пока нигде не используются, хотя, например, запасы лития в подземных водах нефтеносных районов вокруг Мексиканского залива оцениваются в 11 млн т при концентрации до 700 мг/л. Примером является месторождение Силвер-Пик (штат Невада, США), расположенное в бессточной долине Клайтон, в 200 км к северу от оз. Сёрлз. Центральная часть долины является дном высохшего послеледникового озера. Рыхлые терригенные отложения (галечники, пески, суглинки) являются коллектором хлоридно-натриевой рапы и перекрыты тонким водонепроницаемым экраном глин. Общая минерализация рапы — выше 200 г/л. Суммарные запасы солей составляют несколько миллиардов тонн. Запасы оксида лития оцениваются в 7,4 млрд т при среднем содержании более 0,08 %.

2. Салары. Это закрытые депрессионные структуры внутри пустынных районов с крайне аридным климатом и интенсивным испарением в условиях высокогорья. В сalaraх слои соли переслаиваются с песками и глинами. Поры соляных отложений заполнены крепким рассолом. Литиеносные салары связаны с плейстоценовыми солеродными бассейнами западного побережья Южной Америки. Здесь выявлено более 75 залежей размером в несколько тысяч квадратных километров. Наиболее крупными являются Салар-де-Уюни (Боливия) и Салар-де-Атакама (Чили).

Месторождение Салар-де-Атакама расположено в северной части Чили на высоте около 2300 м над уровнем моря. Соли представлены в основном галитовой фацией, окруженной узкими краевыми фациями сульфатов и карбонатов. Слой галита имеет мощность около 350 м в центральной части и 50 м — по краям бассейна. Только подтвержденные запасы лития составляют 1,65 млн т при очень высокой концентрации оксида лития в рапе (0,14 %). Второстепенными компонентами являются Rb и Cs.

Генетически близко к сalaraм и сухое соляное оз. Сёрлз в Калифорнии, залежи которого частично выходят на поверхность. Поверхностная литиеносная рапа известна также в Мертвом море (Израиль) и Большом Соленом озере (штат Юта, США).

РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Вопросы о размещении редкометалльных месторождений в пространстве и времени обсуждались в работах В. В. Архангельской (1980), Л. Н. Овчинникова (1992), Н. А. Солодова (1985), К. Д. Беляева с соавторами (1996), А. А. Фролова и др. (2005), Е. Н. Алтухова и др. (2005) и других известных исследователей в этой области.

Эти работы показывают, что эндогенные месторождения литофильных редких металлов (Li, Rb, Cs, Be) и отчасти тантала, как и многие оловянные и вольфрамовые месторождения, связаны с кислым гранитным внутрикоровым магматизмом, гранитоидными пегматитами и метасоматитами, развитыми в надсубдукционных турбидитовых комплексах активных континентальных окраин (Боливия, Корнуэлл, Дальний Восток России) или в зонах активизации платформ (Восточное Забайкалье России, Китай). Металлогенические особенности коровых гранитоидов определяются, в первую очередь, составом осадочных песчано-сланцевых (особенно глинистых) толщ, подвергающихся палингенезу или анатексису.

Эволюция редкометалльного рудообразования в геологической истории различна для разных групп металлов. По мнению И. Н. Кигая, расчеты, основанные на оценках Н. А. Солодова (1985), показывают, что площадь выщелачивания редкометалльных пегматитов и насыщенность их пегматитами растут от докембрия к кайнозою, но при этом суммарные запасы некоторых заключенных в пегматитах редких металлов, особенно рублидия и цезия

(табл. 7.4), заметно снижаются (максимум приходится на поздний архей с резким снижением в последующие эпохи). У лития и бериллия максимум приходится на каледониды, у тантала и ниобия — на кайнозой (рис. 7.2). Сам щелочной магматизм, который, по общему признанию, имеет мантийно-коровую природу, показывает практически параболическое нарастание количества щелочных магматитов от докембрия к кайнозой. По мнению Л. Н. Когарко (2004), это связано с нарастающим во времени обогащением мантии калием, водой и углекислотой и ее окислением при плавлении опускающихся в нее субдуцируемых океанических осадков, что приводит к мантийному метасоматозу и частичному плавлению мантийных пород с извлечением несовместимых элементов, в том числе редких металлов, и образованием длительно существующих промежуточных подкоровых очагов щелочной магмы. С этим процессом Л. Н. Когарко связывает образование суперкрупных редкометалльных месторождений, связанных с щелочными комплексами, включая щелочные ультрабазиты с карбонатитами и агпайтовые нефелиновые сиениты.

Таблица 7.4. Распределение удельных мировых запасов редких элементов в пегматитовых месторождениях по эпохам минерации, в $10^{-3} \%$ на 1 млн лет каждой эпохи (пересчитано И. Н. Кигаем по данным Н. А. Солодова, 1985)

Металлы	Эпохи минерации (в скобках — длительность каждой эпохи в млн лет)								
	Позд. архей (500)	Ран. протерозой (700)	Сред. протерозой (200)	Ран. рифей (600)	Позд. рифей (400)	Калед. (200)	Герц. (175)	Киммер. (125)	Альп. (100)
Li	48	31,4	45	30	8,7	65	42,8	8	20
Rb	146	6,7	0,0	3	0,0	4,5	2	0,0	0
Cs	160	8,5	6,5	7,5	3	16	14	4,8	7
Be	34	22,8	35	20	47,5	60	57	24	40
Ta	32	18,5	7,7	33	62,5	50	34	16	30
Nb	20	24,3	35	33	62,5	50	34	16	30

Наиболее продуктивными на эндогенный цирконий (и, соответственно, гафний) оказались мезозойские щелочные породы и карбонатиты. Более 90 % мировых ресурсов циркония заключено в мезозойских и современных корях выветривания и россыпях. Для тантала, ниобия и скандия наблюдается отчетливое прогрессивное нарастание продуктивности от докембрия до кайнозоя. Это указывает на положительное совокупное влияние рециклинга и нарастания подкорового щелочного магматизма на рудообразование рассматриваемых металлов. Основные максимумы редкоземельной минерализации приходятся на период от среднего протерозоя до раннего палеозоя. Так, в позднем протерозое образовалось уникальное месторождение Маунтин-Пасс в Калифорнии (США) с запасами 40 млн т руды цериевых

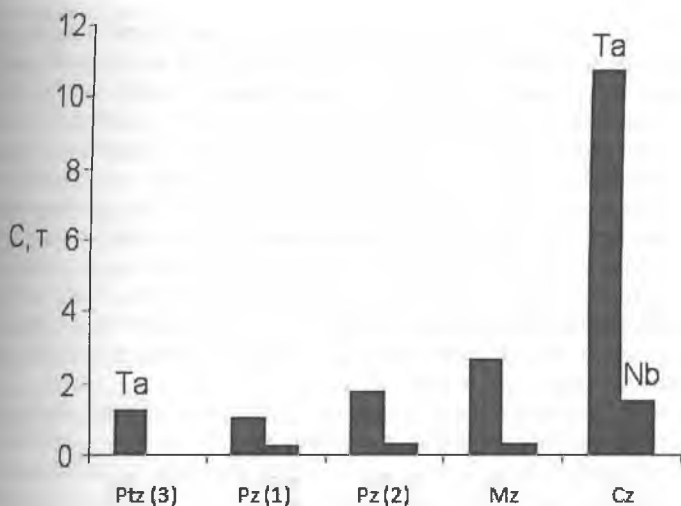


Рис. 7.2. Удельная продуктивность геологических эпох на тантал и ниобий (в тоннах оксидов на 1 млн лет каждой эпохи). Пересчитано И. Н. Кигаем по данным К. Д. Беляева и др. (1996)

редких земель при содержании 7,67 % TR_2O_3 . Оруденение другого гигантского комплексного железо-ниобиево-редкоземельного месторождения Байя-Обо (Китай) формировалось с перерывами от среднего протерозоя до девона. Запасы руд месторождения оцениваются в 40 млн т редких земель при содержании 3–5,4 % TR_2O_3 , 1 млн т Nb_2O_5 и 470 млн т Fe, по оценке на июль 2008. Месторождение расположено в субширотной среднепротерозойской рифтовой зоне, проходящей вдоль северного края Сино-Корейского кратона. Вмещающие породы — кварциты, сланцы, известняки и доломиты. Последние служат главной рудовмещающей породой. Многими исследователями ранее месторождение связывалось с карбонатитами. Но, наряду с осадочным происхождением рудовмещающих доломитов, имеются и неоспоримые признаки гидротермального происхождения руд, а также Mg, Fe, Na и F метасоматизма вмещающих пород. Львиная доля мирового производства цериевых редких земель обеспечивается этими двумя упомянутыми месторождениями.

Более 91 % запасов иттриевых редких земель приурочено к щелочным гранитам протерозойского возраста и 9 % — к фанерозойским щелочным гранитам (Алтухов и др., 2005). По данным этих авторов, распределение иттриевых редких земель во времени соответствует эволюции их кларковых содержаний в разновозрастных щелочных гранитах: концентрации этих металлов в гранитах раннего протерозоя почти в полтора раза в рифейских — в два с лишним раза выше, чем в архейских; а в фанерозойских снижаются почти до уровня архейских.

Поскольку халькофильные редкие металлы редко или в малых количествах образуют самостоятельные минералы, их количественное распределение по рудообразующим эпохам целиком определяется минерацией широко распространенных сульфидов цветных металлов и других минералов-концентраторов (например, минералов глинозема в бокситах для галлия). Максимальное и притом гигантское накопление меди и молибдена (а также связанных с ними рения, селена и теллура) происходит в кайнозое в связи с нарастанием со временем масштабов и скорости процессов субдукции и образованием надсубдукционных медно-порфировых месторождений в восточном обрамлении Тихого океана. Наивысшие концентрации халькофильных редких металлов наблюдаются в сульфидных месторождениях различного генезиса, от магматогенных до стратиформных «амагматических» и осадочных.

Из литофильных редких металлов истощение мантии раньше всего сказалось в основном на рубидии и цезии, максимум накопления которых в земной коре пришелся на архей, и на иттриевых редкоземельных элементах, максимум накопления которых был в рифее (позднем протерозое). У большинства других редких элементов начало спада продуктивности после первоначального роста приходится на более поздние периоды.

Теоретически, исходя из самых общих соображений, следовало бы ожидать, что металлы, связанные с мантийными магмами, покажут максимумы накопления в земной коре в самом начале ее формирования, поскольку их источником была недеплетированная (не истощенная) мантия, и в дальнейшем, с течением геологического времени, будут демонстрировать постепенный спад до минимума в кайнозое, по мере истощения мантии. В то же время металлы, связанные с сиалическими магмами корового происхождения, должны бы обнаруживать противоположную тенденцию наращивания потенциала в процессе многократного рециклинга.

Однако обе эти тенденции хотя и наблюдаются, но с поправками как для литофильных металлов, связанных и с кислым, и с мантийным магматизмом, так и для халькофильных элементов. Во-первых, ранний архей (4,0–3,5 млрд лет назад), в течение которого формировались комплексы серых гнейсов, был практически лишен рудной минерализации, за исключением железистых кварцитов Гренландии. Основное рудонакопление начинается со среднего и позднего архея, когда широкое развитие получают зеленокаменные пояса; появляются средние и кислые вулканиты и обломочные осадки, а в конце архея — и щелочные магматиты.

Редкометалльные пегматиты — производные кислых магм, обнаруживают зависимость от истории формирования земной коры и, по оценке Н. А. Солодова (1985), площадь их поясов и насыщенность последних пегматитами растут от докембрия к мезо-кайнозое, что свидетельствует об увеличении со временем жильной пегматитовой массы. Пегматиты образовывались во все

геологические эпохи — от архея до кайнозоя. Самые древние пегматиты с возрастом 2,8–3,5 млрд лет установлены в Канаде, Западной Австралии и на севере Европы. Самые молодые кайнозойские пегматиты обнаружены в Японии и на о. Эльба. На докембрий приходится от 73 до 92 % всех пегматитовых запасов лития, рубидия, цезия и тантала, на палеозойские — 12–23 %, а на мезо-кайнозойские — всего 1–5 % (Солодов, 1985).

Таким образом, суммарный редкометалльный потенциал пегматитов со временем падает, что заставляет в качестве возможного объяснения привлечь истощение мантии несовместимыми элементами. Но противоположную тенденцию, судя по данным Л. Н. Когарко (2004), демонстрирует щелочной магматизм, который, по общему признанию имеет мантийно-литовую природу. Резкое, параболическое нарастание интенсивности континентального щелочного магматизма во времени объясняется возрастанием во времени обогащения мантии калием, водой и углекислотой и окислением мантии при плавлении опускающихся в нее субдуцируемых океанических осадков, что в результате приводит к мантийному метасоматозу и частично к плавлению мантийных пород с извлечением несовместимых элементов, в том числе редких металлов, и образованием промежуточных подкоровых очагов щелочной магмы. С этим процессом связывается образование супер-крупных редкометалльных месторождений, связанных с щелочными комплексами, включая щелочные ультрабазиты с карбонатами и агпайтовые нефелиновые сиениты. В результате этих двух противоположных процессов суммарная концентрация тантала и ниобия повышается со временем, особенно если учесть резкое сокращение продолжительности сравниваемых эпох от архея до кайнозоя.

Выводы

Итак, имеющиеся материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Танталоносные месторождения в кислых редкометалльных гранитах преобладают в фанерозойских (палеозойских и мезозойских) складчатых областях. Особенно типично их расположение в зонах сопряжения палеозойских или каледонских консолидированных глыб и более молодых складчатых зон.
2. Отмечается приуроченность крупных редкометалльных пегматитовых месторождений к железо-магнезиально-кальциевым породам — амфиболитам и амфиболсодержащим сланцам, известнякам.
3. Массивы щелочных гранитов с достаточно высокими содержаниями редких элементов приурочены к древним щитам или докембрийским равнинным массивам. Они образуют протяженные пояса обычно северо-восточного простирания в отличие от докембрийских пегматитовых поясов северо-западного простирания. Они имеют возрастной диапазон от среднего архейского до мезозоя, при этом зависимости степени рудоносности и минерального состава массивов от возраста не установлено.

4. Щелочно-ультраосновные массивы и карбонатиты локализуются по периферии платформ и по времени внедрения близки к алмазоносным кимберлитам, но последние локализуются предпочтительно в центральных областях платформ. Карбонатиты являются самыми крупными и богатыми месторождениями ниобия и цериевых редких земель и также важным источником тантала, циркония, гафния и стронция.

5. Пегматиты образовывались во все геологические эпохи — от архея до кайнозоя. Однако основная часть всех пегматитовых запасов лития, рубидия, цезия и тантала приходится на докембрий.

6. Установлено два типа эволюционного тренда. Первый характеризует металлы, связанные с ранними дифференциатами мантийных магм. Их максимумы накопления в земной коре происходят в самом начале ее формирования, поскольку источником металлов была недеплетированная мантия, и в дальнейшем, с течением времени, происходит постепенный спад масштабов рудообразования до минимума в кайнозое, по мере истощения мантии. Подобный вывод относится к сидерофильным элементам и элементам, ассоциирующим с редкометалльными пегматитами. Второй тренд относится к металлам, связанным с континентальным щелочным магматизмом, который является продуктом обогащения мантии калием, водой и углекислотой и окислением мантии при плавлении опускающихся в нее субдуцируемых океанических осадков. В этом случае отмечается противоположная тенденция наращивания рудного потенциала в процессе многократного рециклинга.

Однако оба типа эволюции, хотя, действительно, в ряде случаев и наблюдаются, но с существенными поправками как для литофильных металлов, связанных и с кислым и с мантийным магматизмом, так и для халькофильных элементов.

Глава 8

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ (ПЛАТИНОИДЫ — ЗОЛОТО — СЕРЕБРО)

Благородные металлы представляют собой переходный ряд от сидерофильных к халькофильным элементам (Додин и др., 2001; Золото-серебряные..., 2000; Константинов и др., 1998, 2000а, 2000б; Митчелл, Гарсон, 1984; Рудные ресурсы..., 1995; Старостин и др., 2003а, 2003б, 2006, 2007; Шило, 1997, 2000; Laznicka, 1985). Платиноиды или металлы платиновой группы (МПГ) формируются на начальных стадиях эволюции основного и ультраосновного магматизма. Золото концентрируется на главных стадиях гранитизации рудоносных вулканогенно-осадочных формаций средних этажей развития вулканических поясов. Серебро накапливается в заключительные стадии гидротермального процесса и типично для верхних структурных этажей рудоносных комплексов. Установлена важная роль субмантийных флюидов, содержащих углеводороды, в металлогении благороднометалльных элементов. Рассмотрим кратко распределение основных благородных элементов.

МЕТАЛЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Металлы платиновой группы (МПГ) — платина (Pt), иридий (Ir), осмий (Os), палладий (Pd), родий (Rh) и рутений (Ru) относятся к сидерофильным элементам. По распространенности в земной коре они образуют ряд: $Pd > Pt > Ir > Os > Rh = Ru$. Выделяют легкие МПГ (Pd, Ru, Rh), характерные для платиноидно-медно-никелевых сульфидных месторождений, и тяжелые (Pt, Os, Ir), развитые в платиноидно-хромитовых оксидно-силикатных рудах. Обе триады имеют устойчивую генетическую связь с проявлениями мафит-ультрамафитового магматизма. Согласно исследованиям А. А. Макакушева и Н. И. Безмена (1992), распределение рудных металлов в хондритах между силикатной, сульфидной и металлической (Fe+Ni) фазами показывает наметившиеся еще в первичном веществе расслоение. В первую очередь это касается МПГ и Au, которые наиболее полно экстрагируются из силикатной фазы и концентрируются, прежде всего, в никель-железной и, в меньшей степени, в сульфидной фазах. Выделяются первые примитивные типы: Pt-Pd-Rh и Pt-Pd-Ir. В процессе эволюции Земли на сульфидно-

оксидную дифференциацию и концентрацию МПГ существенно влияли химические потенциалы элементов, РТ и окислительно-восстановительные условия, минеральные парагенезисы, масштабы сопутствующей сульфидной минерализации, типы и характер магматизма, условия экзогенной дифференциации вещества и ряд других факторов.

Мировые запасы МПГ составляют 50 тыс. т. Из них 15 % сосредоточено в архейских зеленокаменных поясах, 5 % — в протерозойских подвижных поясах и интракратонных впадинах, 50 % — в областях тектоно-магматической и тектоно-вулканической протоактивизации докембрия, 5 % — в зонах позднепротерозойско-кембрийского ультраосновного магматизма, 15 % — в фанерозойских областях тектоно-магматической активизации, 10 % — в зонах фанерозойских альпинотипных офиолитов.

Извлекаемые в настоящее время ресурсы МПГ по комплексам и формациям распределены следующим образом: 1) медно-никелевые сульфидные руды (75 %); 2) хромитовые руды в платиноносных породах (15 %); 3) россыпи (5 %); 4) гидротермально-метаморфические образования (5 %). Ежегодно в мире добывается 300 т МПГ, из которых на долю Pt приходится 50 %. Основную массу платиноидов получают в ЮАР и России, значительное количество в Канаде и США (Беневольский и др., 1995).

Месторождения МПГ образуют эволюционный ряд, встречающийся в следующих зонах: 1) архейские кратоны (зеленокаменные пояса с коматиитовым вулканизмом); 2) протерозойские подвижные пояса; 3) докембрийские тектоно-магматические и тектоно-вулканические области протоактивизации; 4) позднепротерозойско-кембрийские мафитовые зоны; 5) фанерозойские области тектоно-магматической активизации; 6) фанерозойские коллизионные зоны офиолитов (Додин, 2000 и ссылки в ней).

В архейских зеленокаменных поясах МПГ локализованы, в основном, в медно-никелевых сульфидных месторождениях, ассоциирующих с коматиитовым магматизмом и, частично, в хромитовых месторождениях мафит-ультрамафитовых комплексов. Их доля в мировом производстве составляет несколько процентов. Главные разрабатываемые месторождения этого типа располагаются в Западной Австралии (рудный район Камбалда, комплексы Уиндимурра, Мунни-Мунни и др.), Южной Африке (Дамба-Иниати, Трожен, Хантерс Род), Северной Америке (месторождения апортозитового комплекса Стилуотер, Лак-дез-Иль, Маратон, Эвиданс, Пояс Абитиб и др.).

В протерозойских подвижных поясах и интракратонных впадинах не обнаружены значительные месторождения платиноидов. Попутно с золотом и ураном добывают осмистый иридий и платину из конгломератов интракратонной впадины Витватерсранд (содержание 3–28 г/т, добыча 150–250 кг в год). Весьма перспективными в будущем будут месторождения черносланцевых толщ протерозойских подвижных поясов. В настоящее время в небольших количествах платиноиды добываются из руд комплексных месторождений структур несогласия (шарьяжные зоны) в углеродистых формациях.

Характерной геохимической ассоциацией этого типа минерализации является Pt-Pd-U-V. К особому, слабо изученному типу относятся Mo-Au-Ni-Pt месторождения, ассоциирующие с позднепротерозойскими рифтогенными терригенно-карбонатными формациями, состоящими из доломитов и черных фосфатных урансодержащих глинистых сланцев. В них развиты слои сульфидных Ni-Mo руд и конкреций. К данному типу относятся месторождения Южного Китая (провинций Гуйчжоу-Зуны, Хунань, Юньнань и др.).

Следует отметить, что в *докембрийских областях протоактивизации* выделяются два типа структур: тектоно-магматический и тектоно-вулканический. В *докембрийских тектоно-магматических структурах* выявлены крупные и уникальные магматогенные зоны обогащенных платиноидами сульфидных медно-никелевых и хромитовых месторождений, ассоциирующих с основными и ультраосновными формациями. Из месторождений этого типа в мире добывают 65–75 % МПГ в рудных провинциях Бушвельд (ЮАР), Великая Дайка (Зимбабве), Садбери (Канада) и Стиллуотер (США). Например, в месторождениях Бушвельдского комплекса сосредоточено до 80 % запасов МПГ мира. Платиновое оруденение сконцентрировано, главным образом, в критической зоне (нориты, пироксениты, анортозиты, перидотиты), расположенной в верхней части комплекса. Выделены две зоны («рифы») сульфидного оруденения, с расположенным между ними горизонтом хромитовых руд (риф Меренского). Общая мощность стратифицированного слоя с МПГ составляет около 20 м. Платиноиды отмечаются не только в Cu-Ni сульфидных и хромитовых рудах, но их повышенные концентрации имеются во всех главных типах пород комплекса (в пегматитовых и кварцевых жилах, в трубках гортонолитового дунита, в диопсид-гроссуляровых скарнах и др.).

Докембрийские тектоно-вулканические структуры также являются перспективными на платиноидное оруденение. Примером может служить Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона на Кольском п-ве, включающая два крупных рудных района Печенгско-Алареченский и Имандра-Варзугский. Наиболее важным в экономическом отношении является Печенгское рудное поле, приуроченное к одноименной палеорифтовой структуре. Оруденение, представленное сульфидами меди и никеля, расположено в нижних частях интрузий метаморфизованных габбро-верлитов, а также в контактирующих с ними метавулканитах основного состава, слагающих печенгскую серию. Содержания Pt и Pd в рудах колеблются в пределах 0,1–0,6 г/т.

Позднепротерозойские рифтогенные структуры и палеобассейны в пределах древних платформ часто содержат расслоенные интрузии анортозитовых формаций, относящихся к гренвильской фазе складчатости. На Канадском щите в таких структурах находятся сульфидные медно-никелевые с МПГ месторождения комплекса Дулут (Хартли, Баббит, Блу-Лейк и др.). Здесь в габбро-перидотитовых и габбро-троктолитовых слагах в сульфидных рудах содержание Pt и Pd достигает 1,5–10 г/т, а в магнетит-ильменит-хромитовых (Берг-Лейк) 5 г/т.

Фанерозойское оруденение. В фанерозое оруденении МПГ также отмечается в двух типах структур: тектоно-магматической и коллизионной. С фанерозойскими областями тектоно-магматической активизации связаны уникальные месторождения Норильского рудного района. Они приурочены палеорифту и локализованы в силлообразных телах габбро-долеритовых интрузий, расслоенных на пласты оливинитов, пикритовых долеритов и габбро-диоритов. Руды месторождений (Норильское I, II, Талнахское, Октябрьское) имеют комплексный медно-никелево-платиноидный состав (0,25–4,0 % Ni, 0,2–7,5 % Cu, 40–60 г/т платиноидов). Этот район обеспечивает 98 % запасов и до 90 % добычи платиноидов России. Месторождения ассоциируют с триасовыми базальтовыми траппами Сибири. Однако металлогенический анализ позволил установить, что рудные элементы этих месторождений (за исключением железа) не мантийного, а корового происхождения, попавшие в базальты благодаря ремобилизации (рециклингу) рудных элементов из раннепротерозойских осадков и пород, развитых в фундаменте Сибирской платформы. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Существующие генетические представления. Открытие Талнахских месторождений с богатыми сульфидными рудами, локализованными в подошве маломощных (средней мощностью 150 м) силлообразных тел раннетриасового возраста в пределах крупнейшей в мире Сибирской трапповой провинции, существенно повлияло на взгляды о происхождении магматических медно-никелевых руд. Пристальное внимание ведущих мировых исследователей к этим месторождениям связано с тремя факторами: гигантским масштабом рудных объектов; его предполагаемой ассоциации с мезозойскими траппами и фактом, что до открытия Норильска все разрабатываемые крупные месторождения медно-никелевых и платиновых руд были связаны с гигантскими протерозойскими ультрабазит-базитовыми плутонами. Обнаружение нового типа руд не только изменило ситуацию на мировом сырьевом рынке, но и принципиально сказалось на развитии теории магматического рудообразования. Если гипотеза о генетической связи оруденения с траппами верна, то открываются грандиозные перспективы открытия подобных месторождений на всех континентах мира, учитывая масштабы мезозойского траппового магматизма. Однако разноплановые работы (региональные, детальные, тематические, геологоразведочные и др.) последних 25 лет все больше позволяют сделать вывод, что такой связи нет. Поэтому взгляды исследователей постепенно эволюционируют.

Уникальные месторождения Норильского района характеризуются длительной, многоэтапной историей формирования. Фундамент региона, состоящий из архейских кристаллических комплексов и нижне-среднепротерозойских вулканогенно-осадочных отложений, в последующей истории испытал многократные тектоно-магматические преобразования. В результате консолидации разновозрастных гетерогенных глыб архейд и ранних карелид возникли протяженные долгоживущие линеаменты раннепротерозойского заложения – рифтогенные структуры.

По мнению крупного знатока металлогении этого региона О. А. Дюжикова (2004), в позднюю фазу герцинского тектоногенеза в позднепалеозойское-раннемезозойское время произошел распад единой докембрийской Северо-Азиатской суперплатформы на ряд структур и, прежде всего, на Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу, между которыми располагаются Приенисейский перикратонный прогиб и Норильско-Таймырская система поднятий и впадин, фиксирующих высокомобильную в докембрии и палеозое субдукционную зону. Месторождения региона связаны с трехлучевой пермо-триасовой системой рифтов и расположены в зоне Енисейско-Хатангского глубинного разлома.

На природу норильских месторождений существует несколько гипотез: ликвидационно-магматическая (Котульский, 1946; Годлевский, 1959), гидротермальная (Елисеев, 1958), инфильтрационно-метасоматическая (Золотухин, 1964) и регенерационная (Роговер, 1959). В последней основным источником металлов предполагалось древнее пневматолито-гидротермальное месторождение, поглощенное трапповой магмой.

Однако большинство исследователей рассматривало формирование норильских месторождений в условиях закрытой магматической системы из расплавов основного состава повышенной магнизальности и обогащенных летучими компонентами. Становление рудоносных массивов предполагалось на заключительном этапе формирования трапповой формации в результате самостоятельного магматического цикла (Годлевский, 1959). Существенно позже появились представления об образовании норильских месторождений в условиях открытой проточной магматической системы из обычных толеитовых расплавов за счет взаимодействия магм с вмещающими породами (Lightfoot, 1993; Naldrett, 2003).

Эта точка зрения получила широкое распространение. Она предполагается для крупнейших медно-никелевых месторождений: Джиньчуань, Калатонгке (Китай), Войсис-Бэй (Канада) и др. Несмотря на привлекательность предложенной модели, она имеет ряд недостатков. Согласно Н. А. Кривоуцкой (2010), одним из них является отсутствие доказательства связи интрузивных и эффузивных образований в Норильском районе. Эта проблема обусловлена двумя главными факторами. 1) залеганием большей части интрузивных тел норильского интрузивного комплекса, несущего оруденение, значительно ниже в стратиграфическом разрезе, чем вулканиды — среди терригенно-осадочных пород девона — перми; поэтому реальные взаимоотношения между лавами и интрузивами отсутствуют. 2) близостью абсолютного возраста всех магматических образований района, сформированных в течение краткого промежутка времени (0,3 млн лет), так что любые геохронологические методы не дают истинных представлений о возрастных соотношениях различных пород и образуемых ими комплексов. Ряд исследователей надеются решить эту проблему, применяя прецизионные методы исследования пород и минералов, в частности данные по распределению редких элементов в породах (Кривоуцкая, 2010).

Д. А. Додин, Н. М. Чернышев, Д. В. Полферов и Л. Л. Тарновецкий (1994) разработали шестиэтапную петролого-геодинамическую модель формирования Норильских месторождений. Идеей модели является длительная история развития Таймыро-Норильской рудномагматической системы, которая включает и дорудный этап ($PR - P_2$) (рис. 8.1). Важную роль авторы придают коллизии Таймыро-Североземельской области с Сибирской платформой в ранней перми, когда в результате субдукции океанической коры погруженные в подошву платформы морские осадки явились основным источником воды, серы, хлора, фтора и галогенидов для мощных флюидных потоков. В вершинах мантийного диапира при парциальном плавлении истощенной мантии формировались мафитовые магмы с максимумом потока водного флюида. Производные флюидизированных магм явились родоначальными расплавами интрузий норильско-талнахского и неконгдоконского типов.

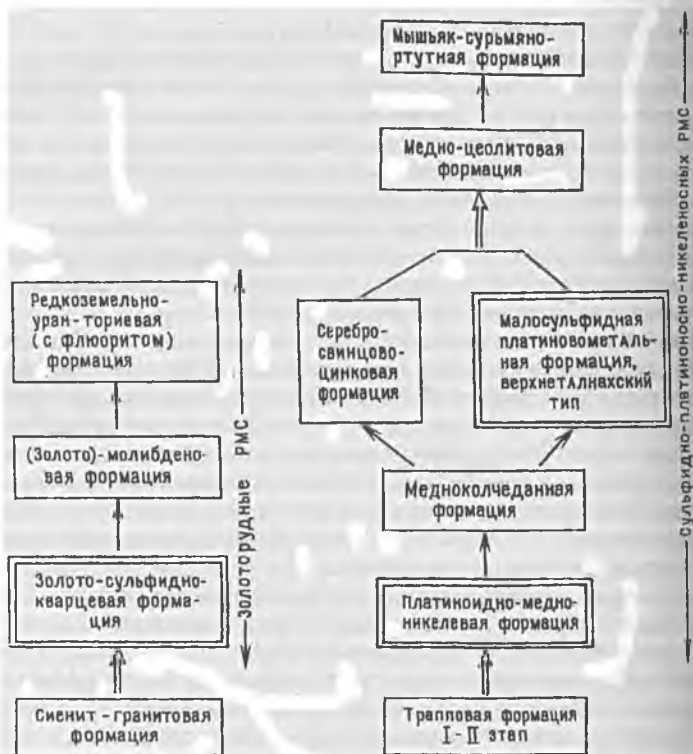


Рис. 8.1. Предполагаемые пространственно-временные сопряженные ряды рудных формаций — элементов развития рудно-магматических систем, связанных с трапповым и гранитоидным магматизмом Таймыро-Норильской провинции (Додин и др., 1994)

Исключительно важный вклад в изучение Талнахских месторождений внесли исследования Д. М. Туровцева (2002), посвященные контактовому метаморфизму интрузивных комплексов региона. Он показал, что магматические тела норильского типа сопровождаются наиболее мощными ореолами контактово-метасоматических образований по сравнению с безрудными интрузивами, почти вдвое превосходящими размеры рудоносных массивов. Экзоконтактовые прожилково-вкрапленные и брекчиевидные сульфидные руды содержат значительную долю запасов металлов месторождения и локализируются в ареалах развития апоскарновых гидрогранат-серпентиновых метасоматитов и бруситов, которые замещают монтichelлитовые и форстеритовые скарны (рис. 8.2, 8.3).

В серии работ Д. А. Додина (1994, 2002) и О. А. Дюжикова (2004) сделан фундаментальный для металлогении Норильского района вывод, что наличие под высоким давлением и в большом объеме флюидной фазы контролировало пространственно-временное перемещение силикатного, сульфидного и малосульфидного платиноидного расплавы. Это был определяющий фактор металлонасыщенности всей рудно-магматической системы.

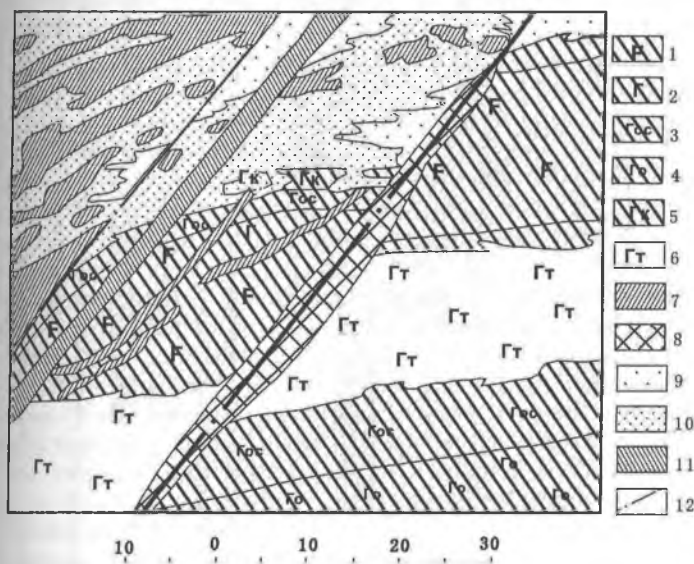


Рис. 8.2. Соотношение интрузивных пород в одном из пересечений Верхней Талнахской интрузии (Сухов и Борисов, 1982):

1-5, 7 — горизонты интрузии (1 — лейкогаббро; 2, 3, 4, 7 — долериты: безоливиновые, оливиновые, контактовые, такситовые); 6 — долериты постинтрузивного этапа; 8 — хромшпиделид-оливиновые породы — шпинелесые троктолиты; 9, 10 — скарноиды и кальцифиры; 9 — оруденелые и 10 — безрудные; 11 — микродолерит послерудного этапа; 12 — разрывные нарушения

Ремобилизация перегретыми расплавами, флюидами и рециклинговыми нагретыми водами являлась эффективным механизмом поставки металлов вмещающих пород в рудные тела и причиной возникновения уникальных, не имеющих аналогов по набору полезных компонентов, норильских руд. Произошло добавление к мантийному магматическому рудному веществу значительной массы Cu, Au, Ag и МПГ, извлеченных из медистых песчаников игарского типа, возможных древних медно-молибденовых месторождений, черносланцевых толщ или пород зеленокаменного пояса.

На возможный регенеративный механизм возникновения наиболее поздней гидротермальной Co-Ni-Sb-As минерализации в Норильском рудном поле указали в детальной монографии Э. М. Спиридонов и Ю. Д. Гриценко (2009). Основным источником рудных элементов в данной ассоциации были метаморфизируемые Ag-Au-Pt-Pd-Co-Ni-Cu сульфидные руды региона. Авторы делают исключительно важное для теории эндогенного рудообразования предположение: «Норильская регенеративная метаморфогенно-гидротермальная модель — одна из возможных для пентиметалльной U-Ag-Bi-Ni-Co рудной формации».

КОНТИНЕНТАЛЬНО-КОРОВОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ НОРИЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Уникальные Норильское и Талнахское медно-никелевые месторождения, ассоциирующие с мезозойскими базальтовыми траппами на северо-западе Восточно-Сибирской платформы (Мусатов, Гусев, Сорохтин Тарновецкий, 1990; Старостин, Игнатов, 2004; Старостин, 2004; Старостин, Сорохтин, 2004), являются ярким примером вторичной мобилизации (рециклинга) более древних рудных образований, тогда как большая часть этих траппов, простирающихся далеко на юго-восток от Норильского района, почти полностью безрудные. Кроме того, в мезозое, благодаря многократному конвективному перемешиванию вещества мантии, ее состав уже был достаточно однороден без включения в него объемов, богатых рудными элементами (Сорохтин, 2010). Это наводит на мысль, что руды Норильска, хоть и находятся в формации базальтовых траппов, но генетически с ними не связаны. Об этом же говорят и базальтовые траппы других регионов мира, например, траппы Декана в Индии и Эфиопии, составы которых близки к составам сибирских траппов вне районов Норильска и Талнаха; все они близки по составам, но безрудные. Аналогичная ситуация наблюдается и с базальтами срединно-океанических хребтов, протянувшихся по дну Мирового океана на 60 тыс. км. Везде эти базальты выплавлялись из мантии, обладают близкими составами, но все они также безрудные.

Отсюда можно сделать вывод, что *медно-никелевые руды Норильска и Талнаха попали в базальтовые покровы Сибири не из мантии*. Об этом же говорит и концепция развития Земли, показывая, что после выделения земного ядра и установления режима развития геологических процессов

по законам тектоники литосферных плит конвективные движения в мантии за 2,5 млрд лет хорошо перемешали ее вещество и сделали его однородным без каких-либо заметных рудных аномалий. Откуда же тогда появились руды платины, пикеля, меди и сульфидов железа?

Единственное предположение — считать, что *руды Норильского района (кроме большей части железа) поступают в базальты из континентальной коры, благодаря мобилизации находящихся в ней рудных элементов*. Но для рассмотрения этого предположения необходимо определить вероятный состав отложений раннего протерозоя, строение и предполагаемый состав Тунгусской синеклизы и Талнахского прогиба.

По данным В. Е. Хаина (2001) основание Сибирской платформы сложено блоками архейского возраста, однако их объединение в единую платформу и ее консолидация, по-видимому, произошли в конце раннего протерозоя. Тунгусский мегаблок обнажен на крайнем юго-западе, на западе он окаймлен Енисейским подвижным поясом с выходами раннего докембрия. Отличием этого пояса является присутствие мощных нижнепротерозойских осадочных и магматических образований, возникших, вероятнее всего, в условиях активных континентальных окраин.

Отсюда следует ожидать, что в этих мощных осадочно-магматических толщах раннедокембрийского возраста может присутствовать и весь набор полезных ископаемых, столь характерных для данной уникальной металлогенической эпохи. Так, в западной части Анабарского щита А. А. Кузнецов (2001) выделил Котуйканскую никеленосную зону в Котуйкан-Харапской структурно-фациально-формационной зоне, вмещающую медно-никелевое оруденение в ультрамафитах и габбро-норитах аллареченского типа. В пределах Западно-Анабарской субпровинции Ламуйская и Монхоолипская зоны характеризуются Au-Pd-Pt специализацией с Cu, Ni, U, Th, Mo, Mn (рис. 8.4).

В обнажающихся структурах фундамента южной части Сибирской платформы также широко развит весь набор типичных для раннего докембрия рудных образований, в том числе и Cu-Ni с платиноидами минерализация (рис. 8.5–8.8). На Алданском щите выделены ранне- и позднеархейские метадунит-гарцбургитовые формации с проявлениями хрома, никеля и платиноидов; метакоматиит-базальтовые с медью, никелем и платиноидами; раннепротерозойская метааптортозитовая — с титаном, железом, фосфором и платиноидами и ряд других (Жижин, Никитин, Третьяков, 2001).

На южной окраине Северо-Азиатского кратона в пределах Енисейско-Шарыжалгайской архейской гранитогнейсовой области в 60-е годы XX века выделена вторая по масштабам на Сибирской платформе Саянская никель-платиноносная провинция (Глазунов, Богнибов, Еханин, 2003) (см. рис. 8.6). В ее пределах описаны Канский и Бирюсинский зеленокаменные пояса с многочисленными (более 100) телами ультрабазитов, характеризующихся

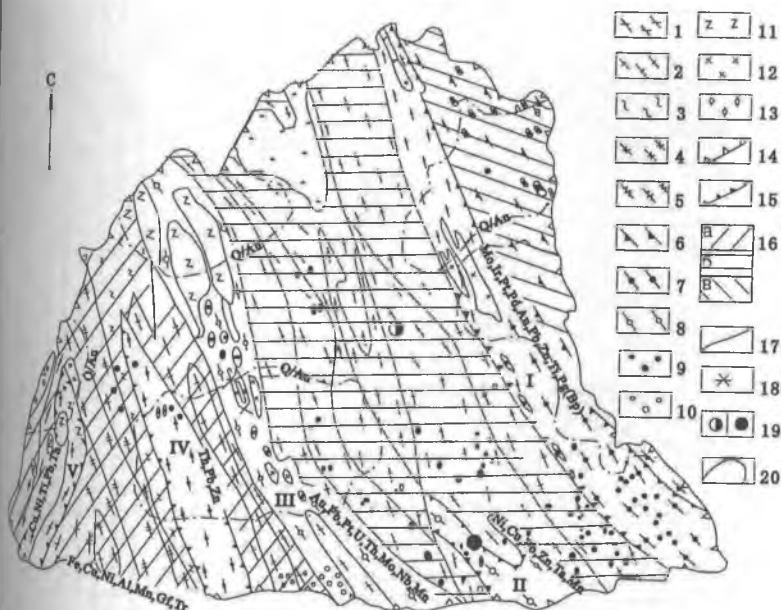


Рис. 8.4. Схема минерагенического районирования Анабарского щита (по А. Н. Вишневскому, из Додин и др., 2001):

Формации гранулитовых раннеархейских метаморфических комплексов: Анабарский комплекс: 1 — кварцит-энтербитовая, хемогенно-вулканогеническая (базальтовая); 2 — энтербитовая (вулканогенная — андезитовая); 3 — чарнокитовая (вулканогенная — андезит-риолитовая); 4 — гнейсо-энтербитовая (карбонатно-терригенная); 5 — мрамор-гнейсоэнтербитовая (карбонатно-терригенно-вулканогенная — андезитовая); Ханчанский комплекс: 6 — мрамор-гнейсовый (карбонатно-терригенный); 7 — гранитоидно-гнейсовый (высокотемпературная амфиболитовая фация); 8 — гнейсо-энтербитовая (средне-низкотемпературная эпидот-амфиболитовая фация); 9 — мигматит-гранитовая; 10 — мигматит-гранитовая, в том числе чарнокитовая (раннеархейская-позднеархейская); 11 — апортозит-габбро-норитовая (позднеархейская); 12 — гранодиорит-гранит-сyenитовая (позднеархейско-раннепротерозойская); 13 — гранитовая, в том числе перматитовая (раннепротерозойская). Границы: 14 — Анабарской минерагенической провинции; 15 — структурно-металлогенических зон: Билляхской (I), Харалаской (II), Молхуолинской (III), Ламуйк-тинской (IV), Чурбукулахской (V); 16 — минерагенические области Анабарской провинции: а — Центрально-Анабарская, б — Маганская, в — Ханчанская; 17 — Анабарский глубинный разлом; 18 — проявления урана; 19 — проявления золота россыпного (слева) и коренного (справа); 20 — ореолы рассеяния

аномально высокой сульфидно-никелевой и платиноидной минерализации. В наиболее рудоносном Канском поясе открыто и разведано уникальное по запасам и содержанию рудных компонентов (Pt, Pd до 17 г/т; Ni > 1 %) Кингашское месторождение, локализованное в пикрит-коматиитовом комплексе, выполняющем линейный трог. Тренды распределения сульфидов и платиноидов в породах и рудах месторождения аналогичны подобным характеристикам Садбери, Печенги и Мончетундры.

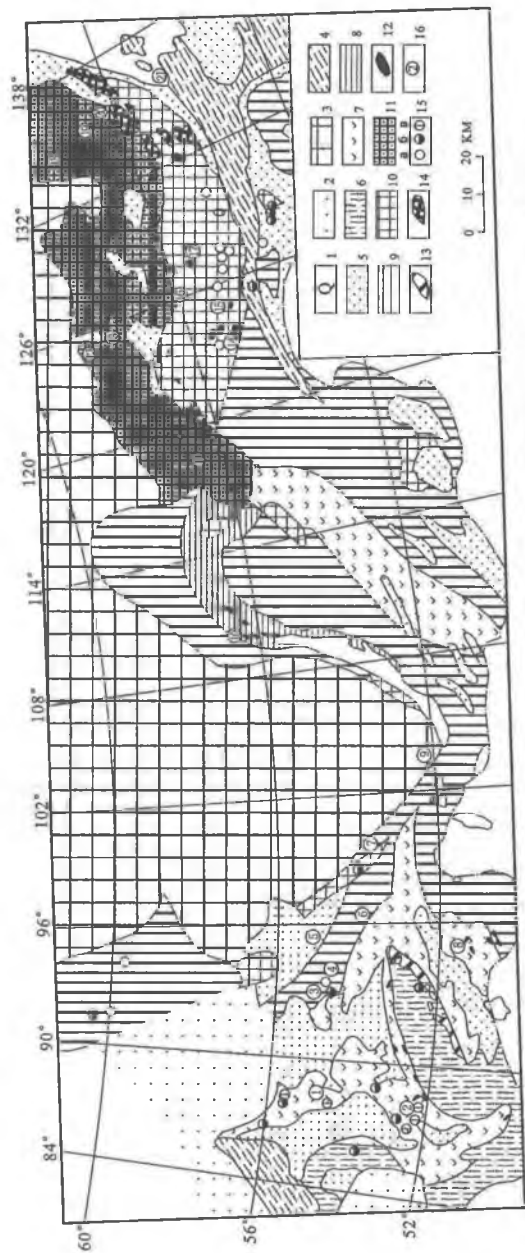


Рис. 8.5. Схема размещения ультрабазит-базитовых массивов в складчатых структурах Южно-Сибирского и Дальневосточного регионов (Платиноносность, 1995):

1 — четвертичные отложения; 2 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3 — чехол Сибирской платформы; 4 — складчатые комплексы; 5 — герцинский; 6 — среднепалеозойские и мезозойские комплексы межгорных прогибов; 7 — салаирский; 8 — протерозойский; 9 — протерозойский автоклинальный Байкало-Муйской зоны; 10 — архейско-нижнепротерозойский; 11 — архейский; 12 — ультрабазит-базитовые массивы; 13 — альпийские гипербазиты; 14 — габбро-анортозитовые массивы; 15 — районы проявления различных типов платинометалловой минерализации в массивах; 16 — проявления коренной платиновой минерализации в ультрабазит-базитовых массивах (сфидра в приделах); 17 — Титанит; 18 — Кобальт; 19 — Серебро; 20 — Серебро; 21 — Фосфорит.

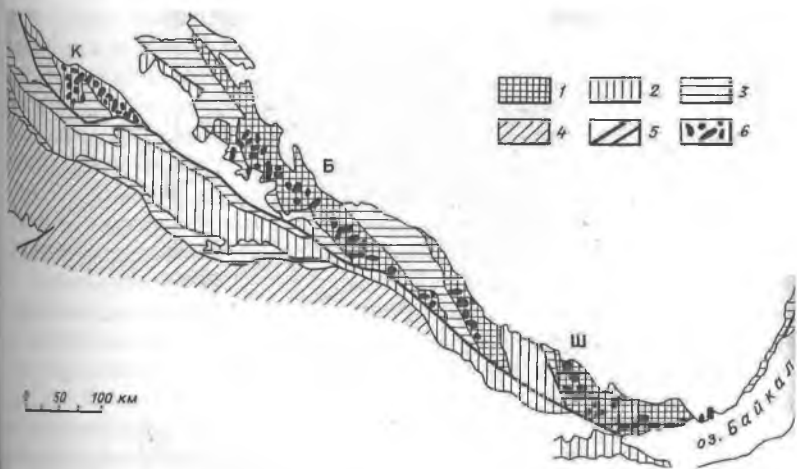


Рис. 8.6. Саянская никель-платиноносная провинция (Глазунов и др., 2003) в границах Канско (К) — Бирюсинско (Б) — Шарыжалгайского (Ш) террейна. Тектоническая основа А. И. Сезько (1990):

1 — раннеархейские блоки, 2 — позднеархейские блоки, 3 — раннепротерозойские трюги и прогибы; 4 — область каледонской складчатости; 5 — разломы глубинные и региональные; 6 — тела ультрамифитов Саянской никель-платиноносной провинции. Выступы покая платформы: К — Канский, Б — Бирюсинский, Ш — Шарыжалгайский

К докембрийским расслоенным ультрабазит-базитовым массивам в рифтогенных структурах юга Сибирской платформы, с которыми связан широкий спектр рудной минерализации, относятся Чинейский и Йоко-Довыренский плутоны (Гангальский, 2010; Гангальский и др., 2006; Толстых и др., 2008). Уникальные по масштабам Чинейское и пространственно с ним ассоциирующие медное Удоканское, а также редкометальное Катугинское месторождения формировались в нижнепротерозойский металлогенический этап развития Земли. С массивами чинейского комплекса ассоциируют руды: ранне- и позднемагматические железо-титан-ванадиевые; позднемагматические медные и ЭП; плевматолито-гидротермальные (Fe-Cu-Au-Ag); гидротермально-метасоматические уран-редкометалльные и гидротермальные полиметаллические жильные.

Йоко-Довыренский расслоенный дунит-трактолит-габбровый массив образовался в Олокитской рифейской полеорифтовой структуре, приуроченной к границе Байкало-Патомского палеобассейна и Байкало-Муйской энсиматической островной дуги (см. рис. 8.5, 8.7). Все эти структуры развиты в мощных карбонатно-терригенных толщах раннего протерозоя и рифея, метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях (Толстых и др., 2008). С плагиоклазовыми лерцолитами краевой зоны массива и их силлоподобными апофизами связано Байкальское медно-никелевое сульфидное месторождение.

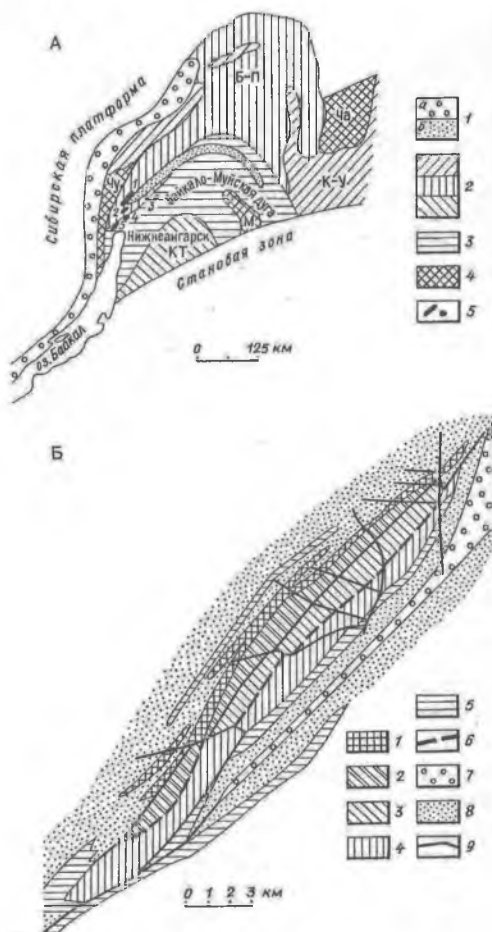


Рис. 8.7. Йоко-Довыренский массив: А — геологическая позиция и Б — схема геологического строения

А — Схема геологического строения Северо-Байкальской никеленоносной провинции (Кошников и др., 1994): 1 — раннепротерозойская Аkitканская (а) и позднерифейская Сыгырская (б) рифтогенные структуры; 2 — раннепротерозойский Кодаро-Удоканский (К-У), позднерифейские Байкало-Патомский (Б-П) и Котерский (КТ) периокеанические бассейны; 3 — позднерифейская Байкало-Муйская энсиматическая островная дуга; 4 — выходы архейского кристаллического фундамента (Чу — Чуйский, Ча — Чарский, М — Муйский); 5 — никеленоносные ультрамафит-мафитовые плутоны. Б — схема геологического строения Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива: 1 — плагиоклазовые перидотиты; 2 — плагиоклазовые дуниты, верлиты; 3 — ритмическое чередование плагиоклазовых дунитов, троктолитов, оливиновых габбро; 4 — оливиновые габбро и габбропориты; 5 — сидлы гранофиловых габбро-поритов; 6 — положение критической зоны с платиноносным горизонтом (Риф 1); 7 — эффузивы (трахииты, пориты, трахидациты, андезиты); 8 — кварциты, известняки, сланцы, песчаники; 9 — разрывные нарушения

Выделяют сингенетический и эпигенетический типы руд. Для первого характерны низкие содержания пентландита, повышенные концентрации халькопирита, ильменита и наличие сульфоарсенидной минерализации. Формирование эпигенетического типа, слагающего жилы и зоны дробления, связывают с наиболее молодым палеозойским этапом деформаций. Для них характерны в целом более высокие содержания кобальта, никеля и меди. В целом ЭПГ и золото связаны с сульфидными медно-никелевыми рудами и характеризуются низкими концентрациями. При этом максимальные содержания в жильном типе, а минимальные — в сингенетическом.

Согласно многокомпонентной диаграмме хондрит-нормированных концентраций меди, никеля и благородных металлов в пересчете на 100 % -й сульфид руды Байкальского месторождения по спектрам распределения близки друг другу, но жильные отличаются более низкими концентрациями ЭПГ и золота (рис. 8.8). По профилям ЭПГ и величине отношения $(Pt+Pd)/(Ru+Ir+Os)$ они близки рудам месторождения Войсис-Бэй, занимая промежуточное положение между рудами Талнаха и Джинчуан.

Установлена для Забайкальского региона аномальная насыщенность не только уникальными и крупными рудными месторождениями, но и многочисленными более мелкими полигенными и полихронными минеральными образованиями. Именно для этой провинции характерны последовательные ступени регенерации и переотложения рудного вещества в масштабе всей геохронологической шкалы от позднего архея до неоген-четвертичного возраста. Это можно проиллюстрировать на примере Удокан-Чинейской рудно-магматической системы, развитие которой, согласно Б. И. Гангалскому (2010), протекало в несколько тектоно-металлогенических этапов с последовательной регенерацией медного оруденения. 1. Раннепротерозойский Кадаро-Удоканский прогиб (габброиды Чинейского комплекса). 2. Венд-кембрийская Верхнекаларская впадина (габбро-диабазы Доросского комплекса). 3. Мезозойские Верхнекаларская впадина и Чукчудинский грабен (базальты депрессий и дайки). 4. Кайнозойская Верхнекаларская впадина (базальты Удоканского лавового плато и дайки). С каждым из этих этапов связана разногенетическая медная минерализация от высокотемпературной магматогенной, ассоциирующей с основным — ультраосновным магматизмом, до средне-низкотемпературной гидротермальной и экзогенной осадочно-диагенетической.

Эти процессы развивались на базе архейско-протерозойской, аномально обогащенной сидерофильными и халькофильными элементами, континентальной коры. Поскольку процессам рециклинга более активно подвержены мобильные халькофильные элементы, то масштабы их переотложения в более молодых структурно-вещественных комплексах значительно превосходят сидерофильные новообразования. Развитие рудно-магматических систем во времени характеризовалось тесной связью

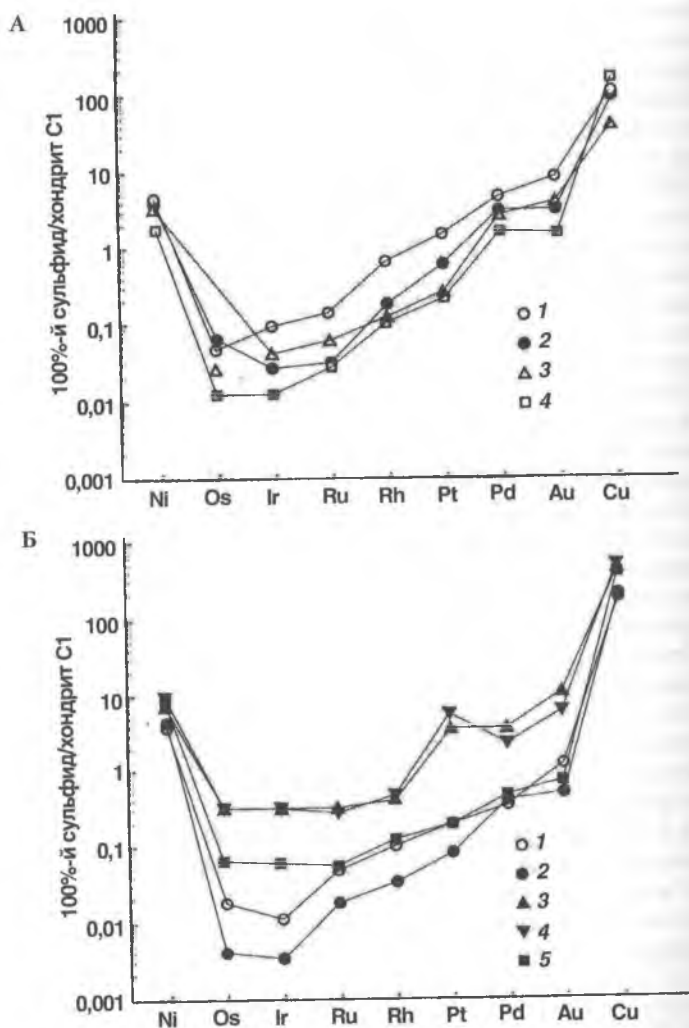


Рис. 8.8. Распределение нормированных по хондриту C1 (Naldrett, Duke, 1980) содержания благородных металлов, никеля и меди, пересчитанных на 100%-й сульфид, в сульфидных рудах медно-никелевых месторождений:

А. Байкальское месторождение (Толстых и др., 2008): 1 — рассеянно-вкрапленные (бедные) в плагиоклазовых перидотитах; 2 — густовкрапленные (богатые) в плагиоклазовых перидотитах; 3 — жильные (сплошные и брекчиевидные); 4 — вкрапленные в габбропорит-диабазы. Б. месторождение Вайнс-Бэй (Налдретт, 2003): 1 — вкрапленные в тацитовых троктолитах; 2 — массивные руды зоны Овонда; 3 — вкрапленные руды месторождения Джинчуан (Налдретт, 2003); 4 — рудное тело № 24; 5 — рудное тело № 1, 5 — рудное тело № 2

трех факторов: эндогенным и экзогенным рудогенезом и масштабом гомотенизации состава мантии.

Таким образом, на всех территориях, где докембрийский фундамент Сибирской платформы доступен для исследования, широко представлена медно-никелевая с платиноидами минерализация.

Поэтому вполне естественно предположить, что именно ремобилизация рудных элементов из позднеархейских-раннепротерозойских отложений и магматических пород и послужила источником насыщения безрудных базальтов сульфидами меди и никеля, платиноидами, а частично и железом. При этом железо в пирротины могло поступать и непосредственно из базальтов. Характерно отметить, что мезозойские базальты в рудных районах (в частности, в эпидотизированных базальтах позднего мезозоя в Чукотинском грабене), где раннепротерозойский фундамент содержит медно-никелевую минерализацию, часто обогащены этими элементами (0,1 % Cu и 0,06 % Ni) (Гангальский, 2010; Ступак и др., 1987).

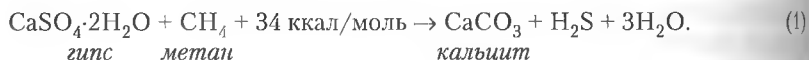
В последние 10–15 лет открыты крупные магматические медно-никелевые с платиноидами месторождения не в типичных для этого типа рудных объектах рифтовых платформенных обстановок, а в пределах мобильных орогенных поясов и островных дуг, например, Войсис-Бэй в Канаде и др. Формирование этих поясов протекало в три этапа: 1) образование активной окраины континента; 2) коллизия и 3) постколлизийный этап. Месторождения образовывались в постколлизийный этап в неоконтинентальных условиях в сдвиговых зонах, характеризующихся широкими проявлениями высококальциевого известково-щелочного магматизма.

В качестве изученного примера можно отметить ряд месторождений Центрально-Азиатского орогенического пояса, к которому приурочены месторождения Джиньчуань, Калатонгке (Китай) и др. (Дистанов, Оболенский, 1994; Xie-Yan Song and al., 2009; Xie-Yan Song, Xiang-Ren Li, 2009). Возраст вмещающих их интрузий варьирует в широких пределах; для месторождения Джиньчуань — от 1508 млн лет до 827 млн лет; для месторождения Калатонгке — 287 млн лет, а для рудоносных интрузий, развитых в Хуанганской металлогенической зоне, — от 285 до 216 млн лет.

По многим минералогическим и петролого-геохимическим характеристикам эти месторождения отличаются как друг от друга, так и от раннепротерозойских. Причины отличий связаны с влиянием щелочных флюидов на разных стадиях развития открытых рудно-магматических систем. Особенно существенно метасоматическое воздействие флюидов на масштабы ремобилизации платиноидов и редкоземельных элементов. По петролого-геохимическим характеристикам источником рудосных магм во всех изученных объектах была испытывавшая частичное плавление метасоматизированная мантия. Ее рудный потенциал определяется возрастом мантии. Наиболее богата медью, никелем и платиноидами раннепротерозойская мантия.

Современная (и мезозойская) мантия практически стерильна в отношении скоплений рудных элементов — все такие элементы в фанерозое уже были равномерно распределены («размазаны») по всей массе мантии и характеризовались сравнительно низкими содержаниями.

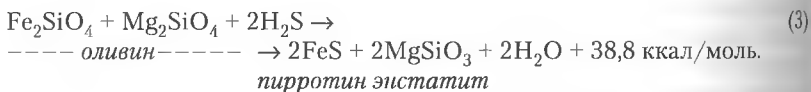
В таком варианте базальтовые расплавы, внедрившиеся в Норильский регион, могли насыщаться рудными элементами в заметных количествах, только прорывая раннепротерозойские рудоносные образования или продукты их последующей переработки, например, в корах выветривания раннего рифея. При этом, по-видимому, важную роль играло то обстоятельство, что древние авлакогены, в которые внедрялись базальты, были заполнены сульфатными (гипсоносными) отложениями, содержащими в заметных количествах углеводороды. В результате оказались возможными важные эндотермические реакции освобождения исключительно активного минерализатора — сероводорода H_2S с привнесом от горячих базальтов тепла, для гипса $Q = 34$ ккал/моль:



Аналогично этому, преобразование ангидрита происходит по реакции:

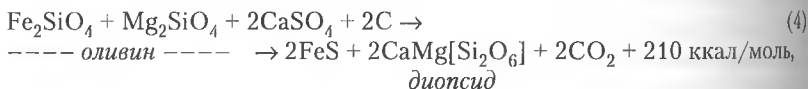


Образование сульфидов железа по силикатам уже происходит по экзотермической реакции с выделением тепла и разрушением исходных силикатов

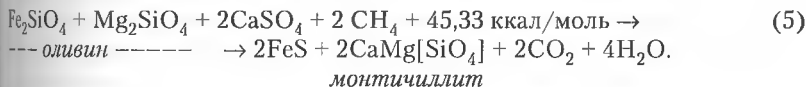


Напомним, что в этих реакциях выделяется вода в газообразном состоянии с $\Delta H_f^0 = 57,8$ ккал/моль, а не жидкая вода, для которой $\Delta H_f^0 = 68,3$ ккал/моль.

Внедрения базальтов в гипсо-угленосные толщи приводят к образованию диопсида, также по экзотермической реакции с выделением тепла.

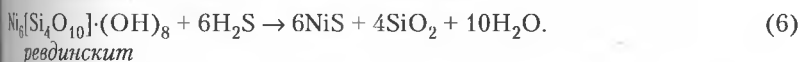


а при внедрении горячих базальтов в осадочные толщи, пропитанные углеводородами, образуется монтичеллит, но уже по эндотермической реакции с поглощением тепла:



Медь в расплавы могла поступать непосредственно из широко развитых на Сибирской платформе протерозойских и рифейских авлакогенов, заполненных терригенным материалом. Развитие в толщах таких отложений красноцветных кор выветривания обычно сопровождается образованием медистых песчаников и сланцев, в основном сульфидного состава: халькозина Cu_2S , борнита Cu_5FeS_4 и халькопирита CuFeS_2 (Наркелюн, Салихов, Трубачев, 1983).

Таким образом, проблема происхождения сульфидов железа и меди в Норильском рудном поясе, в рамках данной гипотезы о рециклинге рудных элементов, решается относительно просто. Несколько сложнее выяснить происхождение сульфидов никеля. По-видимому, большая часть сульфидов никеля прямо захватывается из докембрийских сульфидных руд, например, из широко распространенных в рудных залежах раннего протерозоя миллерита NiS или пентландита $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$. Однако часть никеля может поступать из кор выветривания ультраосновных пород, особенно докембрийского возраста, в которых часто встречаются никелистые аналоги серпентинита: ревинскит, гарниерит и непуит. Эти породы были найдены на Южном Урале, в Максютловском комплексе, Халиловском и Аккермановском месторождениях. Причем пентландит, ревинскит и гарниерит являются важной никелевой рудой. Для крайнего никелистого члена ревинскита можно записать реакцию.



Поднимающиеся снизу горячие базальты ассимилируют все образовавшиеся таким путем сульфиды металлов и выносят их в верхние этажи интрузии, где может происходить ликвация рудных расплавов с образованием даже слоев сливных руд. Учитывая, что сульфиды металлов Норильского и Талнахского месторождений формировались за счет сероводорода, в основном образующегося путем восстановления сульфатных минералов, следует ожидать, что и состав изотопов серы в сульфиде будет сохраняться сульфатным. На самом деле так оно и происходит. По данным В. А. и Л. Н. Гриненко (1974), а также А. И. Альмухамедова и Ф. Я. Медведева (1982) изотопный

состав сульфидов Норильского медно-никелевого месторождения явно сдвинут в сторону изотопов сульфатной серы: до $^{34}\text{S} = +8$ и $+19$ ‰, при мантийных характеристиках от 0 до $+2$ ‰. Таким образом, изотопный состав серы норильских сульфидов также подтверждает, что большая их часть является продуктом ремобилизации докембрийских участков континентальной коры внедрившимися базальтовыми магмами, т. е. что эти сульфиды являются результатом рециклинга.

Из проведенного анализа следует, что необходимым условием образования регенерированных сульфидных руд Норильского типа является следующее.

1. Наличие крупного авлакогена, заложившегося в раннепротерозойское время, вмещающего магматогенную сульфидную медно-никелевую минерализацию и позже заполненного терригенными, гипсоносными и угленосными осадками, пропитанными углеводородами. Обычно базальты над такими рудными залежами отличаются повышенной магнезиальностью (см. реакцию 3) и включением карбонатов, часто представленных в виде крупных кристаллов исландского шпата (реакции 2).

2. Приуроченность перспективных территорий к системам трогов, ассоциирующих с зонами длительно (сотни миллионов лет) развивавшихся глубинных разломов, либо рассекающих мощные континентальные плиты либо расположенных на их границах.

3. Благоприятными являются мобильные орогенные пояса, островодужные системы и области тектоно-магматической активизации.

4. Границы глобальных периодов, характеризующихся активными процессами раскола континентов и широкомасштабным трапповым магматизмом.

5. Сочетание нескольких факторов (первый обязателен) способствует обнаружению более крупного рудного объекта.

Таким образом, из рассмотренного механизма образования сульфидных месторождений Норильского типа следует, что внешним их признаком являются: повышенная магнезиальность базальтов, присутствие в них кальцита, часто образующих крупные кристаллы исландского шпата; широкое разнообразие часто несовместимых рудных минеральных ассоциаций; наличие мощных ореолов метасоматической переработки пород и широкий диапазон по составу и РТ условиям формирования рудных образований.

Фанерозойские коллизионные офиолитовые формации представляют собой другой тип источников МПГ. С дунит-гарцбургитовыми комплексами, развитыми в основании офиолитовых поясов, связаны многочисленные месторождения хромитов, содержащих МПГ (Кемпирсайское, Казахстан, Булькиза, Албания; Лека, Норвегия). К несколько иному типу относятся зональные дунит-клинопироксенит-габбровые массивы Урала (Нижнетагильский, Светлоборский и др.), при денудации которых образовались главные уникальные платиноносные россыпи этой провинции. Эндогенная

минерализация представлена обогащенными хромитом зонами, представляющими собой многочисленные шпирово-струйчатые тела. Платиносодержащие хромититы альпинотипных офиолитов содержат в целом невысокие концентрации МПГ.

В позднем фанерозое (мезозойды и альпиды) платиноиды накапливались в окраинных зонах Пацифики и современных океанических рифтах в связи с рециклингом МПГ из докембрийских комплексов. В каледонско-герцинский период формировался новый тип месторождений в углеродистых формациях (черносланцевых толщах). Эти молодые аналоги покровно-шарьяжных углеродосодержащих зон докембрия. Их относят в группу офиолитовых комплексов (Юкон, Сибирь, Казахстан, Ср. Азия, Китай, США, Канада).

Анализ имеющихся материалов показывает аномальное накопление платиноидов в верхней мантии и нижней части коры в базит-гранулитовом слое на самых ранних этапах формирования Земли. В докембрии намечается следующий временной эволюционный ряд: 1) коматииты и зеленокаменные пояса (архей), 2) рифтогенные пояса и бассейны (протерозой), 3) альпинотипные гипербазиты и офиолиты (поздний протерозой — кембрий).

На этом этапе платиноиды поступали в результате ранних фаз плавления и дифференциации первичных мафит-ультрамафитовых пород Земли, обогащенных тяжелыми металлами. Все эти особенности были связаны с тем, что с самых первых моментов образования Земли, при формировании первичной архейской коры происходило селективное плавление мантийного вещества, и начал действовать механизм дифференциации рудных элементов, в том числе и МПГ, который продолжает функционировать и в настоящее время (Маракушев, 1999). Несколько позже, с появлением гидросферы и атмосферы, возникли флюидные системы и экзогенные процессы. В результате стали формироваться гидротермальные месторождения и рудоносные осадочные и вулканогенно-осадочные формации. Включились механизмы вторичного магматогенного, метаморфогенного и экзогенного рециклинга рудного вещества.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Месторождения золота на земном шаре распространены крайне неравномерно (рис. 8.9). Общие запасы его составляют около 10 тыс. т. Основные запасы сосредоточены на юге Африки (42,9 %), в Азии (17,4), Северной Америке (16,5) и Южной Америке (13,6), значительно меньше в Австралии и Океании (7,2) и сравнительно малы в Европе (2,4 %).

Главными геолого-промышленными типами золоторудных месторождений, в которых локализовано около 80 % мировых общих запасов,

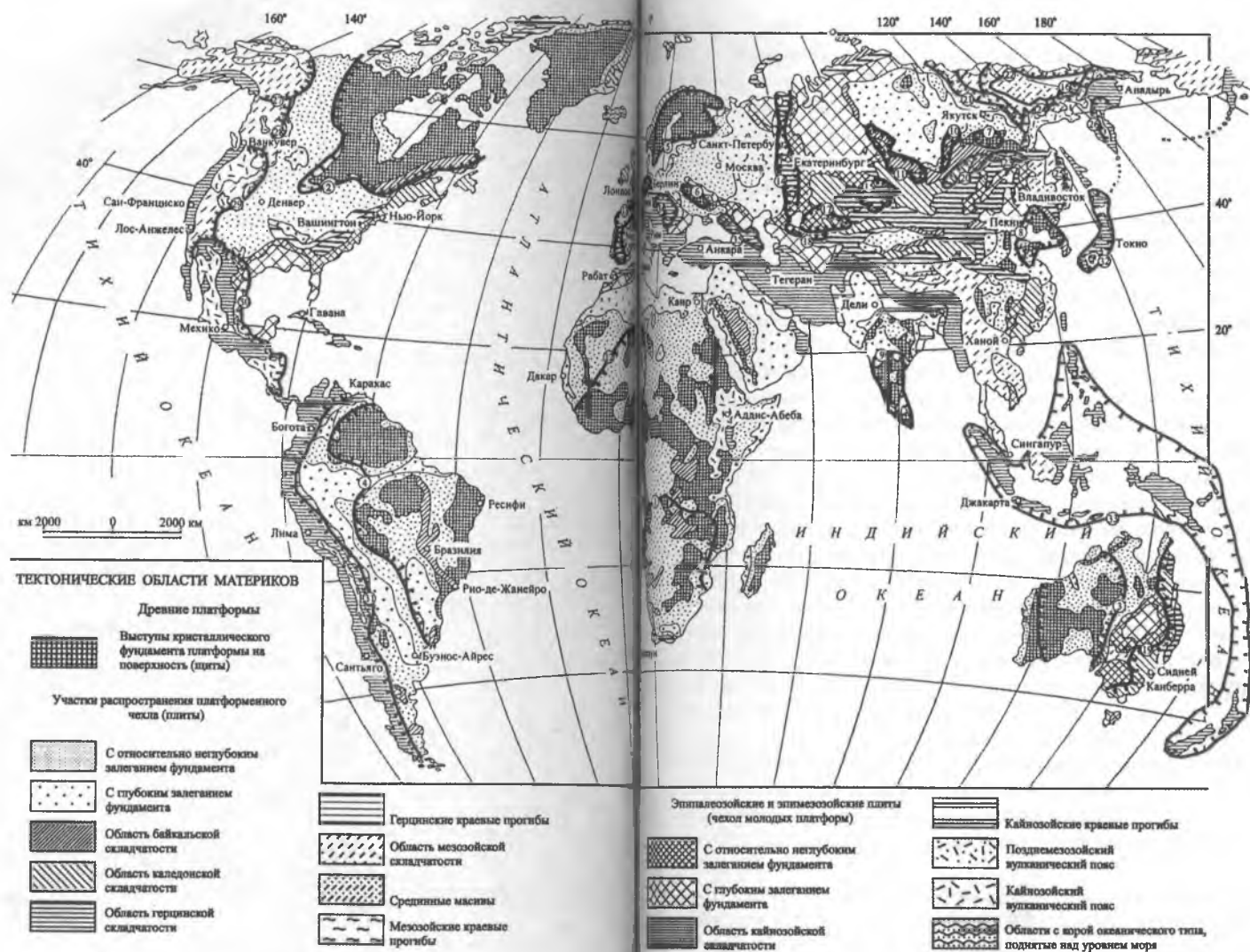


Рис 8.9. Главнейшие золоторудные провинции (бергштрихи означены границы) (по М. М. Константинову и др.):

древних щитов: Южно-Африканская (1), Канадская (2), Австралийская (3), Бразильская (4), Протерозойд: Ленская (10), Енисейская (11), Западно-Африканская (12); палеозойд: Западно-Европейская (13), Уральская (14), Алтас-Саянская (15), Южно-Омолонская (16); мезозойд и альпид: Восточно-Забайкальская (20), Верхоянская (21), Колымо-Чукотская (22), Камчатка (26), Аляски (27), Британской Колумбии (28), Запада США (29), Мексики (30), Трансильвании (34), Малого Кавказ (35)

Южно-Африканская (5), Украинская (6), Алдаская (7), Китайская (8), Индийская (9);

Камчатская группа провинций (17), Тяньшаньская группа провинций (18), Восточно-Австралийская (19), Камчатская (23), Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (24), Сихоте-Алиньского вулканогенного пояса (25), Камчатка (26), Аляски (27), Британской Колумбии (28), Запада США (29), Мексики (30), Южно-Американских Кордильер (31), Японии (32), Южно-Тихоокеанских островов (33),

являются: пирит-кварцевые руды в зеленокаменных поясах архея (6,8 %); тонкого золота в железистых кварцитах раннего докембрия ($> 5,0$ %); уран-золоторудные кварциты раннего протерозоя (36,5 %); пирит-арсенирит-кварцевые руды в углеродистых породах песчано-сланцевых формаций рифея — раннего палеозоя (10,8 %); эпитермальные золото-серебряные и золото-теллурические руды в вулканогенно-тектонических постройках фанерозоя (12,2 %); руды зоны окисления в породах терригенно-карбонатных и карбонатных формаций — тип Карлин (5,6 %); россыпные месторождения золота (4,0 %). Примерно 10–15 % общих мировых запасов золота заключено в комплексных рудах иных типов. Главными из них являются месторождения медных и полиметаллических руд (Михайлов, 1979; Самарцев и др., 1980; Быховский и др., 2000; Золото-серебряные месторождения, 2000; Константинов и др., 2000а, 2000б; Старостин и др., 2003а, 2003б, 2006, 2007; Старостин, Япаскурт, 2007; Япаскурт и др., 2007; и ссылки в них).

В последнее время все большее внимание уделяется исследованию тонкого ($< 0,5$ мм) золота, которое при современной технологии можно извлекать в качестве попутного компонента. Значительные запасы тонкорассеянного золота сосредоточены в докембрийских железорудных месторождениях практически всех промышленных магматических, метаморфических, метаморфогенных типов и в корах выветривания. Подобные источники золота известны во многих странах мира: Россия, Украина, Бразилия, Индия, страны Африки (Зимбабве, Буркина-Фасо), Канада, Австралия. На территории Восточно-Европейской платформы установлены три золотоносных провинции (Украинский кристаллический щит, Воронежский массив и Северо-восточный регион Балтийского щита), природа которых определяется общим ходом геотектонического развития в раннем докембрии (рис. 8.10). По истории становления и металлогеническому облику этот крупнейший на Земле регион напоминает Северо-Американский кратон, где в пределах Канадского щита выявлены крупные месторождения железа, золота, урана и алмаза. Эти минеральные компоненты известны и на Восточно-Европейской платформе, но пока только железные руды, и отчасти алмазы, определяют ее промышленную ценность.

Во всех древних золотоносных провинциях Восточно-Европейской платформы, как и на Канадском щите, проявление золоторудных процессов тесно увязывается с эволюцией железа в истории Земли (Старостин и др., 2003а, 2003б, 2007). Первичные эксгальационно-осадочные концентрации железа возникли в вулканических зонах на океаническом дне палеобассейнов. Смена во времени в зеленокаменных поясах основного вулканизма известково-щелочным сопровождалась поступлением золота в связи с изменением геодинамических условий — сменой растяжения (раздвига плит) сжатием. Именно на этой стадии в остаточных прогибах

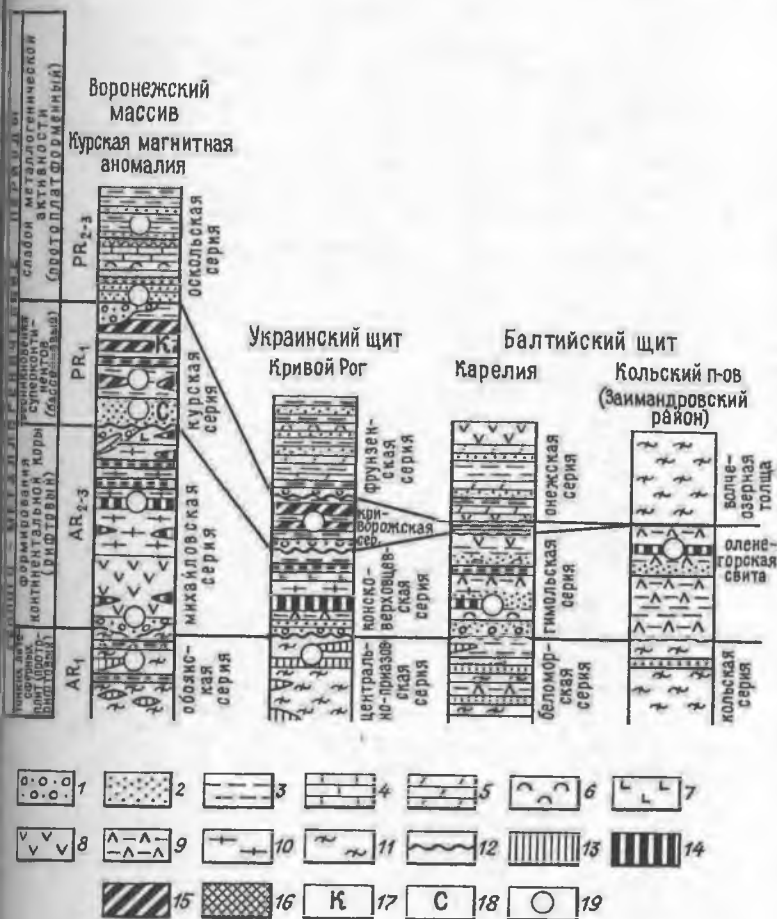


Рис. 8.10. Сводные разрезы и золотосодержание железорудных докембрийских толщ Восточно-Европейской платформы:

1 — конгломераты, гравелиты; 2 — метапесчаники; 3 — сланцы; 4 — кристаллические известняки и доломиты; 5 — мраморы, кальцифиры; 6 — лавы, туфы, брекчии; 7 — кислые вулканиты; 8 — основные вулканиты; 9 — базальты; 10 — гнейсы, карбонатные породы нерасчлененные; 11 — гнейсы, кристаллические сланцы; 12 — несогласия; 13–16 — железорудные формации: 13 — железисто-силикатная (обоинский тип), 14 — железисто-кремнисто-вулканогенная (михайловский тип), 15 — железисто-кремнисто-сланцевая (воронежский тип), 16 — железисто-кремнисто-кластогенная (оскольский тип); 17 — коробовская свита; 18 — стойленская свита; 19 — проявления золота

аккумуляции золотосодержащие железистые осадки, которые на стадии метаморфической активизации явились источником Au в кварцевых жилах и метасоматитах.

являются: пирит-кварцевые руды в зеленокаменных поясах архея (6,8 %); тонкого золота в железистых кварцитах раннего докембрия ($> 5,0$ %); уран-золоторудные кварциты раннего протерозоя (36,5 %); пирит-арсенопирит-кварцевые руды в углеродистых породах песчано-сланцевых формаций рифея — раннего палеозоя (10,8 %); эпитермальные золото-серебряные и золото-теллуровые руды в вулканогенно-тектонических постройках фанерозоя (12,2 %); руды зоны окисления в породах терригенно-карбонатных и карбонатных формаций — тип Карлин (5,6 %); россыпные месторождения золота (4,0 %). Примерно 10–15 % общих мировых запасов золота заключено в комплексных рудах иных типов. Главными из них являются месторождения медных и полиметаллических руд (Михайлов, 1979; Самарцев и др., 1980; Быховский и др., 2000; Золото-серебряные месторождения, 2000; Константинов и др., 2000а, 2000б; Старостин и др., 2003а, 2003б, 2006, 2007; Старостин, Япаскерт, 2007; Япаскерт и др., 2007; и ссылки в них).

В последнее время все большее внимание уделяется исследованию тонкого ($< 0,5$ мм) золота, которое при современной технологии можно извлекать в качестве попутного компонента. Значительные запасы тонкорассеянного золота сосредоточены в докембрийских железорудных месторождениях практически всех промышленных магматических метаморфических, метаморфогенных типов и в корах выветривания. Подобные источники золота известны во многих странах мира: Россия, Украина, Бразилия, Индия, страны Африки (Зимбабве, Буркина-Фасо), Канада, Австралия. На территории Восточно-Европейской платформы установлены три золотоносных провинции (Украинский кристаллический щит, Воронежский массив и Северо-восточный регион Балтийского щита), природа которых определяется общим ходом геотектонического развития в раннем докембрии (рис. 8.10). По истории становления и металлогеническому облику этот крупнейший на Земле регион напоминает Северо-Американский кратон, где в пределах Канадского щита выявлены крупные месторождения железа, золота, урана и алмаза. Эти минеральные компоненты известны и на Восточно-Европейской платформе, но пока только железные руды, и отчасти алмазы, определяют ее промышленную ценность.

Во всех древних золотоносных провинциях Восточно-Европейской платформы, как и на Канадском щите, проявление золоторудных процессов тесно увязывается с эволюцией железа в истории Земли (Старостин и др., 2003а, 2003б, 2007). Первичные эксгальационно-осадочные концентрации железа возникли в вулканических зонах на океаническом дне палеобассейнов. Смена во времени в зеленокаменных поясах основного вулканизма известково-щелочным сопровождалась поступлением золота в связи с изменением геодинамических условий — сменой растяжения (раздвига плит) сжатием. Именно на этой стадии в остаточных прогибах

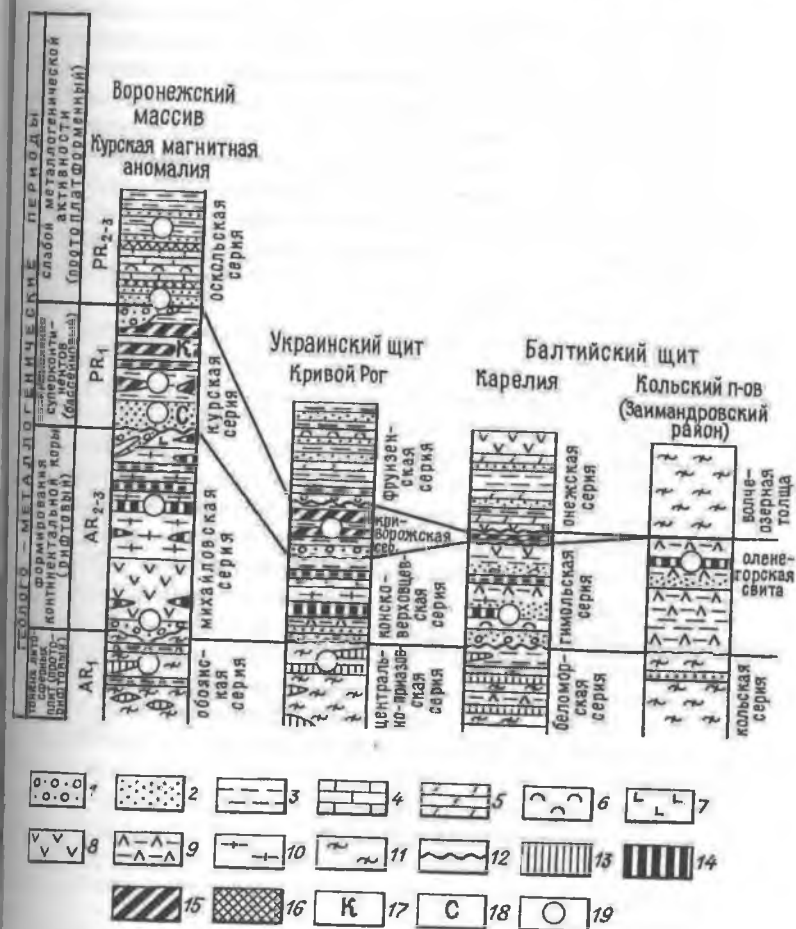


Рис. 8.10. Сводные разрезы и золотоносность железорудных докембрийских толщ Восточно-Европейской платформы:

1 — конгломераты, граниты; 2 — метаседики; 3 — сланцы; 4 — кристаллические известняки и доломиты; 5 — мраморы, кальцифилы; 6 — лавы, туфы, брекчии; 7 — кислые вулканы; 8 — основные вулканы; 9 — амфиболиты; 10 — гнейсы, карбонатные породы пераслаивающиеся; 11 — гнейсы, кристаллические сланцы; 12 — несогласия; 13–16 — железорудные формации; 13 — железисто-силикатная (обоянский тип), 14 — железисто-кремнисто-вулканогенная (михайловский тип), 15 — железисто-кремнисто-сланцевая (фрунзенский тип), 16 — железисто-кремнисто-кластогенная (оскольский тип); 17 — корбужская свита; 18 — стойленская свита; 19 — проявления золота

накапливались золотоносные железистые осадки, которые на стадии тектоно-магматической активизации явились источником Au в кварцевых жилах и метасоматитах.

Наиболее перспективными в этом отношении являются железные руды Курской магнитной аномалии (Воронежский кристаллический массив), Карелии, Кольского п-ова. В Карелии наибольшие содержания золота (от сотых долей до 0,42 г/т) установлены в железистых кварцитах Совдогозерского и Костомукского месторождения. В рудах Оленегорского месторождения, наиболее крупного на Кольском полуострове, содержание золота в зонах сульфидизации составляет 0,659 г/т. В кварцевых же жилах среди сульфидизированных железных руд его содержание не превышает 0,3 г/т. Тонкое и высокопробное золото сконцентрировано в пирите (0,045 г/т) и пирротине (0,047 г/т). В магнетите его содержание на порядок меньше (0,00612 г/т) (Щербаков, 1995).

В последние десятилетия произошло кардинальное изменение представлений о генезисе золоторудных месторождений. На смену традиционным представлениям о генетической связи золотых руд с гранитоидными интрузиями пришло понимание многообразия условий, в которых формируются промышленные месторождения. По мнению М. М. Константинова и др. (1998, 2000), достаточно обоснованы следующие геолого-генетические модели: вулканогенно-гидротермальная, плутоногенно-гидротермальная, гидротермально-осадочная, осадочно-метаморфогенная, гидрогенная.

Вулканогенно-гидротермальное рудообразование. Этой моделью описывается формирование многочисленных золото-серебряных месторождений, локализованных в вулкано-плутонических поясах. Основные обстановки возникновения месторождений включают: 1) протяженные окраинно-континентальные вулканические пояса с преимущественным развитием андезит-риолитового вулканизма и гранит-риолитовых вулканоплутонических ассоциаций; 2) области распада сводовых поднятий с андезитоидным, реже андезит-риолитовым вулканизмом; 3) области рассеянного рифтогенеза с преимущественным развитием базальтоидов; 4) области островодужного типа с развитием базальтоидного и базальт-андезитового вулканизма. Эталонной моделью этого типа является золото-серебряное месторождение Дукаг, расположенное в пределах мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Плутоногенно-гидротермальное рудообразование. Подавляющее большинство месторождений золота еще в 1950-х годах генетически связывалось с гранитоидными интрузиями. Современный уровень исследований позволяет сохранить эти представления для сравнительно небольшой группы месторождений, иногда относимых к золото-порфировому типу: Васильковское в Казахстане, Пого на Аляске, Рефуджио в Чили. В России это — Березовское месторождение на Урале, относимое к золото-полисульфидной формации. Оно сложено вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами нижнего силура, претерпевшими региональный метаморфизм зеленосланцевой ступени и превращенными в альбит-хлоритовые, хлорит-эпидотовые, актинолитовые сланцы. В южной части района расположен Шарташский

гранитный массив, кровля которого погружается к северу под углами 30–35° и подстилает рудное поле. Две наиболее продуктивные стадии на месторождении относят к разным этапам минерализации: среднегерцинскому и позднегерцинскому. Зональность минеральных комплексов выражена в их последовательном проявлении внутри сульфидно-кварцевых жил по мере удаления от Шарташского массива и обусловлена формированием рудных тел в пределах температурного поля, созданного этим массивом.

Гидротермально-осадочное рудообразование. Стратиформные месторождения золото-кварцевого типа представляют большой интерес, поскольку имеют своим прототипом крупное месторождение Бендига в Австралии. В России к данному типу относится Дуэтское месторождение, локализованное в углеродисто-терригенных толщах верхоянского комплекса Южного Верхоянья (рис. 8.11). На основании внутреннего строения жильного кварца и рудных минералов, в т.ч. золота, доказывається кристаллизация жил из вязких коллоидных растворов (Силичев, Белозерцева, 1986).

В целом, комплекс событий, приведших к формированию оруденения, следует рассматривать как цепь повторяющихся взаимосвязанных процессов: осадконакопление, сопряженное с поступлением рудоносных растворов и обогащением отдельных прослоев рудогенными элементами и коллоидным кремнеземом; метаморфизм погружения, отжим поровых вод и литификация осадков, с образованием пластичных и хрупких прослоев, либо коллекторов трещиноватости; складчатость различных этапов, дислокационный метаморфизм и метаморфогенная сегрегация, перегруппировка и переотложение минерального вещества, мобилизация и ремобилизация золота и рудогенных элементов. Предложенная М. М. Константиновым гидротермально-осадочно-метаморфогенная модель формирования стратиформного золото-кварцевого оруденения объясняет параметрические характеристики рудообразующих процессов и различную степень обогащения тяжелым изотопом кислорода рудного кварца, с тенденцией обеднения к верхним продуктивным уровням, и особенности химического состава рудоносного флюида.

Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. Золото-железисто-кварцитовые месторождения, заключенные в так называемой пластовой железной формации (BIF), вероятно, имеют метаморфогенно-гидротермальную природу. Рассмотрим эту модель рудообразования на примере месторождения Сухой Лог. Это месторождение расположено в Ленском золотоносном районе в пределах Кропоткинского рудного узла. Рудный район сложен мощной толщей верхнепротерозойских осадочных пород — чередующихся песчаников, алевролитов, сланцев, известняков бодайбинской подсерии патомской серии. Породы выполняют крупный Бодайбинский синклиниорий, осложненный серией антиклинальных складок различных порядков.

Формирование Бодайбинского прогиба связывается с рифейским рифтогенезом консолидированной Байкало-Патомской складчатой области. В пределах выделяемой Олоkitско-Бодайбинской палеорифтовой струк-

Рис. 8.11. Фрагмент геологической карты Дуэт-Бриндакитского рудного поля (центральная часть и южный фланг), по материалам Аллаха-Юньской ГРЭ:

маркирующие горизонты: 1 — конгломераты, «сланцевые конгломераты», 2 — песчаники, 3 — «рябчики», 4 — туфодиамититы и туфы дацитового состава, 5 — алевриты; 6 — тектонические нарушения; 7 — элементы залегания (а — слоистости, б — кливажа); 8 — подземные выработки; 9 — контуры отработанных россыпей золота; 10 — золотопоявления (а — месторождения, б — перспективные проявления)

туры и ее периферических частей сосредоточены почти все месторождения региона. Параллельно с развитием рифта и с заложением Бодайбинского прогиба в Байкало-Витимской складчатой области формировались офиолиты и толеитовые базальты, возраст которых составляет 1050 ± 150 млн лет. С длительным накоплением в восстановительной среде тонкообломочных пород в условиях палеодепрессии с первичным концентрированием золота биогенным веществом с этапом диагенеза связано формирование основной массы золотоносного пирита. В целом, месторождение Сухой Лог имеет все признаки метаморфогенно-гидротермальных золотоносных систем. Оно локализовано в крупном эпикратонном прогибе, заложенном вдоль глубинных разломов на коре сиалического типа. Слагающие прогиб протерозойские толщи, в том числе рудовмещающие, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Последовательность рудообразования включает: 1) накопление золота в палеодепрессии, где оно предположительно связано с процессами диагенеза; 2) формирование золотоносного пирита при диагенезе и региональном метаморфизме зеленосланцевой фации; 3) дислокационный метаморфизм, образование метаморфогенных флюидов и частичная перегруппировка рудного вещества в пределах рудовмещающей формации.

Продукты разновозрастных гидротермально-метасоматических процессов концентрируются в единой структуре складчатого этапа и представлены последовательно карбонатизацией, пиритизацией, окварцеванием, что связывается с метаморфогенной мобилизацией вещества. Типичная стадийность при минералообразовании отсутствует. В рудах сосуществуют несколько разновидностей порообразующих и рудных минералов одного класса (слюд, карбонатов, самородных металлов, сульфидов, теллуридов и т. д.). Оруденение формировалось в условиях низких температурных градиентов, месторождения имеют большие размеры, руды неконтрастные, бедные, но с большими запасами.

Источниками флюидов служили зоны высокотемпературного метаморфизма. Магнезиально-железистые карбонаты, вероятно, сформировались в процессе гидролиза органического вещества вмещающих терригенных пород при $370\text{--}380^\circ\text{C}$. Растворы имели преимущественно натриево-хлоридный состав, повышенную концентрацию (5–10 % NaCl) и восстановленность ($\text{CH}_4 > \text{CO}_2$). Сульфиды содержат серу исключительно корового происхождения. При этом в зоне рудоотложения устанавливается широкая дисперсия $\delta^{34}\text{S}$ (от +6 до +21,5), обусловленная длительной эволюцией осадочно-диагенетической серы в процессах складчатости и метаморфизма.

Формирование поздних анкерит-сульфидно-кварцевых золотоносных прожилков связано с функционированием конвективной гидротермальной системы, основу которой составляли нагретые до 350–300 °С метеорные воды. Разбавленные ($< 1\%$ NaCl) окисленные ($\text{CO}_2/\text{CH}_4 = 50\text{--}100$) преимущественно гидрокарбонатные растворы производили дополнительное перераспределение и концентрирование золота, что привело к окончательному формированию рудных тел в их современном виде.

Гидрогенное рудообразование. Это сравнительно новая для месторождений золота геолого-генетическая система. К числу гидрогенных образований относится золоторудное месторождение Куранах, представленное залежами золотоносного карста в кровле кембрийских известняков и доломитов, перекрытых юрскими глинисто-сланцевыми толщами (Константинов и др., 2000).

Изотопный состав серы всех пиритов Куранахского месторождения оказался устойчиво тяжелым (от +29,9 до +13,4‰). При этом отчетливого различия в изотопном составе серы метасоматитов и урансодержащих золотоносных метасоматитов не отмечается. Считают, что обогащение сульфидов тяжелой серой свидетельствует о вовлечении в рудный процесс осадочных сульфатов, которые обогащаются тяжелым изотопом в процессе сульфатредукции, уносящем легкую серу в составе сероводорода. Кембрийские толщи — единственный возможный источник серы, поскольку только для них характерно такое обогащение тяжелым изотопом

Таким образом, имеющиеся данные говорят в пользу участия в рудном процессе компонентов растворов, заимствованных из вмещающих пород и метеорных вод. Особенности строения, состава руд и геохимии изотопов Куранахского месторождения объясняются гидрогенной моделью, разработанной Я. М. Кисляковым и В. Н. Щеточкиным (2000).

Это предположение также подтверждается следующими фактами: 1) отсутствие рудоподводящих каналов; 2) широкое развитие битуминозных и углистых веществ; 3) заметное содержание золота в битумоидах юдомской куторгинской и олекминской карбонатных свит, являющихся рудовмещающими толщами (01–0,1 г/т, в бензольных смолах 2,25 г/т); 4) участие в строении рудных тел удлинённых кварцевых зерен (0,3–1,0 мм), по своей конфигурации совершенно аналогичных скоплениям спикул отдельных видов губок; 5) в ряде прослоев пород, обогащенных пиритом и мельниковитом, тонкозернистые сульфиды выполняют различные образования, напоминающие фрагменты органических остатков; 6) в кварц-пиритовых агрегатах наиболее обогащенный золотом пирит первой генерации, представленный тонкозернистыми пористыми выделениями, имет колломорфную, эмульсионную структуру и содержит реликты гелевой структуры, типа «оруденелых бактерий».

Изучение проблемы гидрогенного формирования промышленных концентраций золота на примере месторождения Куранах открывает возможность новых подходов и критериев прогноза золотоносности, не привлекавших ранее внимание исследователей.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На рисунке 8.12 показана систематика золоторудных месторождений на тектонической основе позиции, которая используется в американской геологической службе и принята геологами многих зарубежных стран (Groves et al., 1998). По данным Д. В. Рундквиста и др. (2006), отмечается, что вся история накопления золота в крупных месторождениях разделяется на несколько этапов (рис. 8.13). Самая ранняя была и самой эффективной. На ее долю приходится 40 % ресурсов этого класса месторождений. Главным образом благодаря золотым запасам бассейна Витватерсранд, происхождение которого рассмотрим в главе 12 части III.

Следующий неархейский этап имеет долю около 9 % в суммарном потенциале мировых ресурсов крупных месторождений золота. Он представлен преимущественно орогенными мезо- и гипотермальными золоторудными месторождениями сдвиговых зон гранит-зеленокаменных поясов кратонов Сьюпириор (Рэд-Лейк и др.), Йилгарн (Голден-Майл, Камбалда), Парвар (Колар), Сан-Франциско (Моро Вельо) и Танзанийского (Гейта). Вмещающими породами для них могут быть как магматические, так и осадочные породы, но обязательно интенсивно рассланцованные и метаморфизованные обычно на уровне зеленосланцевой фации, хотя и в гранулитах известны крупные месторождения золота (Колар). Более ограниченное значение имеют месторождения, в которых современные исследователи находят черты Cu-Au-порфирового типа и типа Олимпиак-Дэм (Cu-Au-U-REE), на кратонах Амазонском (Кристаллино, Салобо) и Йилгарн (Боддингтон). С этим же периодом связано образование первой крупной аккумуляции золота в вулканогенно-колчеданном семействе месторождений (Нота, рудное поле Роюн-Норада зеленокаменного пояса Абитиби).

Почти вдвое меньше интегральных ресурсов крупных месторождений золота приходится на конец раннего палеопротерозоя, где самыми древними по формированию являются золотоносные конгломераты поля Тарква (~2,1 млрд лет). Спустя 30–50 млн лет после этого образовались орогенные месторождения сдвиговых зон складчатых поясов: Биримской, Эбурнейской и Трансамазонской складчатых систем, которые, согласно существующим реконструкциям, возникли приблизительно в одно и то же время при формировании одного из сегментов суперконтинента Атлантика.

Следующие три эпохи характеризуются единичными объектами и малой долей (~1 % каждая) в интегральных ресурсах крупных месторождений золота, хотя среди них есть и суперкрупные месторождения. Так, в позднем палеопротерозое сформировались только два крупномасштабных месторождения (Хоумстейк на западе Североамериканской платформы и Айтик в Свеккофеннской зоне Балтийского щита).

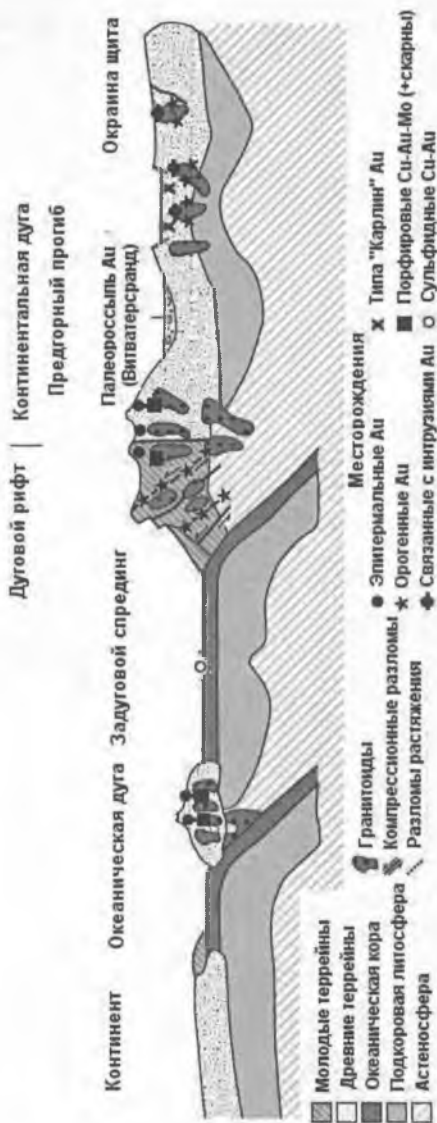


Рис. 8.12. Геотектоническая позиция золоторудных месторождений разных генетических типов (Groves et al., 1998)

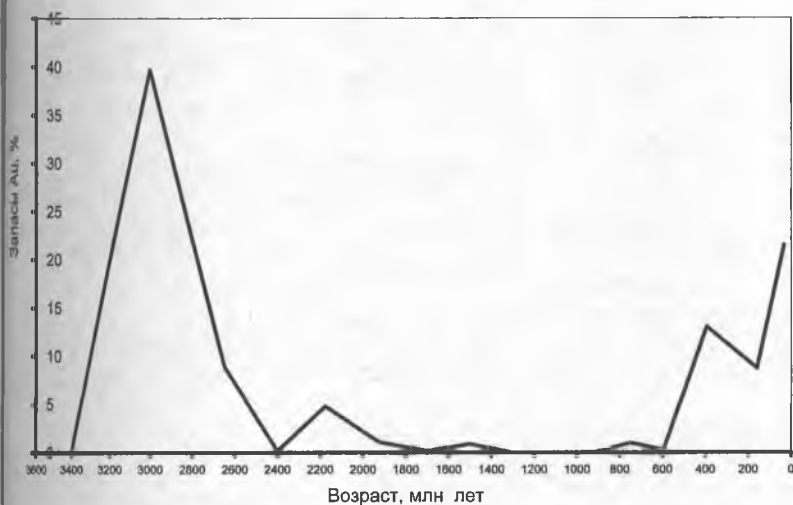


Рис. 8.13. Распределение накопления золота в крупных месторождениях в истории Земли (%)

Классическим проявлением этого же типа в самом начале мезопротерозоя стало образование в активизированной зоне кратона Гаулер месторождения Олимпик-Дэм, локализованного преимущественно в надынгрузивной брекчии плутона монцонитов-сиеногранитов, имеющих сходство в структурно-текстурных и петрохимических особенностях с гранитами рапакиви (Наарала, 1995). От своих типовых аналогов оно отличается наиболее комплексным составом руды, из которой могут добываться Au, U, Cu, Ag, Fe и редкие земли цериевой группы.

Среди крупных месторождений золота неопротерозой представлен только мезотермальными месторождениями в терригенных толщах. На Енисейском кряже на месторождениях Олимпиадинское и Благодатное отчетливо проявлен контроль со стороны состава вмещающих пород, складчатых структур и зон расщеливания, в то время как связь с залегающими вблизи гранитоидами предполагается, но пока изотопно-геохимическими исследованиями не доказана (Константинов и др., 1998).

Палеозой занимает третье место среди выделяемых эпох с почти 13 % общих ресурсов. Причем из них меньше 1 % приходится на каледонские (~440 млн лет) мезотермальные месторождения: Васильковское в экзоконтакте гранитоидов на Кокчетавском кристаллическом массиве и Бендиго в кварцевых рифах зоны смятия терригенных толщ в Лахланском складчатом поясе. Остальные 12 % локализованы в герцинских структурах. При этом основная доля приходится на мезотермальные месторождения в терригенных толщах складчатых поясов: рудный гигант Мурунтау, Кокпатас, Даугыз-

тау, Кумтор в Южно-Тяньшаньском, Бакырчик в Алтайском, и Сухой Лог в Байкало-Патомском. Вблизи большинства из них есть гранитные интрузии. В ряде случаев с ними предполагается генетическая связь. Месторождения же Кочкарское и Березовское на Урале и Чармитан в Южном Тянь-Шане локализованы непосредственно в гранитоидах и/или их ближайших экзоконтактах. Порфировые месторождения эпохи представлены Cu-Au типом: Алмалык, Средний Тянь-Шань; Ою Толгой, Южно-Монгольский орогенный пояс). В девоне-раннем карбоне впервые после неогархей проявилась крупномасштабная золотоносность в вулканогенно-колчеданном типе: Райское на Урале, Ла Зарза в Иберийском Пиритовом поясе и Маунт Морган в орогене Нью-Ингленд в Австралии.

Позднемезозойская эпоха (около 9 %) представлена преимущественно крупными золоторудными месторождениями мелового возраста. В юре сформировались только эпитегрмально-порфировая золотоносная система Бугдаинского месторождения. Причем в последнем случае эпитегрмальное Au полиметаллическое оруденение возникло на периферии Mo-W порфировой системы.

В меловой период возникли все крупнейшие месторождения Северо-Востока России, локализованные в терригенных толщах орогенных поясов (Наталкинское, Нежданское, Майское и др.), а также их аналоги в ларамидях Северной Америки (Модер-Лоуд и др.). Кроме того, тогда же возникли многие другие крупные месторождения золота Тихоокеанского пояса: Линглонг (Китай), Форт Нокс (Аляска), Cu-Au±Mo порфиновые месторождения Песчанка, Чукотка и др. (Россия). За пределами этого металлогенического пояса сформировались порфирово-эпитегрмальные месторождения в Забайкалье (Дарасун и Балей), на Алдане (Куранах) и в Антильской островной дуге (Пуэбло-Вьезо).

Все крупные месторождения золота эоцен-олигоцена (доля 7 %) концентрированы в американской части Тихоокеанского пояса. В южном сегменте известны только Cu-Au-(Mo-Ag) порфирово-эпитегрмальные системы рудных полей в Чили. В Центральной Америке эпитегрмальные сереброносные рудные поля, большинство из которых возникло именно в это время, имеют повышенные содержания золота и его крупные ресурсы. На территории США с этим периодом связаны крупные месторождения золота карлинского типа в штате Невада (Карлин, Голден-Кверри и др.), суперкрупные Cu-Au-(Mo-Ag) порфиновые месторождения (Бингхэм-Каньон) и эпитегрмальные системы (Криппл Крик).

Наконец, неоген-четвертичный — самый поздний и самый короткий этап формирования крупномасштабных аккумуляций золота — стал весьма продуктивным (~15 %), что является вторым показателем в истории Земли. Принципиальным отличием этого этапа от предыдущего является отсутствие среди крупных золоторудных месторождений объектов карлинского типа и широкое развитие россыпей, таких как Хомолхинская

(с нее начинались Ленские прииски в середине XIX века), Бодайбинская и Ныгрино-Вачская в Байкало-Патомской провинции, Ат-Уряхская и Чай-Урья в Колымской, Рывеем в Чукотской. С другой стороны Тихого океана крупнейшие россыпные поля известны на Аляске: Клондайк и Фэрбэнкс. Все крупные россыпные поля находятся в провинциях с известными месторождениями золота коренного залегания. Но основная доля ресурсов этого периода приходится на порфировые и эпитермальные (иногда смешанные) системы. Большая часть таких объектов располагается в южной части Тихоокеанского пояса. В поясе Тетис всего пять крупных золоторудных месторождений. Самые западные из них представлены эпитермальным типом и локализованы в Карпатах: Берегово в Украине и Розия Монртана в Румынии. Восточнее золоторудные крупномасштабные концентрации проявлены только в Cu-Au-Mo (Каджаран на Кавказе) и Cu-Au (Реко Вик в Запросе, Бату Хияу в Зондской дуге) порфировых месторождениях.

Таким образом, вырисовывается следующая модель эволюции ведущих типов крупных месторождений золота и сопутствующих элементов (платина и др.) в истории Земли: для самого раннего периода ими, несомненно, были Au -ураноносные конгломераты, затем надолго, вплоть до конца мезозоя, ведущая роль принадлежала мезотермальным месторождениям (в разных подтипах) при отдельных всплесках у вулканогенно-колчеданных, типа Олимпик-Дэм и Cu-Au-(Mo) порфировых объектов. На палеоген пришелся пик карлинского типа и стремительный рост интенсивности формирования порфировых и эпитермальных золотоносных систем, продолжившийся и в дальнейшем. Даже самые крупные кайнозойские золотоносные россыпные поля существенно уступают известным раннедокембрийским (конгломератовый тип). В промежутке между этими эпохами не известно россыпей уровня крупных месторождений золота. Трудно ожидать, что они в докайнозойском неогее не формировались, но, по-видимому, не сохранились в силу изменившихся благоприятных условий литогенеза. Скорее всего, и те молодые крупные россыпи, что известны к настоящему времени, вряд ли сохранились бы, если бы не были отработаны, через 40–60 млн лет.

Величины временных разрывов между эпохами формирования крупных месторождений золота достигают 900 млн лет, когда на протяжении почти всего мезо-протерозоя и большей части неопротерозоя не сформировалось ни одного известного нам крупного месторождения. Также почти «пустыми» на золото оказались самое начало и последняя четверть палеопротерозоя.

По данным В. Ю. Прокофьева, флюидный режим основных промышленных типов золоторудных месторождений, образующих крупные промышленные скопления золота: золотоносных конгломератов, орогенных мезотермальных, медно-порфировых, связанных с интрузивами, эпитермальных и вулканогенных месторождений и типа «Карлин» приведен

в таблице 8.1. Каждый промышленный тип эндогенных золоторудных месторождений отличается по набору и химическому составу имевших высокие температуры и давления рудообразующих флюидов, а также по особенностям флюидного режима рудоотложения. Эти особенности находят свое выражения в типах и составе флюидных включений в минералах руд. Например, кварц золотоносных конгломератов содержит разные типы флюидов: концентрированные хлоридные рассолы, слабоконцентрированные газонасыщенные углекислотно-водные растворы, плотные газы — как окисленные (преимущественно с углекислотой), так и восстановленные (преобладают метан и более сложная органика). Оrogenные мезотермальные месторождения Сухоложского рудного поля формируются газонасыщенным гидротермальным флюидом с небольшой солевой нагрузкой, сосуществующим с плотным газовым флюидом преимущественно углекислотного состава (гетерогенное состояние флюида, вызванное тектоническим спадом давления при раскрытии трещин).

Месторождения, связанные с интрузивами, и медно-порфировые рудообразующие системы формировались из выкипающего водного раствора, концентрации солей в котором сильно варьировали от слабоконцентрированного водного раствора до практически рассола. Этот раствор сосуществовал с малоплотным водяным паром, в котором часто присутствовала в небольшом количестве углекислота. Эпитермальные и вулканогенные месторождения формировались в условиях открытых трещин слабоконцентрированным водным раствором, часто испытывающим вскипание и гетерогенизацию. Месторождения типа Карлин формировались низкотемпературными слабоконцентрированными водными растворами, часто содержащими органику. Флюидный режим формирования крупных золоторудных месторождений в истории Земли меняется синхронно смене преобладающих промышленных типов месторождений (см. табл. 8.1).

Если брать преобладающий флюидный режим отложения золота в целом, без разбивки на типы, то наблюдается некоторое увеличение температуры формирования золотых руд (вызванное увеличением роли порфировых руд и месторождений, генетически связанных с интрузивами), уменьшение давления (рис. 8.14) и повышение степени фракционирования флюида на составляющие газовую и водно-солевую составляющие. В целом с уменьшением возраста усиливается фракционирование флюида порфировых и связанных с интрузивами месторождений на высокоплотный хлоридный флюид и малоплотный слабоконцентрированный водяной пар, а флюида эпитермальных месторождений — на слабоконцентрированный водный флюид и водяной пар. Возможно, эта тенденция проявляется в связи с изменением глубины эрозионного среза (древние месторождения находятся в более эродированных частях земной коры, чем молодые), а отчасти — с общей тенденцией эволюции флюидного режима формирования золоторудных месторождений в истории Земли.

Таблица 8.1. Условия формирования и флюидный режим некоторых крупных месторождений золота различных возрастов (по В. Ю. Прокофьеву)

Место-рождение	Возраст, млн л	Т, °С	Р, бар	С солей, мас. %	Тип флюида	Ссылка
Витватерсранд, Ю. Африка	2900–2500	400–145	2030–160	18,1–2,4	Водный флюид + углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Сафонов, Прокофьев, 2006
Колар, Индия	2700–2600	376–250	5860–740	5,9–4,9	Углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Наумов и др., 1988
Олимпиада, Россия	856–792	485–125	2710–190	25,0–1,9	Углекислотно-водный флюид + метаново-водный флюид + плотный газовый флюид	Прокофьев и др., 1994
Сухой Лог, Россия	415–330	385–185	2450–130	9,5–3,7	Водный флюид + углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Лаверов и др., 2000
Березовское, Россия	364	365–255	3460–810	14,9–2,0	Углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Bakshiev et al., 2001
Кочбулак, Узбекистан	290–270	395–50	525–15	24,4–0,4	Слабоминерализованный водный раствор + малоплотный газовый флюид	Коваленкер и др., 1988
Мурунтау, Узбекистан	273–231	380–100	1650–400	31,0–1,0	Углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Кряжев, 2002
Кочкарское, Россия	260	370–180	2580–450	14,2–7,7	Углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Прокофьев, Спиридонов, 2000
Нежданинское, Россия	154–94	387–129	1950–400	31,1–1,2	Углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Бортников и др., 2007
Дарасун, Россия	120–100	445–120	1540–120	52,6–2,2	Водный раствор с широким диапазоном солей + малоплотный газовый флюид	Прокофьев и др., 2000
Балей, Россия	117–112	355–130	164–45	6,3–0,5	Слабоминерализованный водный раствор + малоплотный газовый флюид	Spigdonov et al., 2001
Майское, Россия	118–64	535–119	1170–270	37,5–0,7	Углекислотно-водный флюид + плотный газовый флюид	Бортников и др., 2004

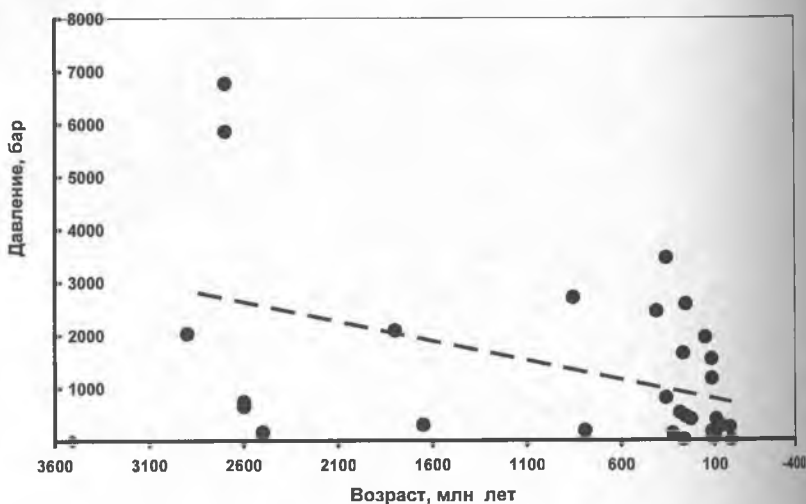


Рис. 8.14. Изменение флюидного давления при формировании эндогенных месторождений золота в истории Земли

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Наиболее крупные концентрации золота относятся к концу архея — началу протерозоя и кайнозою. В раннеархейский (проторифтовый) период золото совместно с медью и палладием в ходе фракционной кристаллизации накапливалось в коматиитах и супракрустальных комплексах по краям сводовых поднятий в Гренландии. Последующие процессы реювенации обусловили его концентрацию (от 2 до 17 г/т) в согласных прослоях арсенипиритового состава.

В среднем архее произошло заложение зеленокаменных поясов и образование первичных концентраций золота в вулканогенно-осадочных, в том числе железорудных, формациях. В верхнем архее широко проявились процессы метаморфизма, гранитоидного магматизма Na и K-Na типов щелочности и рудной реювенации. Становление поясов завершилось деформациями сжатия и обдукцией с интенсивным метаморфизмом, внедрением интрузий тоналит-грондъесмит-гранитного типа и образованием золоторудных месторождений. Наиболее ранние промышленные концентрации приурочены к базальным частям разреза зеленокаменных поясов древних щитов Южной Африки — пояс Барбертон (3,6 млрд лет) и Западной Австралии — блок Пилбара (3,5–3,3 млрд лет).

Средне-позднеархейская эволюция земной коры характеризуется широким спектром золоторудных проявлений: золотоносные сульфидные, медно-никелевые (с Pt и Au), колчеданские (с Au) и железистые кварциты

(с Au) (см. рис. 8.1). В конце архея сформировались крупные Cu-Zn-Au месторождения в ассоциации с породами кислого и среднего вулканизма. Позднеархейские зеленокаменные пояса (преимущественно Канадские) имеют следующие отличительные особенности. Более кислые вулканы, залегающие стратиграфически выше в разрезах, обнаруживают сходство с фанерозойскими островодужными образованиями, возникшими в условиях субдукции. Кроме бимодальных, появляются пояса с гомодромным вулканизмом: известково-щелочная ассоциация из основных, средних и кислых вулкаников с незначительным количеством ультрамафитовых лав, что свидетельствует о коровом происхождении вещества (пояс Абитиб). Отмечается линейная в плане морфология, обусловленная заложением вдоль зон крупных глубинных разломов. К этой группе принадлежат пояса провинции Сьюпериор и блока Йилгарн, с которыми связаны крупные месторождения золота.

Процессы спрединга и субдукции в этот период сопровождались появлением новых генетических типов золоторудных месторождений золото-сульфидно-кварцевой и золото-железисто-кварцевой ассоциаций. Широкое развитие получило колчеданное семейство. Появились собственно-колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Главной колчеданной областью здесь является Абитиб, протяженностью 700 км при ширине около 150 км. Медно-цинково-колчеданные, часто с золотом месторождения представлены согласными рудными залежами, протяженностью несколько сотен метров.

Наиболее масштабными в зеленокаменных поясах являются сравнительно редкие месторождения порфирового типа с возрастом 3,0–2,0 млрд лет (Хемло, Ред-Лайр и др.). Месторождения приурочены к кислым лавам и туфогенным фациальным комплексам дацит-андезит-базальтовой и дацит-базальтовой формаций, являются крупнейшими открытиями последних лет. Золотое оруденение стратиформное, форма рудных тел линзовидная и пластообразная. Зеленокаменные пояса верхнего архея, к которым приурочены медно-никелевые и уникальные золоторудные месторождения в Западной Австралии, имеют ярко выраженный линейный характер, определяемый региональными складчатыми и разрывными нарушениями.

Третий период ознаменовался деструкцией архейской континентальной коры, сопровождавшейся активным рифтогенезом, появлением молодых зеленокаменных поясов, возникновением вторичных океанов и бассейнов с корой субокеанического типа. Формируются бассейновые провинции медных и урано-медных руд, крупные стратифицированные интрузии с медно-никелевыми рудами, содержащие минералы платиновой группы и золото, многочисленные кварцево-золоторудные месторождения. На этот период приходится главный пик образования месторождений железистых кварцитов в истории Земли, хотя проявления в них золотой составляющей не столь ярко выражены, нежели в предшествующий период. Большие

объемы получила формация уран-золоторудных конгломератов (ЮАР, Бразилия, Канада), в месторождениях которой заключено порядка 40 % всех общих восстановленных запасов золота.

Таким образом, возраст наиболее древних золоторудных месторождений превышает 3,0 млрд лет. Временное распределение важнейших месторождений, исключая руды Витватерсранда, указывает на три возрастных этапа формирования большинства жильных месторождений золота, примерно 3,1; 2,7–2,5; 2,1–1,7 млрд лет. Образование их связано с деформированием и метаморфизмом блоков земной коры вблизи главных коровых структур. Эти этапы отвечают стадиям стабилизации зеленокаменных поясов первой, второй генераций и завершению развития складчатых поясов раннего протерозоя.

Данные определения относительного возраста докембрийских золоторудных месторождений напоминают возрастные пределы эпизодического роста первичной континентальной коры. Они образуют дискретные периоды конвективного течения в мантии и максимального наращивания основания литосферы. Периоды после 1,8 млрд лет отражают снижение такой мантийной активности и растущее влияние тектоники плит и процессов рециклинга на эволюцию коры и рудообразования. В условиях формирования ранних зеленокаменных поясов широкое развитие имеют стратиформные прожилково-вкрапленные месторождения золото-сульфидных, золото-сульфидно-кварцевых и генетически связанных с ними золото-железисто-кварцитовых типов руд.

С формированием позднеархейских-раннепротерозойских зеленокаменных поясов в платформенных обстановках спрединга и субдукции появляются золоторудные месторождения новых генетических типов: золото-колчеданные, золоторудные «порфировые» и колчеданно-полиметаллические. На заключительных стадиях становления зеленокаменных областей, в коллизионных обстановках и завершающей кратонизации, в условиях широкого развития сдвиговых, складчато-надвиговых деформаций, метаморфизма и гранитизации, формируются регенерированные золото-кварцевые месторождения жильного типа. Раннепротерозойская металлогения ознаменовалась формированием золото-урановых месторождений в конгломератах наложенных бассейнов, в фундаменте которых прослеживаются зоны зеленокаменных поясов.

Следующий грандиозный пик золотоносности в истории Земли приходится на фанерозой. В отличие от докембрийских месторождений в этот период существенно изменилась геодинамическая и геолого-тектоническая обстановки рудообразования. Наметились тесные связи металлогенических процессов с эпохами складчатости, характером и масштабами корового магматизма. Резко увеличилось число рудных формаций, количество и разнообразие минеральных типов месторождений. Ярко проявилась генетическая связь с глобальными и региональными тектоно-магматическими процессами. Намечается отчетливый рециклинг древнего докембрийского золотого оруденения. Возникло знаменитое Тихоокеанское золотоносное кольцо. В его пределах осуществляется

около 40 % мировой добычи золота. Сотни золото-серебряных месторождений располагаются в пределах вулканно-плутонического Восточно-Азиатского окраинно-континентального пояса. С коренной золотоносностью ассоциирует и россыпная. Намечается три эпохи развития Тихоокеанского кольца: поздний триас — ранняя юра; поздний мел; неоген. Максимальное металлогеническое значение для блока обеих Америк имело становление в позднем мезозое Восточно-Азиатского вулканно-плутонического пояса риолитовой линии, с которым связаны основные близповерхностные золото-серебряные месторождения Тихоокеанского кольца.

Для фанерозоя характерна локализация золоторудной минерализации в зонах субдукции, спрединга, трансформных разломов и офиолитовых коллизионных структур. Меняется и минеральный состав, исчезает примесь теллура, ведущими становятся золотосодержащие пирит-арсенопиритовые и колчеданно-полиметаллические месторождения. Важную роль играют золото-кварцевые и золото-сурьмяные руды.

Отмечается специфика золотоносности в фанерозойских тектономагматических циклах — каледонском, герцинском, мезозойском и альпийском. Масштабы оруденения возрастают к мезозойско-альпийским орогеническим циклам. Золотоносность герцинид, характеризующихся завершенной складчатостью, более высокая, чем установленная в каледонских структурах. Как правило, все герцинские месторождения являются регенерированными, ремобилизованными из более древних докембрийских и каледонских рудных образований. Для крупных герцинских провинций характерна растянутость во времени золотой минерализации, широкое развитие кварц-пирит-углеродисто-золотой формации и появление нового генетического типа (золотоносных скарнов).

Наиболее активно рециклинговые процессы проявились в эпоху мезозойской активизации в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса. Рудообразование здесь протекало в условиях латерального сжатия, развития блоковой, надвиговой и сдвиговой тектоник. Формировались жильные и прожилково-вкрапленные золото-серебряные и серебро-полиметаллические месторождения. Заключительный мощный всплеск промышленной фанерозойской золотой металлогении приходится на миоценовое время. В данный период сформировалось Тихоокеанское андезитовое кольцо и островные дуги западного обрамления, с которыми ассоциируют близповерхностные золото-серебряные с теллуридами и селенидами месторождения (Ямадо и Хишикари, Япония; Багис Голд и Аток-Антамок, Филиппины; и др.). Одной из крупнейших золотоносных провинций является Центрально-Андийская с месторождениями Эль-Индио, Сан-Кристобаль и др. Завершают золотую металлогению четвертичные россыпи коры выветривания. Потенциальную значимость имеют обнаруженные в современных рифтовых зонах океанов золотоносные колчеданно-полиметаллические проявления (например, хр. Эксплорер, Хуан-де-Фука и Кобб-Эйкльберг в Тихом океане).

Таким образом, промышленные месторождения золота формировались дискретно в процессе развития основных типов глобальных структур Земли. Наиболее ранние первичные источники золота в пределах архейски-кратонов и интракратонных впадин (2,8–2,4 млрд лет) связаны с мафит-ультрамафитовыми породами зеленокаменных поясов (Калгурли, Колар и др.). Основным источником золота в архее служили гранулиты. Породы архея в настоящее время составляют всего 12 % площади всех континентов, а из развитых в них месторождений добывают более 50 % золота.

Следующий импульс золотой металлогении приходится на период 1,8–1,4 млрд лет и ассоциирует с протерозойскими подвижными поясами и областями протоактивизации докембрия. В это время формировались магматические, гидротермальные и экзогенные месторождения (Бушвельд (Ю. Африка); Шакобина (Ю. Америка); Оутокумпо (Финляндия); Олимпик Дэм (Австралия) и др.). На долю месторождений этой группы приходится 10–15 % мировой добычи.

Третий пик золотоносности приходится на неопротерозойский период (1,0–0,54 млрд лет) и приурочен к месторождениям, связанным с областями позднепротерозойской протоактивизации, и гранитизированным зеленокаменным поясам (Луло, Калана, Тиририн, С. Африка; Олимпиадиское, Бaleyское, Сибирь; и др.). Из месторождений этой группы добывают около 10 % мирового золота.

Первые аномальные концентрации золота в земных недрах представляют собой продукты эволюции мантии и накапливались в основном в архейско-протерозойское время на ранней стадии формирования фемической протокоры. Это нашло отражение в возникновении золотосодержащих протоморфаций, появлении золотоносных коматиитов с сульфидными рудами, кремнисто-железистых формаций и конгломератов (Кренделев, 1974). Вся последующая история формирования промышленных месторождений золота связана с процессами гранитизации и многократной регенерации руд в эпохи и периоды с начала докембрийской протоактивизации, а затем фанерозойской тектоно-магматической активизации. В докембрии отмечались три таких импульса (2,8–2,4; 1,8–1,4; 1,0–0,8 млрд лет).

В фанерозойское время резко усилились процессы регенерации рудного вещества, активно протекавшие в зонах субдукции, коллизии литосферных плит, в областях и зонах тектоно-магматической активизации. Пики золотоносности фиксируются в следующие периоды: девон — нижняя пермь, верхний мел, неоген-четвертичный. В первый период (герциниды) формировались регенерированные месторождения (Сальсинь, Лимузен (Франция); рудные районы Чешского и Судетского массивов; месторождения Березовское, Кочкарское, Кушак (Урал); Кумтор (Киргизия); Худомья, Толи (Китай) и многие другие). Второй период связан с фазами мезозойской складчатости. В это время завершилось формирование Великого Тихоокеанского золотого кольца, когда возникли близповерхностные вулканогенные

золото-серебряные месторождения (Агатовое, Дукат, Токур, Ветреное, Нежданнинское, Карамкенское на Дальнем Востоке России; Туньлинь, Сяоцилин и другие в Юго-Восточном Китае; Карлин и многочисленные мелкие жилые месторождения штатов Невада и Аризона).

В неоген-четвертичное время возникли крупные золоторудные провинции в пределах Тихоокеанского кольца, примыкающих к нему островных дуг западной части кольца (андезитовый вулканно-плутонизм) и в рифтовых структурах Анд восточного обрамления океана. Формировались близповерхностные золото-серебряные месторождения с теллуридами и селенидами (Хишикари, Ямадо (Япония); Миштри (Соломоновы о-ва); Эмперор (Фиджи); Багис Голд и др. (Филиппины); Муро (Индонезия); Эль-Индо, Сан-Кристобаль (Чили); Эль-Лимон (Никарагуа); Дисти Мак (Канада). Из четвертичных и современных золотоносных россыпей и кор выветривания в настоящее время ежегодно получают более 12 % золота, а на долю фанерозойских коренных собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений, россыпей и кор выветривания приходится около половины добываемого в мире золота.

СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Серебро получают на 70 % в качестве попутного компонента из полиметаллических руд и только 30 % из собственно серебряных руд (в них концентрация серебра составляет 100–200 г/т и более). Мировые запасы серебра в недрах оцениваются в 600–650 тыс. т, которые в основной массе (около 80 %) приходятся на 12 стран: Польша, США, Канада, Мексика, Россия, Австралия, Казахстан, Таджикистан, Перу, Боливия, Чили и Япония (Беневольский и др., 1995; Рудные ресурсы..., 1995; Бойцов и др., 1999; Золото-серебряные..., 2000) (рис. 8.15).

Выделяют пять основных комплексных геолого-промышленных типов: колчеданно-полиметаллический (39 %), медно-порфировый (19 %), золото-серебряный (5 %), скарново-полиметаллический (4 %), стратиформный полиметаллический в карбонатных и терригенных породах (3%). Серебро равномерно распределено в базальтовых и гранитных магмах и его накопления связаны главным образом с постмагматическими гидротермальными процессами (Шило, 1997; Золото-серебряные..., 2000, Константинов и др., 2003). Масштабы серебряного оруденения возрастают от архея к позднему фанерозою (рис. 8.16, 8.17). В докембрии на фоне общей низкой сереброносности отмечаются отдельные рудные провинции и пояса (Калгурли, Австралия; Абитиби, Канада; и др.), в пределах которых в связи с процессами средне-позднепротерозойской гранитизации (1,7–0,6 млрд лет) возникли регенерированные месторождения с высокими (до 200 г/т и более) содержаниями серебра. В глобальном масштабе относительно более сереброносны металлогенические провинции Канадского и Западно-Австралийского

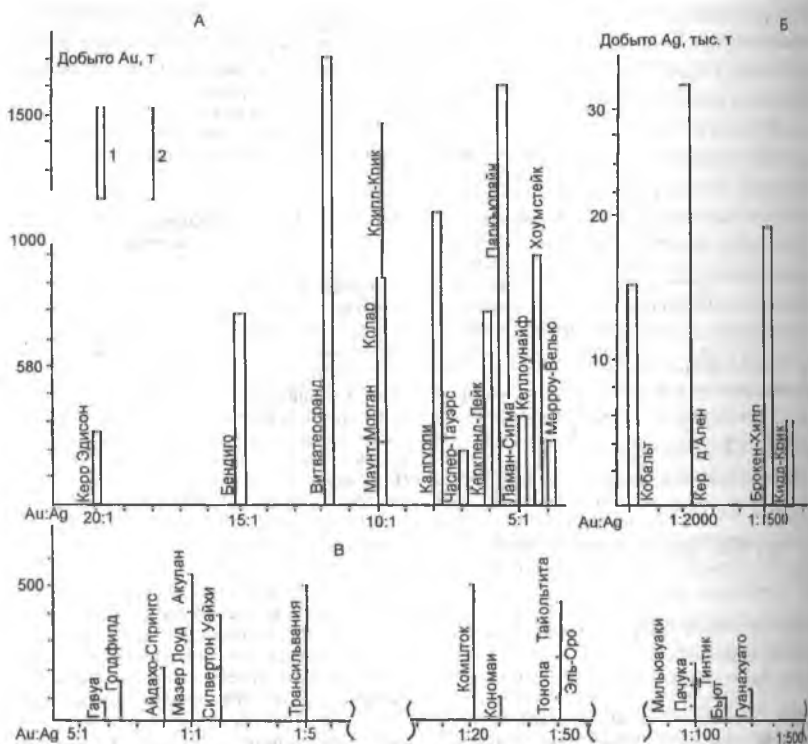


Рис. 8.15. Распределение добычи серебра в докембрийских и фанерозойских месторождениях (Константинов, 1986):

1 — докембрийские, 2 — фанерозойские месторождения

щитов. По их периферии в среднепротерозойское и позднепротерозойское время в зонах субдукции и коллизии в вулканогенных и надвиговых структурах формировались крупнейшие месторождения полиметаллов и серебра (Кобальт, Салливан, Броккен-Хилл, рудный район Атабаска и др.).

Впервые промышленные месторождения серебра стали формироваться в связи с развитием в архейских зеленокаменных поясах более поздних Ag_4 - Prt_3 лав среднего и кислого состава, а также в связи с ранней (2,7 лет) кеноранской гранитизацией. Мощный импульс серебряного оруденения приходится на рубеж 2 млрд лет назад, когда в провинции Кобальт образовывались уникальные бассейновые и стратиформные серебряные полиметаллические руды в Prt_3 рифтовых системах.

С фанерозоем связана основная масса запасов серебра. Наблюдается постепенное увеличение серебряного потенциала от каледонид до мезо-

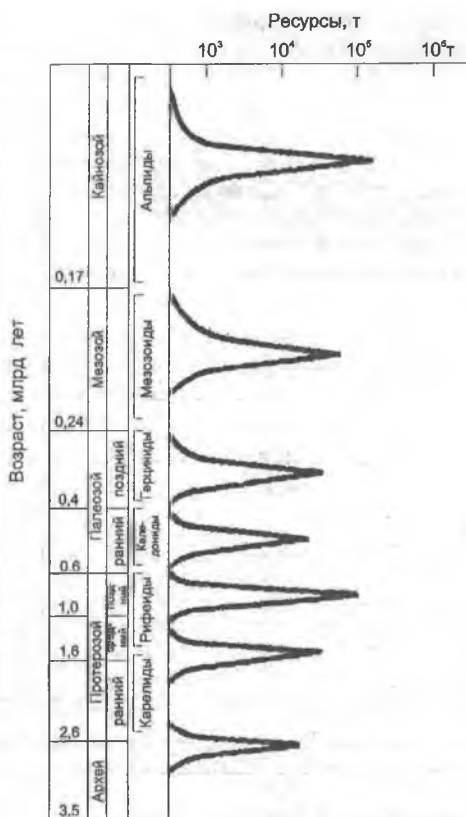


Рис 8.16. Распределение ресурсов серебра в разновозрастных месторождениях палеогена и неогена (по Б. И. Бсневольскому и др., 1995)

зонд. Однако если рассматривать эндогенное оруденение, то максимум сереброносности смещается в кайнозойскую эпоху. Это связано с последовательным усилением тектоно-магматических процессов, способствовавших переработке древних серебряносодержащих комплексов. В связи с этим для серебра характерны полициклические металлогенические провинции. Так, в герцинидах Европы развиты месторождения, имеющие возраст от 360 до 190 млн лет, т. е. захватывающие и частично переработанные каледонские образования. С позднегерцинской стадией активизации связаны многочисленные крупные месторождения пятиэлементной формации (Ag-As-Co-Ni-Bi-U) рудных гор Европы (Фрайберг, Клаусталь, Пшибрам и др.). Мезозойский и кайнозойский тектоно-магматические циклы образовались

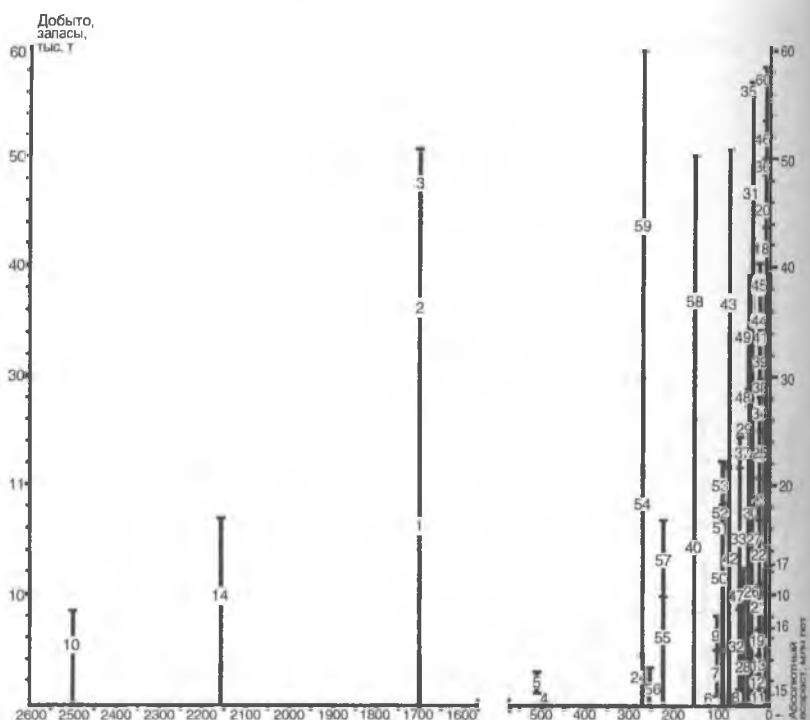


Рис 8.17. Распределение серебряных и серебросодержащих месторождений на шкале геологического времени (по М. М. Константинову и др.)

крупнейшие серебрянорудные провинции мира. Большинство из них расположено в пределах Тихоокеанского кольца, где сконцентрировано около 40 % мировых запасов этого металла (рудные районы Ла Реформа, Чихуахуа, Потоси, Оуру, Сьерра-де-Паско, Куруко, Тоёха и др.).

На формирование серебряного оруденения в фанерозое влияли две закономерности — обогащение Ag мафитовых и ультрамафитовых пород и связь месторождений с глубинными кайнозойскими субдукционными и рифтовыми зонами Тихого океана. В отличие от раннего докембрия в результате резко усилившихся рециклинговых процессов тектоники литосферных плит и коллизионного шарьяжирования континентальная кора в фанерозое стала менее жесткой и весьма проницаемой. Возникшая густая сеть глубинных разломов, с системами рифтов и шарьяжей, способствовала резкой активизации флюидо-динамических процессов, которые привели к образованию широкой гаммы месторождений халькофильных элементов, в том числе серебросодержащих (Беневольский и др., 1995).

Для серебряно- и золото-полиметаллических месторождений характерно наложение по вертикали нескольких сереброносных эпох. Это типично для позднефанерозойских рудных поясов (Мексика). Установлена их структурная связь с областями активизации сводовых поднятий. В осевых частях сводов развиваются плутогенные формации с золотом и серебром, а в периферических — вулкано-плутонические и вулканические формации серебросодержащих полиметаллических руд (в мезозое и кайнозое). Обогащению месторождений способствуют процессы метаморфизма и плутонометаморфизма. Максимальные концентрации серебра отмечаются в верхних структурных зонах месторождений и на периферии рудных тел и зон.

Для серебра характерна диахронность распределения главной массы металла в конце докембрия и в конце фанерозоя. В докембрии металл поступал из первичных приповерхностных участков коры, а в конце фанерозоя серебро мигрировало по разломам из нижней части коры и из очагов верхней мантии. В обоих случаях определяющую роль играли процессы рециклинга.

Выводы

Таким образом, приведенные выше материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. *Месторождения металлов платиновой группы* формировались на начальных стадиях эволюции основного и ультраосновного магматизма (рис. 8.18). Установлено аномальное накопление платиноидов в верхней мантии и нижней части коры в базит-гранулитовом слое на самых ранних этапах формирования Земли. В докембрии намечается следующий временной эволюционный ряд: 1) архейские коматииты и зеленокаменные пояса, 2) протерозойские рифтогенные пояса и бассейны, 3) позднепротерозойско-кембрийские альпинотипные гипербазиты и офиолиты. На ранних архейских этапах платиноиды поступали в результате ранних фаз плавления и дифференциации первичных мафит-ультрамафитовых пород Земли, обогащенных тяжелыми металлами.

В раннем и среднем фанерозое (каледониды и герциниды) формировался новый тип месторождений платиноидов в черносланцевых толщах (Сибирь, Казахстан, Ср. Азия, Китай, США, Канада). В позднем фанерозое (мезозоиды и альпиды) платиноиды накапливались в окраинных зонах Пацифики и современных океанических рифтах в связи с рециклингом МПГ из докембрийских месторождений и обогащенных платиноидами пород, а также мобилизацией этих элементов из глубинных подкоровых резервуаров остаточной недеплетированной мантии, обогащенной тяжелыми металлами и флюидами.

2. *Месторождения золота* образовывались дискретно в процессе развития основных типов глобальных структур Земли. 1. Наиболее ранние

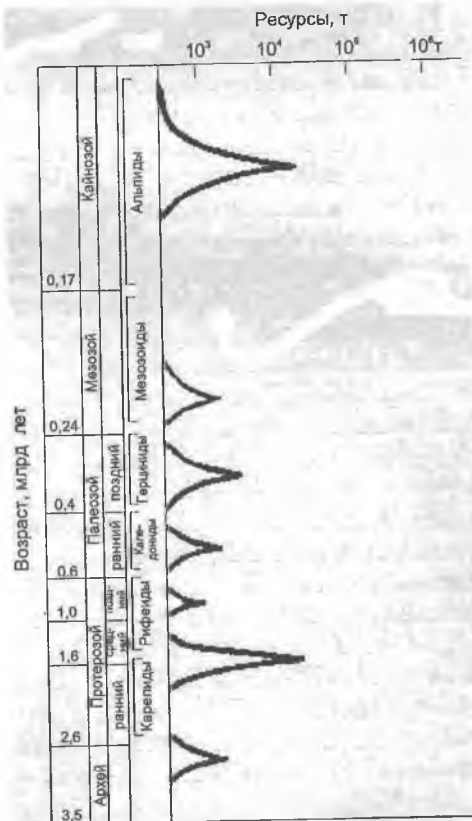


Рис 8.18. Распределение ресурсов металлов платиновой группы в разновозрастных месторождениях палеогей и неогей (по Б. И. Беневолюскому и др., 1995)

первичные источники золота в пределах архейских кратонов и интракратонных впадин (2,8–2,4 млрд лет) связаны с мафит-ультрамафитовыми породами зеленокаменных поясов (Калгурли, Колар и др.). Из архейских месторождений добывают более 50 % золота. 2. Следующий импульс золотой минерализации приходится на среднепротерозойский период (1,8–1,4 млрд лет) и ассоциирует с протерозойскими подвижными поясами и областями протоактивизации докембрия. В это время формировались магматические, гидротермальные и экзогенные месторождения (Бушвельд, Ю. Африка; Шакобина, Ю. Америка; Оутокумпо, Финляндия; Олимпик-Дэм, Австралия; и др.). На долю месторождений этой группы приходится 10–15 % мировой добычи. 3. Третий пик золотоносности приходится на

поздний протерозой (1,0–0,54 млрд лет) и приурочен к месторождениям, связанным с областями протоактивизации и гранитизированным зелено-каменным поясам: Луло, Калана, Тиририн (С. Африка); Олимпиадинское, Балейское (Сибирь); и др. Из месторождений этой группы добывают около 10 % мирового производства золота. Первые аномальные концентрации золота в земных недрах представляют собой продукты эволюции мантии и накапливались в основном в архейско-протерозойское время на ранней стадии формирования фемической протокоры. Это нашло отражение в возникновении золотосодержащих праформаций, появлении золотоносных коматиитов с сульфидными рудами, кремнисто-железистых формаций и конгломератов.

Вся последующая история формирования промышленных месторождений золота связана с процессами гранитизации и многократной регенерации руд в эпохи и периоды с начала докембрийской протоактивизации (2,8–2,4; 1,8–1,4; 1,0–0,8 млрд лет).

В фанерозойское время резко усилились процессы регенерации рудного вещества, активно протекавшие в зонах субдукции, коллизии литосферных плит, в областях и зонах тектоно-магматической активизации. Пики золотоносности фиксируются в следующие периоды: девон-нижняя пермь, верхний мел, неоген-четвертичный. Особо стоит отметить четвертичные современные золотоносные россыпи и коры выветривания, из которых в настоящее время ежегодно получают более 12 % золота.

На долю фанерозойских коренных собственно золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений, россыпей и кор выветривания приходится около половины добываемого в мире золота.

3. *Масштабы серебряного оруденения* возрастают от архея к позднему фанерозою. Впервые промышленные месторождения стали формироваться в связи с развитием в архейских зеленокаменных поясах более поздних верхнеархейско-раннепротерозойских лав среднего и кислого состава, а также в связи с ранней (2,7 млрд лет) кеноранской гранитизацией. Мощный импульс докембрийского серебряного оруденения приходится на рубеж 2 млрд лет, когда в провинции Кобальт образовывались уникальные бассейновые и стратиформные серебряные полиметаллические руды в верхне-протерозойских рифтовых системах. Главная докембрийская серебрянорудная эпоха отмечается в 1,7–0,6 млрд лет. С фанерозоем связана основная масса запасов серебра. Наблюдается постепенное увеличение серебряного потенциала от каледонид к мезозоидам. Максимум серебряности эндогенного характера смещается в кайнозойскую эпоху. Это связано с последовательным усилением тектоно-магматических процессов, способствовавших переработке древних серебросодержащих комплексов. В связи с этим для серебра характерны полициклические металлогенические провинции.

Глава 9

УРАНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Уран и торий — сравнительно распространенные элементы, они оказались более распространенными, чем давно и широко используемые металлы Au, Ag, Hg, Bi, Sb и др. При этом уран имеет значительно большие области применения, чем торий. Он относится к элементам переменной валентности и в природных условиях обычно встречается в двух валентных состояниях — U^{6+} и U^{4+} . Четырехвалентные соединения слабо растворимы, а шестивалентный уран образует устойчивый комплексный катион уранильной группы $(UO_2)^{2+}$, что обеспечивает возможность его миграции.

Минералы уранила встречаются в окислительных условиях; они окрашены в яркие желтые, красные, оранжевые или зеленые тона и составляют окисленные части урановорудных залежей. Наиболее обычные минералы уранила — отенит, тюямунит, торбернит и уранофан (Неручев, 1982; Хейрих, 1962; McMillan, 1978). Минералы четырехвалентного урана встречаются в восстановительных условиях; они имеют черную или коричневую окраску и находятся в различной степени в метамиктном состоянии в результате воздействия естественной радиации. Важнейшие минералы U^{4+} — уранинит, урановая смолка (которая является в разной степени раскристаллизованной, отчасти окисленной разновидностью уранинита) и коффинит.

В эндогенных и экзогенных процессах уран ведет себя по-разному.

Распространенность урана в них определяется прежде всего химическим составом минералов урана. В магматических породах наибольшие концентрации отмечаются в щелочных и ультращелочных породах типа сиенитов и лопаритовых дуэвритов — 10–80 г/т. Уран, как и торий, изоморфно входит в состав сложных силикатов и титанатов, таких как эвдиалит, лопарит, ферсманит и др. В породах кислого состава содержание урана составляет в среднем 3–4 г/т. Уран накапливается как в виде примесей в акцессорных минералах (циркон, ортит, монацит, сфен, апатит и др.), так и в форме «подвижного» урана в микровключениях и в межзерновых швах. На поздней стадии кристаллизации гранитной магмы, характеризующейся повышающимся окислительным потенциалом, уран переносится и отлагается нагретыми минерализованными водными растворами, циркулирующими

по системе трещин и зонам повышенной проницаемости. Перенос урана возможен в гидротермальных растворах с высокой концентрацией углекислоты — до нескольких десятков граммов на килограмм воды. Ассоциация урановых минералов с карбонатами наиболее распространена. Довольно часто настуран ассоциирует также с кварцем и флюоритом, что подтверждает присутствие в растворах ионов кремнезема и фтора.

В верхних частях земной коры под воздействием атмосферы, поверхностных вод и биологических факторов в окислительной обстановке зоны гипергенеза соединения урана U^{4+} становятся неустойчивыми, и уран как элемент переменной валентности относительно легко переходит в легко растворимый ион уранила $(UO_2)^{2+}$ и может мигрировать в поверхностных водах на значительные расстояния. Интенсивность процессов миграции определяется климатом и физико-химическими параметрами приповерхностных вод: кислотнo-щелочными свойствами (pH) и окислительно-восстановительным потенциалом (Eh).

В виде легкорастворимых комплексных соединений уран выщелачивается из коренных месторождений и горных пород и поступает в поверхностные воды. Осаждение его в зоне гипергенеза происходит на геохимических барьерах перехода от окислительной к восстановительной обстановке при изменении кислотнo-щелочной среды. Уран сорбируется органическим веществом (торфяники, гумус, разлагающиеся животные и органические остатки), углеводородами, фосфатами, глауконитом, глинами, гидроксидами железа и другими поверхностными продуктами, создавая основу для седиментного рудообразования. В процессе пластовой фильтрации урансодержащих вод на восстановительных барьерах формируются крупные урановорудные залежи, приуроченные к зонам пластового окисления окислительно-восстановительной зональностью.

Средние содержания урана в земной коре составляют приблизительно 2,6 г/т, при этом океаническая кора содержит 0,5 г/т, а континентальная — 3,0 г/т. В океанических водах содержится 1,0 г/т, в пресных — 0,1 г/т; в океанических пелагических осадках содержания колеблются от 1,0 до 3,0 г/т; в свежих базальтах подводных излияний — от 0,02 до 0,08 г/т; в измененных — от 0,1 до 0,2 г/т при максимальном 4,0 г/т. При метаморфизме отмечается уменьшение содержания урана с увеличением степени метаморфизма. По А. А. Смыслову (1974), породы зеленосланцевой фации содержат урана 2,8 г/т, амфиболовой — 1,6 г/т, а гранулитовой (0,4–1,0) г/т. Это связывается с постепенным выносом урана при нарастании степени метаморфизма.

Упрощенно цикличность уранового рудообразования можно выразить так. Щелочные и гранитные массивы, обогащенные ураном, размываются. Уран в различных формах седиментогенеза осаждается в морях и океанах. Далее краевые зоны океанических плит попадают в зону субдукции и поддвигов. Из этих пород на глубине выплавляются кислые и щелочные магмы,

обогащенные ураном. В орогенный этап новорожденные граниты выводятся на уровень денудации, разрушаются процессами выветривания.

В последние десятилетия прошлого века уникальные по масштабам и качеству руд месторождения были введены в эксплуатацию в Австралии и Канаде. Крупные месторождения выявлены в Южной Америке, Африке, Западной Европе и Восточной Азии (Хатчинсон, Блэкуэлл, 1988; Янг, 1988). Весьма крупные урановые объекты были выявлены и в России — Карку, Падма, Стрельцовское рудное поле (Величкин и др., 2006).

Важнейшим итогом стало открытие и освоение новых промышленных типов месторождений комплексных руд: в «зонах древних несогласий», в альбититах, в интрузивных массивах кислых и щелочных пород и в фанерозойских палеовулканических областях. Основным показателем качества руд — содержание в них урана. По его содержанию (в %) выделяются пять сортов руд: очень богатые (> 1); богатые ($1-0,5$); средние ($0,5-0,25$); рядовые ($0,25-0,1$); бедные ($< 0,1$). В мировой практике в настоящее время оценка промышленной целесообразности отработки запасов, кроме степени их разведанности, определяется затратами на добычу и получение 1 кг урана. Экономически выгодным считается отработка запасов по стоимостной категории до 80 долл./кг. Вторая (и последняя по рентабельности категория) от 80 до 130 долл./кг. Промышленное значение различных типов урановых месторождений видно из рисунка 9.1, на котором изображена динамика мировой добычи урана из руд месторождений разного генезиса, и рисунка 9.2, отображающего распределение запасов по типам вмещающих пород. При оценке технологических свойств руд очень большое значение имеют их химический состав и состав вмещающих пород, обуславливающие выбор способа переработки.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Месторождения урана отличаются большим генетическим разнообразием (Константинов, Куликова, 1960; Хейнрих, 1962; Безгубов и др., 1963; Ковалев, 1978; Казанский, 1978; Металлогения урана..., 1980; Голева, 1984; Лаверов и др., 1986; Основы прогноза..., 1986; Хатчинсон, Блэкуэлл, 1988; Янг, 1988; Бойцов, 1998; Величкин и др., 2006; McMillan, 1978). Все известные значительные концентрации урана связаны с эндогенными и экзогенными процессами, протекавшими в орогенных условиях формирования или распада зрелой земной коры континентального типа. В областях с корой океанического типа крупные урановые месторождения неизвестны.

На современном этапе изученности месторождений целесообразно выделять среди них четыре основные серии: 1) эндогенную, 2) экзогенную, 3) метаморфогенную, 4) полигенную. Месторождения эндогенной серии (табл. 9.1) подразделяются на три группы по признаку их связи с комплексами магматических пород — щелочно-ультраосновным, щелочным и гранито-

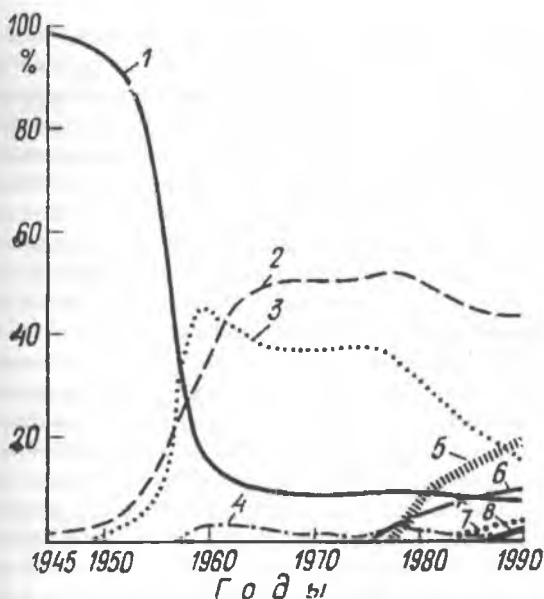


Рис. 9.1. Динамика мировой добычи урана из руд месторождений разного типа (по В. Е. Бойцову и др.):

1 — гидротермальные жильные; 2 — инфильтрационные в песчаниках; 3 — древние золото-уранопосные конгломераты; 4 — уранопосные скарны и пегматиты; 5 — тип «зона несогласия»; 6 — уранопосные «апатиты»; 7 — уранопосные калькриты; 8 — альбититы

	U_3O_8, τ	%
Галечные конгломераты	345000	15,54
Вулканические породы	345000	15,54
Интрузивные и метаморфические породы	270000	12,20
Жиллообразные месторождения	541000	24,40
Песчаники	635000	28,64
Другие месторождения	82000	3,67



Рис. 9.2. Распределение разведанных запасов урана стоимостной категории 80 долл./кг урана по типам вмещающих пород (по В. Е. Бойцову и др.)

идным магматизмом. Внутри каждой группы намечаются классы, различия между которыми определяются геологическими и физико-химическими условиями рудообразования. В месторождениях *метаморфогенной* серии выделяются две группы — метаморфизованные и ультраметаморфические (табл. 9.2). К первой группе относятся метаморфизованные позднеархейские — раннепротерозойские россыпи (урановые и золото-урановые конгломераты), а также седиментационно-диагенетические концентрации в песчаниках и сланцах с органическим веществом. Во вторую группу входят многообразные месторождения в щелочных метасоматитах, в основном в альбититах, которые локализуются в зонах глубинных разломов. Месторождения *полигенной* серии, открытые в 1970-х годах в провинции Атабаска (Канада) и в северной части Австралии, являются крупными объектами урановых и комплексных урансодержащих руд (с никелем, кобальтом, мышьяком, медью, золотом, серебром). Они относятся к особому типу полигенных образований, получивших название «месторождений в зонах несогласий» (табл. 9.3). Образование таких месторождений большинство ученых связывает с несколькими процессами последовательной концентрации урана: сингенетическим накоплением в сапропелевых илах; их метаморфизмом; более поздней гидротермальной деятельностью, сопровождавшей послескладчатый гранитоидный магматизм, и накоплением богатых концентраций урана и других металлов в зонах вторичного обогащения.

Таблица 9.1. Сводная схема систематики эндогенных месторождений урана (по Н. П. Лаверову и др.)

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Связанные с щелочно-ультраосновным магматизмом	I. Карбонатитовые	1. Ураново-медные апатитсодержащие редкометалльные карбонатиты	Полабора (ЮАР), Бразилия, СССР
	II. Магматогенные гидротермальные	2. ТК-уран-ниобиевые штоковые и жилы	Бассейн Параны (Бразилия)
Б. Связанные со щелочным магматизмом	III. Позднемагматические	3. Урансодержащие луювриты и анальцим-апатитовые тела	Илимауссак (Гренландия)
	IV. Пегматитовые	4. Ураноносные циркониевые пегматиты	Бразилия
	V. Магматогенные гидротермальные	5. Ураноносные пироксеновые пегматиты 6–8. Цирконий-урановые, молибден-урановые с флюоритом и золотом, редкоземельные уран-ториевые (в массивах щелочных пород) штоковые и жилы	СССР, Плато Джое (Африка) Посус-ди-Калдас (Бразилия), СССР

Окончание табл. 9.1

Группа	Класс	Тип	Примеры
В. Связанные с гранитоидным магматизмом	VI. Позднемагматические	9. Ураноносные метасоматические аляскиты	Россинг (Намбия)
	VII. Пегматитовые	10. Ураноносные редкоземельные пегматиты	Банкрофт (Канада), Бразилия
	VIII. Магматогенные альбититовые	11. Ураноносные редкометалльные пегматиты	СССР, США, Плато Джое (Африка)
		12. Ураноносные апатиты (коллофаниты) в альбититах	Итаята (Бразилия). СССР
	IX. Магматогенные скарновые	13. Торийсодержащие ТК-урановые альбититы	Эшшьярас и Лагоа-Реал (Бразилия), Алиогелли (р-н Бур, Сомали)
		14. Ураноносные ортитовые скарны	Мэри — Катлин (Австралия), СССР
	X. Магматогенные гидротермальные	15. Магнетитовые скарны (с наложенной урановой минерализацией)	
		16. Титан-урановые (давидитовые) жильные	Радиум-Хилл (Австралия)
		17. Пятиметалльные жильные	Эльдорадо (Канада), СССР
		18. Апатит-урановые штокверковые	
		19. Молибден-урановые жильные и штокверковые	Бразилия, СССР, США, КНР
		20. Собственно урановые жильные	Франция, Португалия, Чехословакия

Таблица 9.2. Сводная схема систематики метаморфогенных месторождений урана

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Метаморфизованные	I. Древние прибрежно-морские россыпи	1. Золото-урановые конгломераты 2. Торийсодержащие редкоземельно-урановые конгломераты	Витватерсранд (ЮАР) Элиот-Лейк (Канада)
	II. Древние ураноносные песчаники и сланцы	3. Собственно урановые песчаники 4. Торий-урановые кварциты	Франсвилльские месторождения (Габон) Дайдридж-Лейк (Канада)
Б. Ультраметаморфические (в зонах глубинных разломов)	III. Ураноносные метаморфогенные альбититы	5. Железо-урановые	Украина
		6. Собственно урановые (иногда редкоземельные и апатитсодержащие)	Россия, Канада, Индия, Швеция

Таблица 9.3. Сводная схема систематики полигенных месторождений урана

Группа	Класс	Тип	Примеры
А. Образованные в процессе окисления (поверхностными и подземными водами) первичных урановых концентраций разного происхождения	I. Трещинно-инфильтрационные зоны вторичного обогащения гидротермальных месторождений (в зонах несогласия)	1. Собственно урановые (иногда с золотом)	Раббит-Лейк и др. (Канада)
		2. Полиметалльные урановые (с никелем, кобальтом, медью, серебром)	Россия
		3. Ванадий-урановые (с молибденом) в черных сланцах	Плато Колорадо (США), Россия, Чехия
Б. Образованные при пространственном совмещении различных рудообразующих процессов	II. Пластово-инфильтрационные зоны вторичного обогащения седиментационно-диагенетических месторождений («полистадийные»)	4. Селен-урановые и ванадий-урановые в песчаниках	Плато Колорадо (США), Россия, Чехия
		5. Урановые (полиметалльные) (с медью, золотом, серебром)	Роксби-Даунс (Австралия)
		6. Торий-урановые полиметалльные (с никелем, кобальтом, золотом, платиной)	Шинколобе (Медный пояс Катанги)

Среди выделенных основных генетических типов урановых месторождений не все в настоящее время используются как источники природного урана. Поэтому, наряду с генетической систематикой, используется выделение промышленных типов месторождений. По предложению В. М. Крейтера принято относить к промышленному типу лишь те месторождения, которые являются устойчивым источником минерального сырья и обеспечивают не менее 1 % его мировой добычи. Существует несколько группировок промышленных месторождений урана, учитывающих это положение. Их обзор приведен в работах В. И. Смирнова, Н. П. Лаверова, А. А. Ковалева, М. В. Шумилина, А. Б. Каждана, Н. Н. Шатагина и других исследователей. Для прогноза, поисков и оценки месторождений урана в настоящее время все чаще используют систематику, построенную на формационной основе. Построенная на такой основе систематика промышленных месторождений урана, выявленных на территории бывшего СССР, предложена В. И. Смирновым (1963), Н. П. Лаверовым и др. (1986, 1992). Она включает основные типы, объединенные в серии, характерные для древних платформ, складчатых областей, областей тектоно-магматической активизации и молодых платформ.

Осадочные месторождения представляют собой одну из крупнейших групп урановорудных проявлений. Такие месторождения считаются вторичными, поскольку они обязаны своим существованием дополнительным экзогенным процессам. Осадочные месторождения формируются вслед-

ствие эрозии первичных урановых образований как в окислительных, так и восстановительных условиях. До периода 2,2 млрд лет, когда кислорода атмосфера была лишена кислорода, формировались урановые россыпи. В более позднее время высвобождавшийся при химическом выветривании уран мигрировал в водных растворах, попадая в различные литологические и геохимические обстановки, где он образовывал вторичные концентрации. Такие области вторичных концентраций включают: 1) морские бассейны, где уран накапливался в глинах, органических илах и фосфатах или в растворенном виде в рассолах; 2) терригенные осадки интракратонных или межгорных впадин; 3) прибрежные кластические осадки; 4) поверхностные зоны коры выветривания.

Кварцево-галечные (олигомиктовые) конгломератовые месторождения урана приурочены к толщам кварцитовых конгломератов, с обилием пирита. Они содержат обломочные первичные урановые минералы (уранинит, браннерит, тухолит и ураноторит), а в ряде районов — золото. Промышленные концентрации такого типа ограничены поздним археем — ранним протерозоем (2,8–2,2 млрд лет), но слабо ураноносные галечные конгломераты встречаются и в других горизонтах докембрийских отложений щитов. Доля мировых разведанных запасов известных промышленных месторождений этого типа составляет примерно 15,5 %. Классические примеры ураноносных кварцево-галечных конгломератов — это месторождения районов Блайд Ривер — Эллиот-Лейк в Канаде и Витватерсранд в ЮАР. Суммарные запасы урана в этих районах оцениваются соответственно в 350 и 500 тыс. т. Сходные по геологическому строению месторождения известны в Австралии, Бразилии, Финляндии, Алжире, Индии и США.

Ураноносные черные сланцы морского происхождения своей окраской обязаны высокому содержанию сапропелевого органического вещества; они характеризуются обилием пирита или марказита в виде тонких линз, стяжений или рассеянной вкрапленности и очень малыми количествами кальциевых и магниевых карбонатов. Сланцы содержат небольшие концентрации и ряда других металлов: Mn, Tl, V, Cu, Cr, Mo, P и REE. Большинство их рассеяно в массе сланцев, но фосфор может концентрироваться в виде конкреций или обогащенных фосфатами прослоев.

Ураноносные сланцы представлены маломощными, но протяженными по площади слоями, чередующимися с другими разностями сланцев, известняков, фосфоритов, кремнистых пород или бентонитов. Все черные сланцы характеризуются более высокими содержаниями урана по сравнению со средним для осадочных пород, но к «ураноносным черным сланцам» относятся лишь разности, содержащие более 0,005 % U_3O_8 . Фосфоритовые конкреции обычно более обогащены ураном по сравнению с вмещающими сланцами. Урановорудные залежи имеют мощность от десятков сантиметров до первых метров и занимают площадь в десятки, сотни и тысячи квадратных километров. Содержания U_3O_8 колеблются от менее 0,001 до

более 0,05 %, но благодаря огромным объемам черных сланцев ресурсы урана в них весьма значительны. В единственном близком к промышленному типу месторождении черных сланцев (Ранстад, Швеция) среднее содержание U_3O_8 составляет 0,035 %, а потенциально извлекаемые запасы оцениваются в 300 тыс. т U_3O_8 .

Все крупные и наиболее высокосортные ураноносные черные сланцы имеют палеозойский возраст. Наиболее исследованные черные сланцы — это кембрийский кольм Швеции, девонские и каменноугольные сланцы Чаттануга (США). Такие сланцы известны также в Бразилии, Канаде, Франции, Норвегии, Португалии, России и ФРГ.

Ураноносные илы. Многие крупные водные бассейны, в которых имеются анаэробные условия, содержат маломощные залежи современных илов, в которых содержания урана на порядок или более превышают среднее для морских осадков. Эти илы имеют мощность от 1 до 15 м и состоят из остатков планктона, сапропеля и глин. Среднее содержание урана около 25 г/т, и большая часть его, по-видимому, связана с планктонным материалом (кокколитами и диатомеями). Подобно черным сланцам, ураноносные илы обладают очень крупными ресурсами урана, возможно в 10–20 млн т U_3O_8 , но проблемы их освоения чрезвычайно сложны.

Два наиболее крупных месторождения ураноносных илов — это илы Черного моря (Турция, Украина и Россия) и илы залива Уолфиш в Южной Африке. Подобные залежи известны в Каспийском и Балтийском морях и в некоторых фиордах Норвегии. Эти два последних типа месторождений показывают, что определенные фации, характеризующиеся застойными или анаэробными условиями, благоприятны для широкого накопления урана.

Осадочные морские фосфориты. Наиболее богатые и мощные ураноносные фосфориты накапливались во внешней части континентального шельфа, в зонах апвеллинга глубинных морских вод, насыщенных соединениями фосфора. Образующиеся пластовые фосфориты ассоциируют с карбонатными и кремнистыми породами, черными известковистыми и глинистыми сланцами. Примером служит формация Фосфория в западных штатах США. Большую часть мировых ресурсов урана составляют именно морские фосфориты со сравнительно однообразным содержанием урана, колеблющимся в пределах 60–130 г/т. Фосфатная продукция из главных месторождений фосфоритов штатов Флорида, Айдахо и Юта (США), Марокко, Западной Сахары, Мексики, Иордании, Перу и Ирака постоянно имеет однородные содержания урана около 100–120 г/т. Другие крупные месторождения США, Австралии, Туниса и Алжира имеют содержания урана 60–90 г/т. Оценено, что в 293 млрд т подсчитанных запасов пригодного к извлечению фосфата в западных странах содержится 29,5 млн т урана.

В *бокситовых* обычных аномальные концентрации: тория — 8–132 г/т, урана — 3–27 г/т и калия — 0–0,3 %. Мировая добыча бокситов в настоящее время составляет примерно 70 млн т в год, в результате переработки

которых получается 35 млн т «красной глины». Если принять, что среднее содержание урана в этих отходах составляет 10 г/т, ресурсы этого металла здесь значительны. Радиоактивные бокситы имеются в Бразилии, Камеруне, Суринаме и США.

Россыпные месторождения. В россыпях наиболее высокой радиоактивностью характеризуются минералы монацит, циркон, торит, эвксенит и др. Они более устойчивы к выветриванию и разрушениям при транспортировке по сравнению с урановыми минералами. В современных россыпях устанавливается полное отсутствие уранинита, а в древних (кварцево-галечных конгломератах) уранинит обычен. Современные россыпи характеризуются очень низкими содержаниями уранинита и не разрабатываются.

Рассолы. Все природные воды: поверхностные и подземные, воды горячих источников, рассолы нефтяных полей, рудничные воды и растворы обогащенных фабрик — содержат те или иные количества урана. Различные воды такого типа уже использовались в районе рудного пояса Гранте (США). Выщелачивающие растворы на некоторых медных месторождениях и перерабатывающих фабриках в среднем содержат 10 г/т U, а на медном руднике Бингхэм-Каньон (штат Юта) уран извлекается в качестве попутного продукта.

Месторождения в вулканических породах. Подсчитано, что около 15,5 % достоверных запасов урана в западных странах находится в вулканических комплексах.

Месторождения в кислых вулканических породах. Месторождения урана, связанные с кислыми вулканогенными породами, имеют запасы от нескольких тонн до нескольких тысяч тонн U_3O_8 при средних содержаниях U_3O_8 в рудах 0,05–0,3 %. Разведанные запасы в таких месторождениях составляют 5–10 тыс. т U_3O_8 . В России такие концентрации урана имеются на месторождениях Стрельцовского рудного поля (рис. 9.3).

Месторождения урана в основных вулканических породах. Основные вулканические породы, по-видимому, малоблагоприятны для локализации урановых месторождений. Наиболее значительным скоплением такого типа является залежь в районе Мак-Дермитт (США), где основные лавы в кальдерной впадине содержат 8,5 т урана при содержаниях U_3O_8 0,05 %. В этой залежи тонкозернистые урановая смолка и коффинит ассоциируются с обильным пиритом и лейкоксеном. Крупное медно-урановое месторождение Олимпик-Дэм в Австралии (рис. 9.4) расположено в древней (около 1,6 млрд лет) грабенообразной структуре, заполненной эруптивной гранитной брекчией и продуктами вулканической деятельности. Рудоносными являются брекчии на гематитовом цементе, претерпевшие интенсивную гидротермальную переработку. Вкрапленность халькопирита приурочена в основном к гематитовому цементу, однако формирование обломков в брекчии было многократным. Содержания меди 1,01–4,4 %, урана 0,122 %. Ресурсы месторождения первоначально оценивались в 450 млн т руды, содержащей 10 млн т Cu, 500 тыс. т U и 2000 т Au.

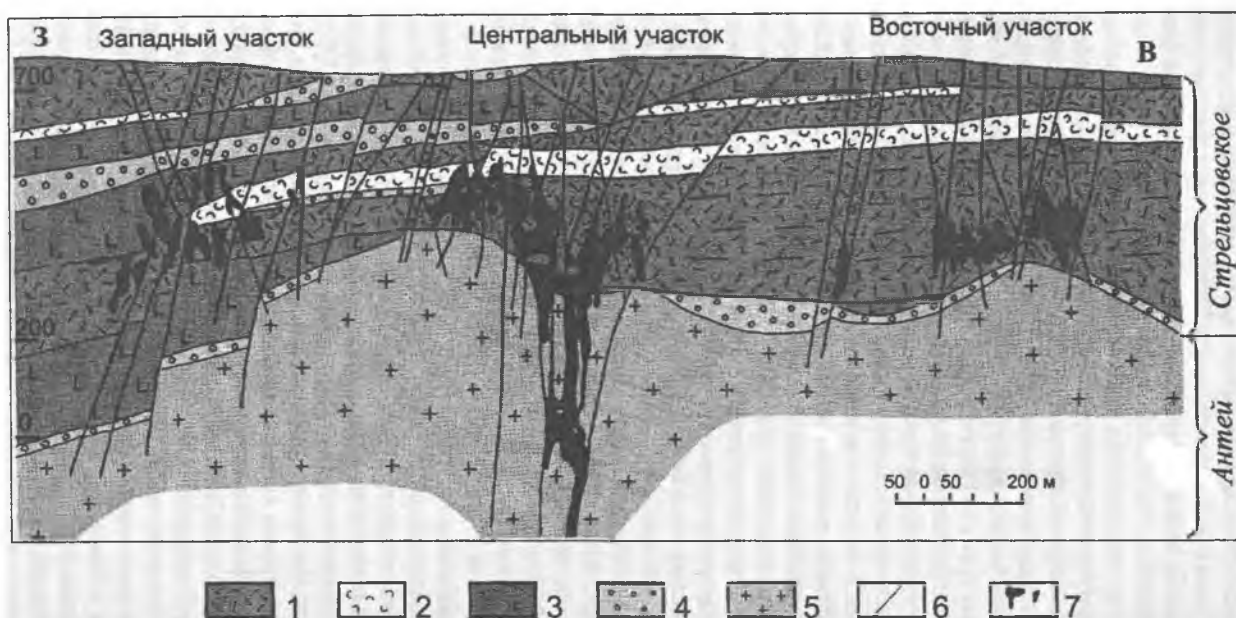


Рис. 9.3. Положение рудных тел в разрезе урановых месторождений Стрельцовское и Антей (по Величкину и др., 2006):

верхнеюрско-нижнемеловые вмещающие породы: 1 — риолиты, трахидациты; 2 — туфы кислого состава; 3 — трахибазальты; 4 — конгломераты; 5 — граниты (палеозойские); 6 — тектонические нарушения; 7 — рудные тела

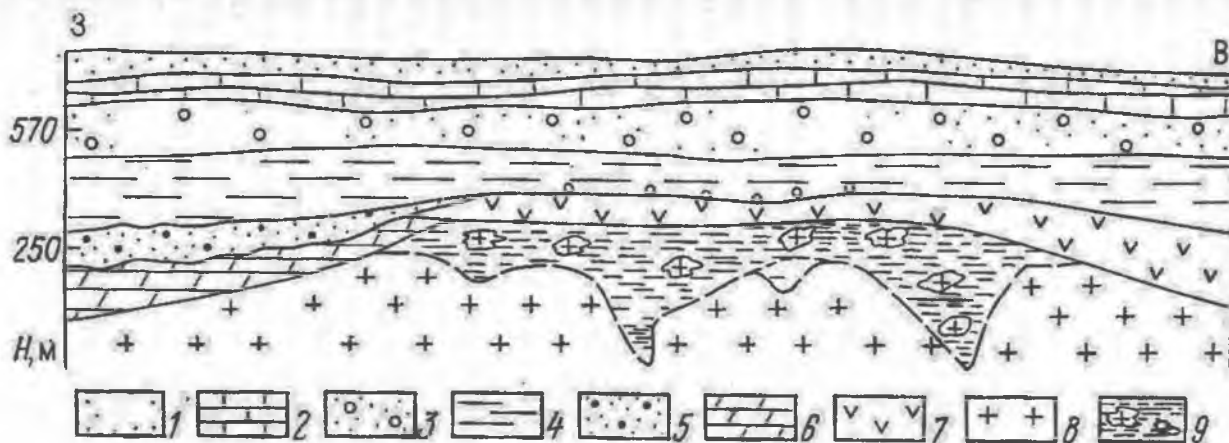


Рис. 9.4. Схематический разрез месторождения Олимпик Дэм в районе Роксби-Даунс (по Лаверову и др., 1986):

1 — аллювий; 2 — известняки Андамука; 3 — песчаники Карраберра и кварциты Арпуна; 4 — сланцы Треголана; 5 — песчаники Вайлина; 6 — доломиты; 7 — вулканические породы; 8 — граниты; 9 — рудоносная брекчия

Месторождения в интрузивных породах. Во многих типах интрузивных пород устанавливаются повышенные содержания (> 10 г/т) урана. Уран вместе с другими элементами входит в состав остаточного силикатного расплава и магматических флюидов поздней стадии или газовой фазы, а не в состав ранних минералов. В гранитных массивах наиболее высокие концентрации урана обычны в пегматитовых и аплитовых разностях. Магмы, сохраняющие свои летучие компоненты, сохраняют и уран, а породы с общим высоким содержанием летучих должны иметь высокие концентрации урана в поздних дифференциатах.

Месторождения в агпаитовых нефелиновых сиенитах. Агпаитовые нефелиновые сиениты с необычайно высокими содержаниями U, Th, Nb, Zr и REE встречаются во многих районах; наиболее известные из них: Илмауссак в Гренландии, Посус-ди-Калдас в Бразилии, Ловозеро в России и Пиллансберг в ЮАР. Менее известны проявления этих пород в Индии и Боливии и в ряде районов Бразилии.

Месторождения в карбонатитах. Карбонатиты характеризуются высокими концентрациями «несовместимых» элементов (U, Nb и др.) и обилием карбонатных минералов: кальцита, доломита, анкерита и др. Среднее содержание урана в карбонатитах составляет 57 г/т, а тория 649 г/т; отношение Th/U равно 11,4. Однако колебания содержаний очень велики: для урана они составляют 0,05–400 г/т, а для тория 0,1–2500 г/т. Подсчитано, что карбонатиты содержат по крайней мере 150 тыс. т извлекаемого U_3O_8 .

Месторождения в гранитах. Среди гранитоидов наиболее высокие содержания урана свойственны самым молодым членам высоко дифференцированных гранитных комплексов. Концентрация урана в большинстве гранитов превышает 10 г/т. Наиболее ярким примером обогащенных ураном гранитов являются граниты герцинских массивов Франции; граниты или кварцевые монцитоны, содержащие 2–15 г/т, известны также в Канаде (Жоан-Бетц, Квебек), Австралии (Элизабет-Крик, Квинсленд), России (Огнитский комплекс, Восточный Саян), США (Конузэй, штат Нью-Гэмпшир; горы Гранит, штат Вайоминг; районы рудников Миднайт и Маунт-Спокэн, штат Вашингтон; Бингхэм-Каньон, штат Юта).

Главные урановые минералы — урановая смолка и коффеинит, но в близповерхностной части месторождений могут встречаться и вторичные минералы урана. Жильная масса представлена кварцем, карбонатами и флюоритом. Примерами такого типа рудных концентраций являются месторождения Спокэн-Маунтин в США, Низа в Португалии и Фе в Испании, где средние содержания составляют 0,05–0,3 %.

Месторождения в пегматитах и аплитах. Месторождения урана в пегматитах и аплитах образуются из флюидов при их насыщении минерализаторами на поздней стадии эволюции магматического очага. Уран, который не входит в состав обычных породообразующих минералов в процессе ортомагматической кристаллизации, прогрессивно накапливается в оста-

точном расплаве. Ураноносные пегматиты состоят из щелочного полевого шпата, кварца, слюды и небольшого количества щелочных амфиболов и пироксенов. Обычные акцессорные минералы — флюорит, топаз, гематит, циркон, гранат и апатит. Урановые и ураносодержащие минералы (уранинит, ортит, ураноторианит, браннерит) рассеяны по всему телу пегматитовой дайки, однако кварцевые зоны могут быть особенно обогащены. Большая часть урана связана с акцессорными минералами — апатитом и цирконом. Содержания U_3O_8 колеблются от следов до 0,37 %, среднее содержание составляет около 0,1 %. Ураноносные пегматиты известны на Мадагаскаре, а также в Канаде, Аргентине, Австралии, Бразилии, Эфиопии, Финляндии, Индии, Норвегии, Шри-Ланке, России и США.

Гидротермальные жилы. Классические гидротермальные жильные урановые месторождения пространственно и генетически связаны с ураноносными гипабиссальными интрузиями или пегматитовыми телами. Главный урановый минерал — уранинит встречается в виде тонкорассеянных идиоморфных зерен, межзерновых пленок, выполнения трещин и как продукт метасоматического замещения. Содержания U_3O_8 в этих месторождениях колеблются от менее 0,1 % до более 1,0 %.

По мнению Р. В. Голевой (2004), практически 95 % промышленных эндогенных месторождений урана, развитых в пределах бывшего Советского Союза, относятся к гидротермальным образованиям, приуроченным к областям тектоно-магматической активизации. В раннепротерозойских палеоавлакогенах, выполненных джеспилитовыми сериями (Криворожско-Кременчугская синклиналь), локализованы известные урановые месторождения (Желтореченское, Первомайское и др.). Со Prt_2 этапом протоактивизации связаны урановые месторождения центральной части Украинского кристаллического щита. Примером урановорудной провинции, связанной со средне-позднепалеозойским и мезозойским этапами тектоно-магматической активизации, являются месторождения, приуроченные к Кокчетавскому срединному массиву и его обрамлению (Северный Казахстан), а также Эльконскому горсту (Алданский щит).

Месторождения, связанные с несогласиями, — это крупные с высокими содержаниями урана объекты, представляющие собой эпигенетические концентрации первичных урановых минералов в жилах и грубосогласных залежах, пространственно ассоциирующихся с главными региональными среднепротерозойскими несогласиями (Пакульнис, Шумилин, 2005).

Многие месторождения располагаются в метаморфизованных осадочных и магматических породах Prt_1 возраста, подстилающих поверхность несогласия. Концентрации урана не обнаруживают корреляции со степенью метаморфизма и дислоцированности вмещающих пород, но подавляющее большинство урановых залежей в этих месторождениях приурочено к горизонтам метасадочной серии, характеризующимся восстановительными обстановками, или располагается вблизи них. Наиболее обычные

вмещающие породы — графит- и хлоритсодержащие сланцы. Кварциты, серицитовые сланцы, хлоритовые гнейсы, известково-силикатные породы и мраморы, как правило, менее продуктивны.

Концентрации урана представлены прожилками настурана с небольшим количеством коффинита вдоль нарушений, брекчированных зон и в структурах второго порядка, оперяющих крупные разломы. Эти минералы могут встречаться также в виде тонкой вкрапленности в определенных горизонтах вмещающих пород. Местами, особенно в приповерхностных частях залежей, обильны и вторичные минералы урана. Жильные минералы — кварц и карбонаты — присутствуют в небольшом количестве. Сопутствующие минералы разнообразны по составу и широко варьируют в количественном отношении, в результате чего руды имеют моно- или полиметалльный состав. Наиболее обычные околорудные изменения — гематитизация и хлоритизация, причем обычно гематитизация предшествует урановому оруденению. Высокие концентрации урана, как правило, связаны с наиболее интенсивным изменением. Содержания U_3O_8 в них колеблются от 0,01 % до более 50 %. Подобные месторождения известны только в пределах Северной территории Австралии (районы Рам-Джангл, бассейны рек Саут-Аллигейтор и Ист-Аллигейтор) и в Саскачеване (Канада), в бассейне Атабаска. Они включают многие из крупнейших и богатейших в мире месторождений, как, например, Кунгарра, Рейнджер I и Рейнджер II и Джабилука II в Австралии и Рэббит-Лейк, Ки-Лейк и Мидуэст-Лейк в Канаде. Российские геологи (Величкин и др., 2006) связывают надежды открытия крупных месторождений типа «несогласия» с районом Приладожья — месторождения Краку и Падма (рис. 9.5).

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения этой группы сформированы потоками грунтовых и артезианских подземных вод и углеводородных флюидов и низкотемпературных гидротермальных растворов различного генезиса. Они включают месторождения урана, нефти, газа, подземных вод, полиметаллов, целестина, меди, ванадия, стронция, рения, селена, скандия, редких земель, серы и других полезных ископаемых. Более половины мировых запасов урана, свинца и около 40 % цинка связывают с такими месторождениями. Эпигенетические месторождения могут быть как древними, так и формироваться в современную эпоху. Ведущее значение в их образовании имела деятельность подземных вод (грунтовых и артезианских).

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; 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,

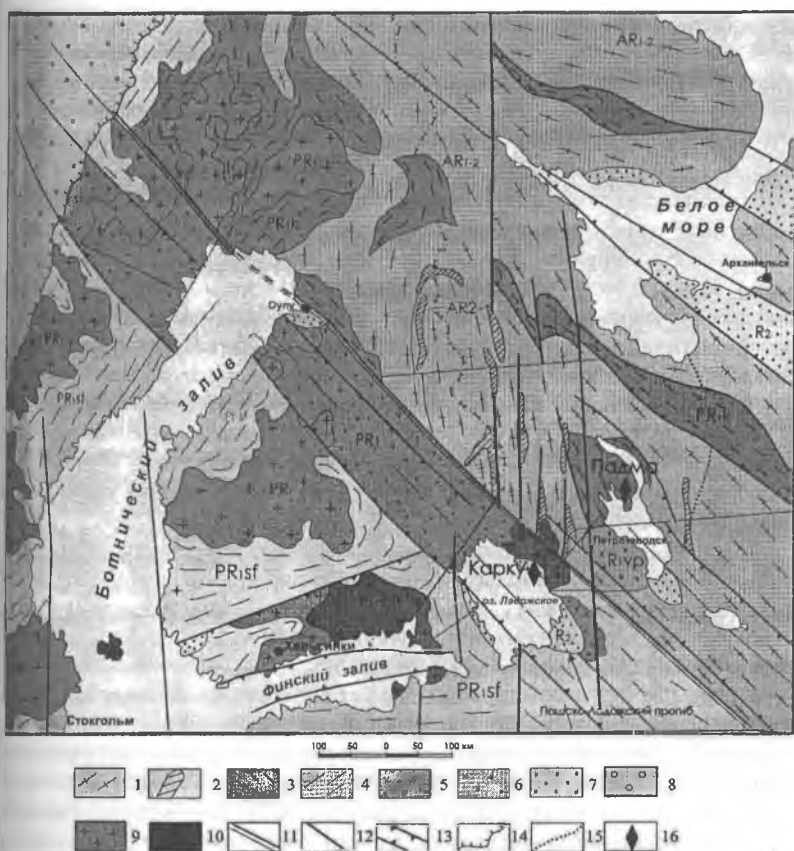


Рис. 9.5. Положение месторождений Карку и Падма в структуре Балтийского щита (по Величину и др., 2006)

1 – архейский (саамско-лопийский) кратон; 2 – позднэархейские зеленокаменные пояса; 3 – раннепротерозойский (свекофенский) кратон; 4 – раннепротерозойские рифтогенные комплексы Ботническо-Ладожской системы; 5 – отложения венсы в Онежско-Белозерской рифтогенной системе; 6 – рифейские граниты в рифтогенных системах; 7 – каледонская складчатая система; 8 – раннепротерозойские граниты; 9 – позднэархейские граниты (рапакиви); 10 – Янисярвинская зона разломов; 11 – прочие разрывные нарушения; 12 – протерозойские рифтогенные системы; 13 – каледонский палеозой; 14 – граница платформенного чехла; 15 – урановые месторождения Карку и Падма

выраженный в приуроченности рудных зон к местам резких литологических переходов; 6) связь рудообразования с эпохами аридизации климата; 7) присутствие инфильтрационных минеральных новообразований.

Инфильтрационные месторождения объединяют в группы с различными синонимическими названиями — эпигенетические, экзогенно-

эпигенетические, стратиформные, гидрогенные, песчаникового типа, инфильтрационные, ролловые, связанные с зонами пластового окисления и пр. 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.

По характеру взаимоотношения с первичным напластованием пород различают три типа залежей в песчаниках: почти согласные, роллового типа и контролируемые разрывами («стэковые») (рис. 9.6). Для всех трех типов залежей типичные минералы неокисленных залежей — уранинит и коффинит, которые замещают органический материал, обволакивают зерна песчаника и заполняют пустоты. В результате окисления образуются вторичные минералы — тьюмунит, карнотит, уранофан. Сопутствующие элементы как в промышленных, так и в более бедных концентрациях — Cu, V, Cr, Mo и Se. Содержания U_3O_8 в «песчаниковых» месторождениях колеблются от менее 0,01 % до более 1,0 %. Запасы месторождений достигают 45 тыс. т U_3O_8 . Основная часть производства урана в США, Нигере и Аргентине связана именно с этими месторождениями. Преобладающие рудные минералы в восстановленной зоне — урановая смолка и коффинит, а в некоторых месторождениях — первичные окислы ванадия, например, монтрозеит. В окисленной зоне главными минералами урана являются ванадаты уранила (карнотит, тьюмунит, франсвиллит). Сопутствующие элементы — Mo, Se, Cu. Средние содержания U_3O_8 колеблются от 0,01 до 0,40 %.

Почти согласные месторождения урана встречаются главным образом в пермо-карбонových, триасовых, юрских и третичных осадках. Серия небольших стратиформных полигенных ураново-редкометалльных месторождений выявлена и отработывалась в районах Мангышлака и Калмыкии (центральная часть Восточного Паратетиса) (Шарков, 2008). Здесь оруденение представлено скоплениями ураноносного костного детрита рыб среди осадочных отложений майкопской формации верхнеолигоценового возраста. Источниками рудных элементов был внутрiformационный вулканизм.

В крупных рудных провинциях с уникальными по запасам инфильтрационными уран-редкометалльными месторождениями протяженность рудоконтролирующих зон выклинивания внутрипластового окисления составляет сотни километров. Главные рудные районы — плато Колорадо, рудный пояс Гранте (США), район Ага-дес (Нигер), Приандская зона Аргентины, район озера Фром (Австралия). Более мелкие месторождения известны в Алжире, Бразилии, Китае, Египте, Габоне, Индии, Италии, Японии, Мексике, Новой Зеландии, Пакистане, Испании, Турции и в ряде районов США.

Выделяют следующие инфильтрационные рудные формации: 1) медистых сланцев; 2) медистых песчаников палеорусел пестроцветных толщ; 3) урановых и битумно-урановых в палеорусловых песчаниках пестроцветных толщ; 4) урановых и ванадий-урановых в зонах окисления

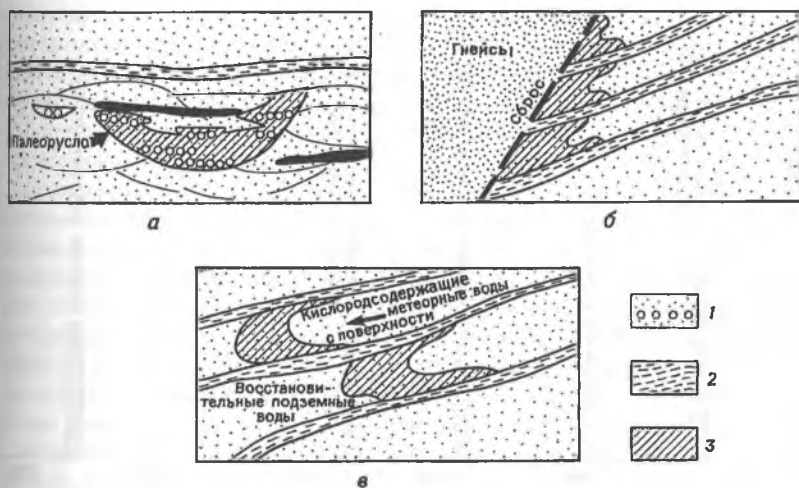


Рис. 9.6. Примеры различных урановых месторождений «песчаникового» типа: а — плитообразный подтип; б — стэковый подтип; в — ролловый подтип (по Хатчинсону и Блэкуэллу, 1988):

1 — песчаники и конгломераты; 2 — глинистые сланцы; 3 — руды

черносланцевых комплексов; 5) урановых в зонах окисления гранитоидов; 6) ванадий-урановых в калькретах; 7) металлоносных углей и торфяников; 8) редкометалльно-урановых руд (селен-ванадий-рений-редкоземельно-урановые) руд в песчаниках чехла активизированных молодых платформ; 9) полигенные органогенно-фосфатные ураново-редкоземельные; 10) уран-угольные в лимнических бассейнах межгорных впадин.

ЭВОЛЮЦИЯ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Вопросы распределения урановых месторождений в истории Земли рассмотрены в серии фундаментальных работ (Казанский и др., 1978; Лаверов и др., 1986, 1992; Хатчинсон, Блэкуэлл, 1988; и др.) (рис. 9.7).

Архей. Наиболее древними из известных ураноносных пород являются позднеархейские гранитоиды кеноранского типа с возрастом 2,5 млрд лет. В них концентрация урана часто достигает 0,5–2,5 г/т, а в некоторых их пегматитовых сателлитах устанавливаются минералы четырехвалентного урана: уранинит, пироклор, ортит и монацит. По мнению зарубежных геологов (Хатчинсон и Блэкуэлл, 1988 и др.), кеноранская орогенция представляла собой первый крупный (региональный) цикл привноса урана в сиалическую кору.

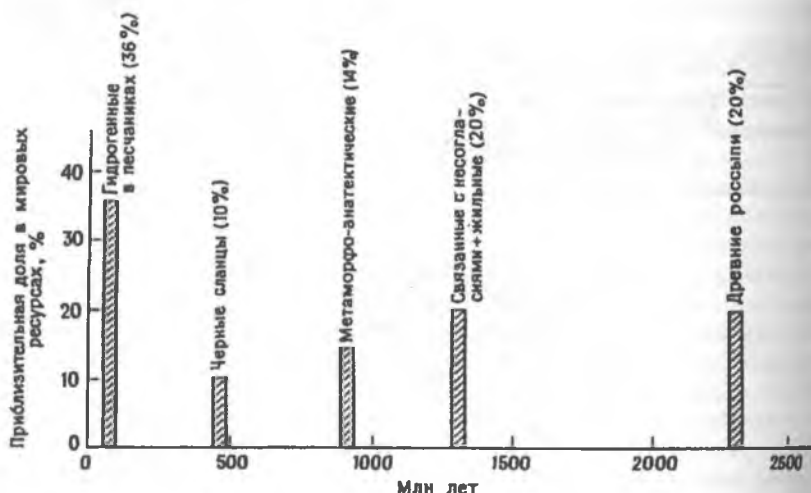


Рис. 9.7. Приблизительное распределение запасов урана по главным типам месторождений с указанием времени их образования (по данным многочисленных источников, различные мелкие месторождения и рудопроявления в расчет не принимаются) (по Хатчинсону и Блэкуэллу, 1988)

Ранний протерозой. Это время характеризовалось на всей планете первичным накоплением слоистых супракрустальных серий, состоящих преимущественно из базальных субаэральных кварцево-галечных конгломератов, мелководных и глубоководных морских карбонатных и терригенных осадочных пород, железистых формаций и вулканических и интрузивных пород основного состава. Среди обстановок осадконакопления распознаются и континентальные (речные), и морские, а поверхность перед осадконакоплением была интенсивно пенепленизирована и испытала химическое выветривание (мощные серицит-кварцевые палеопочвы).

Наиболее значительные урановые месторождения располагаются в базальных кварцево-галечных конгломератах с пиритизированным матриком. Возраст осадков 2,5–2,1 млрд лет для группы Эллиот-Лейк (Канада) и 2,9 млрд лет для системы Доминион-Риф (Витватерсранд, ЮАР).

Эти конгломераты и связанные с ними месторождения имеют глобальное распространение. Примером их являются также месторождения в породах групп формации Моеда в штате Минас-Жерайс и формации Серро-де-Коррего в районе Жакобина (штат Баия) в Бразилии, системы Тарква в Гане, а также формаций Наллагайн и Грин-Хол в Австралии.

Примерно на рубеже 1,8 млрд лет обширные блоки кратонов подверглись крупномасштабным орогеническим процессам, в результате чего возникли области высокометаморфизованных пород, претерпевших интенсивные тек-

тонические деформации и внедрение гранитных интрузий. Это был второй региональный цикл поступления урана в сиалическую кору. В Канаде такие области составляют структурную провинцию Черчилл. Подобные регионы известны в Гренландии, Скандинавии, России, Австралии, Китае и Африке. Магматические серии рассматриваемой орогении характеризуются высоким содержанием U, Th, Zr, REE.

Средний протерозой. Среднепротерозойские породы (1,8–0,9 млрд лет) характеризуются наличием мощных толщ морских биогенных и хемогенных карбонатов, эвапоритов, тонкозернистых терригенных осадков и обширных полей континентальных толеитовых базальтов, а также песчаников и конгломератов. Наиболее важными в породах данного возраста являются урановые месторождения, связанные с несогласиями. Эти месторождения обнаружены главным образом в районе реки Ист-Аллигейтор на Северной территории Австралии и в районе Атабаска в Саскачеване (Канада). Все они необычайно богаты; средние содержания U_3O_8 в рудах колеблются от 0,5 до 3 %.

Поздний протерозой. Метаморфические комплексы возраста 1000–900 млн лет, связанные с гренвилльской, дамарской и свекокарельской орогенией, содержат значительные анатектические, пегматитовые урановые месторождения. Подобно месторождениям, сформировавшимся в эпоху раннепротерозойской орогении (около 1,8 млрд лет назад), эти орогении и связанные с ними месторождения представляют собой третий региональный цикл поступления урана в сиалическую кору в результате метаморфической переработки более древних ураноносных супракrustальных пород и возникновения ураноносных гранитных расплавов. Пегматиты этого возраста местами обладают существенными запасами урана (месторождения Банкрофт в Канаде и Рёссинг в Намибии). Более молодые образования (возраст 900–700 млн лет), сходные по литологическому составу и геологической позиции со среднепротерозойскими, содержат мало урановых месторождений.

Палеозой. Раннесреднепалеозойские породы (возраст 540–345 млн лет) не содержат промышленных месторождений. Аномальные концентрации урана установлены в кембрийских черных сланцах Швеции и девонских сланцах Чаттануга в США. Они обладают большими запасами, но не разрабатываются в связи с низкими содержаниями урана (150–450 г/т). Позднепалеозойские отложения (345–220 млн лет) включают обширные мелководноморские карбонатные и эвапоритовые отложения, а также континентальные песчаники, угли и глинистые сланцы, глубоководные кластогенные осадочные образования и позднеорогенные кислые вулканические и интрузивные породы. Это было время формирования значительных урановых месторождений в Европе. Здесь с герцинским магматизмом тесно связано образование многочисленных гидротермальных жил Чешского, Армориканского и Центрального массивов, а также Пиренейского полуострова. Герцинский магматизм представляет собой еще четвертое

поступление урана в земную кору, но в ограниченных масштабах по сравнению с докембрийскими циклами.

Пермо-карбоновые отложения Европы, Северной Америки, Южной Америки и Австралии содержат мелкие урановые месторождения в песчаниках и вулканических породах, образовавшихся в постгерцинских осадочных бассейнах, например, бассейн Дир-Лейк на острове Ньюфаундленд (Канада), районы Больцано в Италии и Лодев во Франции. Небольшие урановые месторождения в субаэральных вулканических породах связаны с туфами пепловых потоков, лавами дацитового и риолитового состава и вулканокластическими осадочными породами миссисипского и пермского возраста. Примеры: месторождение Рекспар в Британской Колумбии (Канада), Маурип и Бен-Ломон в Квинсленде (Австралия) и Новацца в северной Италии.

Мезозойские и кайнозойские комплексы включают разнообразные типы метаморфических и интрузивных пород, сходные с палеозойскими сериями. Особый интерес для образования урановых месторождений представляют мощные красноцветные осадочные толщи в межгорных и рифтовых впадинах американских Кордильер, Японии, Ближнего Востока, а также ларамийские интрузии Кордильер и субаэральные кислые вулканические породы западных штатов США.

К мезозою и кайнозою приурочены экзогенные эпохи накопления урана в земной коре, связанные с инфильтрационными процессами в окислительной обстановке в результате миграции урана в подземных водах артезианских бассейнов и с инфильтрацией восходящих восстановительных вод и газов, приводящих к формированию уран-битумных концентраций.

Континентальные красноцветные песчаники вмещают ряд значительных урановых месторождений мира. Их примерами являются кайнозойские месторождения района Гранте и плато Колорадо (США); месторождение Близзард (Канада) и месторождение Тоно (Япония).

Одновременно с широким развитием уранового рудообразования в песчаниках на западе США проявились кислые интрузии ларамийского возраста (около 30 млн лет), за которыми последовал субаэральный бимодальный вулканизм. Эти магматические комплексы представляют собой пятый региональный цикл поступления урана в сиалическую кору. С третичными вулканическими центрами, такими как кальдера Мак-Дермитт (штат Орегон, США), связаны значительные, хотя и низкосортные (менее 0,1 % U_3O_8) месторождения урана.

Российские геологи по сравнению со своими зарубежными коллегами больше внимания уделяют структурному контролю урановых месторождений. Идея о приуроченности разных типов урановых месторождений к определенным структурным элементам земной коры отражена в классификациях ураноносных провинций на геотектонической основе. Н. П. Лавров и др. (1986) приводят детальную группировку ураноносных структурно-металлогенических зон, разработанную А. И. Семеновым.

Эндеогенные структурно-металлогенические зоны подразделены им на пять типов: 1) краевые части платформ и зоны их сочленения со складчатыми поясами; 2) срединные массивы и зоны их сочленения со складчатыми поясами; 3) поздние краевые прогибы подвижных поясов; 4) поздние внутренние прогибы на геоантиклинальных поднятиях; 5) линейные зоны секущих или поперечных разломов в периферических частях древних платформ. Урановые месторождения России в зависимости от геотектонической позиции и генезиса объединены в четыре серии: А — метаморфогенные на древних платформах; Б — эндогенные в складчатых областях; В — эндогенные в активизированных областях; Г — экзогенные на молодых платформах. Самые важные в промышленном отношении экзогенные урановые месторождения приурочены к четырем типам структур: 1) к осадочному чехлу древних платформ; 2) к поздним межгорным впадинам на срединных массивах; 3) к синеклизам и впадинам на молодых платформах и 4) к межгорным впадинам на активизированных платформах.

В обрамлении срединных массивов среди ураноносных «черных» сланцев известны стратиформные месторождения метаморфогенно-гидротермального генезиса. В срединных массивах ведущую роль играют гидротермальные месторождения урана, которые ассоциируют с поздними континентальными вулканическими формациями: андезит-диоритовой и риолит-гранитной.

В. И. Смирнов (1982) на основе сравнительной характеристики эндогенного и экзогенного уранового оруденения в геосинклиналях, фундаменте и осадочном чехле древних и молодых платформ впервые наметил некоторые общие тенденции эволюции уранового рудообразования от древнейших до самых поздних этапов развития земной коры. Он показал, что осадочные ураноносные породы и осадочные месторождения урана сосредоточены в пяти формациях: 1) углеродсодержащих «черных» сланцах; 2) фосфатных породах; 3) конгломератах; 4) пестроцветных песчаниках; и 5) угленосных образованиях.

Согласно подсчетам, 98,9 % достоверных запасов урана приходится на месторождения платформ и срединных массивов. Ураноносные конгломераты Блайд Ривер включают 18,5 % всех запасов, Витватерсранда — 16,8 %, докембрийские метаморфогенные и гидротермальные месторождения Австралии и Канады — 13,3 %, палеозойские гидротермальные месторождения Центрального, Армориканского, Иберийского и других срединных массивов — 5,5 % и инфильтрационные месторождения в чехле Колорадского срединного массива — 27,3 %. В то же время ураноносные конгломераты — ведущий промышленный тип в Америке и Африке — не выявлены ни в Австралии, ни в Евразии. Инфильтрационные месторождения урана играют важную роль в Америке и в Евразии и практически отсутствуют в Африке и Австралии, а в Евразии гидротермальные месторождения по своему значению не уступают осадочным.

Рассматривая возрастное положение эндогенных урановых месторождений, нельзя не заметить, что они группируются в двух сравнительно узких временных интервалах. *Первый* из них совпадает с протоактивизацией до кембрийского кристаллического фундамента на рубеже раннего и среднего протерозоя (2,2–1,9 млрд лет); *второй* охватывает заключительные этапы развития каледонид, герцинид и мезозойскую тектоно-магматическую активизацию ранее консолидированных складчатых областей (320–120 млн лет). И в том, и в другом случае гидротермальному урановому оруденению предшествует гораздо более длительный период образования осадочных ураноносных формаций, экзогенных и стратиформных урановых месторождений. Таким образом, в истории уранового рудообразования намечаются два мегацикла. Не исключено, что кайнозойские экзогенные месторождения соответствуют началу третьего мегацикла, еще не закончившего своего развития.

ВЫВОДЫ

Таким образом, на основании вышеприведенных материалов можно сделать следующие выводы.

1. По геологическим особенностям урановые месторождения обнаруживают отчетливую эволюцию в геологическом времени. Так, древние россыпные месторождения в конгломератах ограничены в своем распространении только самыми ранними толщами протерозоя; месторождения, относящиеся к типу приуроченных к несогласиям, связаны главным образом со среднепротерозойскими комплексами; анатектоидные пегматиты наиболее продуктивны в позднепротерозойских гнейсовых комплексах; ураноносные черные сланцы пользуются широким распространением в нижнепалеозойских толщах; а месторождения в песчаниках наиболее обычны в мезозойских и кайнозойских породах.

2. Геохимические данные указывают на накопление урана в энсиалических обстановках, особенно в связи с кислыми и щелочными гранитоидами и сиенитами, а также в сланцах. Эти породы в некоторых случаях обогащаются до уровней промышленных концентраций. Однако, как правило, они характеризуются только минимальными промышленными концентрациями, хотя и являются весьма важным источником урана для обеих ветвей упомянутых выше рудогенерирующих процессов. Существенное обогащение ураном кислых магматических пород или метаморфических образований и сланцев в архейских комплексах наблюдается редко, и, по-видимому, оно не характерно для этого времени. Отсутствие пород-источников является одним из важнейших факторов, объясняющих отсутствие сколько-нибудь значительных месторождений урана в архее.

3. Каждая из трех следующих друг за другом крупных орогений докембрия, проявившихся во всем мире на рубежах, примерно отвечающих 2,5, 1,8 и 1,0 млрд лет, характеризовалась завершением нового цикла урана

и тория в земной коре в результате магматической (анатектической) переработки ранее образовавшихся породных комплексов и продуктов их эрозии. Количество урана в этих породах-источниках и содержание его возрастали со временем. Соответственно, наилучшие месторождения магматической и метаморфогенно-анатектической групп встречаются в породах, связанных именно с третьей орогенией, т. е. около 1,0 млрд лет назад. Еще более молодые фанерозойские орогении также породили сходные ураноносные породы и месторождения, однако они оказались менее существенными по сравнению с докембрийскими, хотя имеют широкое распространение и местами промышленное значение.

4. Важнейшими ураномобилизующими процессами были магматические, они являются доминирующими для высокотемпературных первичных месторождений магматической и метаморфогенно-анатектической групп. Каждая крупная орогения, как докембрийская, так и фанерозойская, сопровождается периодом воздымания, эрозии и выветривания. Эти процессы высвобождали и мобилизовали уран из обогащенных им пород-источников при воздействии поверхностных низкотемпературных водных растворов. Затем уран мигрировал с образованием серии вторичных месторождений кластогенной и гидрогенной групп.

5. Перенос урана при формировании месторождений магматической и метаморфогенно-анатектической групп происходил с помощью высокотемпературных дифференциатов и флюидов, связанных со слабо окисленными силикатными расплавами. Уран, по-видимому, переносился в форме гидроксидов четырехвалентного урана или в виде фторидных и фосфатных комплексов. Гидротермальная транспортировка урана не играла значительной роли в течение всей геологической истории, вероятно, в связи с существенно преобладающим восстановительным характером этих флюидов. Транспортировка урана до накопления кислорода в атмосфере Земли (примерно до 2,2 млрд лет) осуществлялась водными суспензиями, в виде обломочных зерен в поверхностных водных потоках вместе с минералами титана и тория, пиритом и золотом. В течение всех последующих периодов выветривания уран переносился отдельно от тория в кислородсодержащих подземных водах в виде карбонатных, фторидных и фосфатных комплексов уранила. В среднепалеозойское время с появлением достаточно обильной наземной растительности важными комплексобразующими агентами при переносе урана иногда становились металлоорганические соединения. Транспортирующими флюидами были как содержащие кислород поверхностные водные потоки, так и окислительные подземные воды, которые переносили шестивалентный уран до мест его восстановления и осаждения в речных отложениях или в море.

6. Крупные концентрации урана отсутствуют в отложениях архея и встречаются в породах нижнего и среднего протерозоя, перми — карбона, юры — триаса и третичного времени.

Глава 10

КИМБЕРЛИТОВЫЕ И КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Массивы ультраосновных щелочных комплексов (УЩК), с которыми ассоциируют кимберлиты, являются производными мантийных магм, но характеризуются резко различной минерагенией. В массивах формации УЩК оказались совмещенными в единых кольцевых структурах ультрамафитовые, щелочные и карбонатные производные мантийной магмы. Это обусловило широкое разнообразие месторождений редких металлов и других полезных ископаемых (более 30 видов), среди которых по 12 видам минерального сырья ведется промышленная разработка (ниобий, редкие земли (TR или REE), железо, титан, медь, цирконий, апатит, флюорит, флогопит, вермикулит, барит, карбонатное сырье).

Общей чертой кимберлитовых, лампроитовых и ультраосновных щелочных комплексов является низкое содержание кремнезема и повышенные концентрации магния, что позволяет относить их к ультраосновным породам. В противоположность породам мантийного происхождения перидотитового ряда данная группа обогащена титаном, щелочами (прежде всего калием), фосфором, редкими литофильными и летучими элементами, в том числе водой и углекислым газом (особенно карбонаты).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

Исследователями алмаза выделяются следующие генетические типы: 1) алмазы из кимберлитов, лампроитов и оливиновых мелилититов; 2) алмазы из метаморфических пород; 3) алмазы из различных ультраосновных, щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород не кимберлитового генезиса; 4) алмазы из метеоритов; 5) алмазы из астроблем (Соболев, 1974; Маракушев, 1979; Маракушев и др., 2003; Сорохтин, 1985, 1987, 2006; Вержак и др., 1989; Гаранин, 1990; Харьков, 1998; Савко и др., 1990; Ваганов, 2000; Симаков, 2003). Промышленные месторождения алмазов связаны с кимберлитами и лампроитами, а потенциально промышленно алмазоносными являются астроблемы (например, известная Попигайская структура в России), трубки оливиновых мелилититов (на примере Архан-

гельской алмазоносной провинции) и комплексы метаморфических пород (в первую очередь, месторождение алмазов Кумды-Коль Кокчетавского массива, Казахстан). Рассмотрим кратко основные особенности алмаза из выделенных выше генетических типов.

АЛМАЗЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ, ЛАМПРОИТОВ И ОЛИВИНОВЫХ МЕЛИЛИТИТОВ

Все эти породы принадлежат к единой формации «ультраосновных пород эффузивного облика существенно оливинового состава с несколько повышенными содержаниями щелочей», образуя группу кимберлитов и родственными им пород (Ковальский и др., 1969; Соболев, 1974; Артюшков, Соболев, 1977; Anderson, 1979; Сорохтин, 1981, 1985; Доусон, 1983; Каминский, 1984; Джейкс, 1989; Илупин и др., 1990; Бурмистров, 2005, 2007; Sharp, 1974; Muramatsu, 1983; Eldridge et al., 1991; O'Brien, Tyni, 1999). В настоящее время алмазоносные кимберлиты обнаружены на всех континентах, алмазоносные лампроиты — в Австралии, а алмазоносные оливиновые мелилититы — в Архангельской провинции. В настоящее время установлено, что в кимберлитах типичны максимальные содержания Mg и пониженные Ti, Fe, Na, Al и самые высокие отношения MgO/FeO , MgO/TiO_2 по сравнению с параметрами пикрит-альнеитовых неалмазоносных пород.

Большинство алмазоносных тел приурочены к древним кратонам. Эта закономерность, известная как правило Клиффорда, иногда нарушается. Так, например, алмазоносная 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. Для южно-африканских алмазоносных кимберлитов он колеблется от докембрийских до позднемеловых (трубка Премьер — 1,2 млрд лет, трубка Монастери — 90 млн лет). Для якутских трубок выделяют пять периодов кимберлитового магматизма с возрастом от 540 до 100 млн лет. Наиболее продуктивны кимберлитовые тела среднелазоэойского возраста (поздний девон — ранний карбон, 340–360 млн лет). Содержание алмазов в этих породах сильно колеблется от 0,1 до 5 кар/т (1 карат = 0,2 г). В трубке Аргайл, сложенной оливиновыми лампроитами, содержания алмаза составляют 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 алмазоносной провинции содержания алмаза достигают 0,2 кар/т. Это позволяет рассматривать данные породы как новый потенциальный промышленный источник алмазов.

Восновной массе кимберлитов и родственных им пород кристаллы алмаза находятся в виде вкрапленников с размерами от первых мкм до нескольких сантиметров. Так, самый крупный в мире кристалл алмаза «Куллинан», найденный в 1905 г. в трубке Премьер, весил 621,2 г или 3106 кар. При этом кристалл был сколот, поэтому не исключена возможность обнаружения

и более крупных кристаллов. Из трубки Удачная (Якутия), разрабатывавшейся более 30 лет, каждый год извлекали несколько крупных кристаллов весом 50–150 кар. Не все трубки алмазонасны. Количество тел с промышленным содержанием составляет не более 2 % от их общего числа. Есть трубки с малым содержанием алмазов, но с находками редких крупных кристаллов. Из кимберлитов также попутно можно добывать и прекрасные 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.

Одно из самых перспективных направлений в изучении генезиса данного формационного ряда алмазонасных пород — это исследования самого алмаза, включений в нем и алмазонасных пород. За последние 15–20 лет В. К. Гараниным (1990, 2006) в этом направлении получены результаты, доказывающие дискретность природного алмазообразования.

АЛМАЗЫ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Алмазонасные метаморфические породы Кокчетавского массива (месторождение Кумды-Коль) были открыты в Казахстане в 1977 г. и приурочены к метаморфическим породам зерендинской серии нижнего протерозоя (1,8–2,6 млрд лет), залегающим в основании разреза фундамента Кокчетавского срединного массива (Лаврова, 1999). Рудная (алмазонасная) зона имеет протяженность 1300 м и мощность от 40–60 до 180–200 м. Наиболее высокие содержания алмазов установлены в биотит-гранатовых гнейсах. Содержание графита в породах колеблется в пределах 0,3–10 %. Его изотопный состав близок к составу алмазов и величина $\delta^{13}\text{C}$ варьирует от –10,3 до –19,6 ‰. Кроме гранат-биотитовых гнейсов, алмазонасными являются и еще четыре типа пород: 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 коэсит сохранились внутри гранатов и цирконов (Варламов и др., 1987; Sobolev, Shatsky, 1990). Алмаз находится в тесной парагенетической связи с графитом. В алмазонасных породах отмечается повышенное содержание углекислоты, метана и других углеводородов. Распределение алмазов в породах неравномерное. Установлена связь содержания алмазов со степенью графитизации, метасоматоза, пиритизации и деформированностью. Средние содержания составляют 23,43 кар/т, достигая в отдельных зонах 100 кар/т. Утвержденные запасы — 1000 млн кар. Размер кристаллов — 15–150 мкм.

Алмазы из метаморфических пород обладают рядом типоморфных особенностей. Минерал представлен, главным образом, кубическими, скелетными и сфероидальными кристаллами зеленовато-желтого и желтого цвета. Для них характерно негомогенное зонально-секториальное строение и высокое содержание примеси азота, узор двупреломления — крестообраз-

ный, реже пятнистый. Абразивные свойства этих алмазов в 1,5 раза выше, чем алмазов из кимберлитов. Метаморфогенным алмазам свойственна пятнистая поверхностная эпигенетическая графитизация, а сингенетические вросстки графита редки. Метаморфогенные алмазы являются изотопно-легкими ($\delta^{13}\text{C}$ от $-17,5$ до $-10,6$ ‰). По качественному составу элементов-примесей они сопоставимы с кимберлитовыми, но по количественному параметру заметно разнятся. В них установлено на порядок выше содержание кремния, алюминия, титана, ванадия, железа, сурьмы, мышьяка, золота и на два порядка — хрома, кобальта, марганца и редкоземельных элементов (Надеждина и др., 1993). Существует четыре гипотезы образования алмаза в метаморфических породах.

Первая возникла сразу же после открытия месторождения Кумды-Коль и претендует на открытие нового типа месторождений алмаза корового образования в метаморфических породах из содержащего углерод флюида при низких температурах и давлениях (Розен и др., 1973; Вавилов, 1995; Лаврова и др., 1999). Сторонники этой гипотезы утверждают, что на пике метаморфизма давление в породах достигало 4,5 ГПа, а температура около 1000°C . Минеральные парагенезисы свидетельствуют о последующей регрессивной стадии метаморфизма ($T = 500\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P = 6\text{--}9$ кбар), когда алмазы (размер 12 мкм) и коэсит сохранились только внутри гранатов и цирконов (Sobolev, Shatsky, 1990).

Вторая гипотеза, предложенная А. А. Маракушевым с коллегами (1985, 1995, 2003; и др.), предполагает, что источниками алмазов являются расслоенные интрузивы 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, присутствующих в ассоциации с эклогитами и алмазоносными гранатовыми пироксенитами. Кроме того, большая глубинность магматических очагов доказывается повышенным содержанием калия в центральных зонах клинопироксена (до 1,6 мас. % K_2O) из эклогитов и алмазоносных гранатовых пироксенитов. По мнению А. А. Маракушева, это прямое доказательство зарождения алмазной ассоциации минералов в очагах огромной глубинности при высоком флюидном давлении. 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, сопряженной с глубинной гранитизацией. Аллохимический характер метаморфизма, сопровождаемого образованием биотита, мусковита, калиевого полевого шпата, придает геохимическую специфику гранатовым пироксенитам

и эклогитам, интерпретируемую многими исследователями Кокчетавского массива в качестве признака их корового происхождения.

Третья гипотеза предложена Н. В. Соболевым (Соболев, 1983; Шацкий и др., 1991). В ней 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 $\delta^{13}\text{C}$. Состав флюида очень похож на состав флюида некоторых алмазов из кимберлитов (Corte et al., 1998).

Четвертая гипотеза предложена С. В. Дигонским (Дигонский, 2006). Им разработана модель газофазного образования природного алмаза из газообразных углеводородов и показана определяющая роль скорости нагрева вещества (свыше 1000 °С) при подобном процессе. 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 — к пиролизу с образованием графита. Исходя из этого, им высказано 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.

Алмазопосные гнейсы обнаружены в различных регионах мира. Находки микрокристаллов (15–700 мкм) описаны в фельзитовых гнейсах в зоне континентальной коллизии в Норвегии (375–420 млн лет), северной Греции (Родопы, 3–8 млн лет), Германии (Саксония, 340 млн лет) и Китае (Даби-Шань и Су-Лу, 210–250 млн лет). Эти находки имеют большое значение при дальнейшей работе над гипотезами образования алмаза метаморфических пород.

АЛМАЗЫ ИЗ МЕТЕОРИТОВ

Особый интерес представляют межзвездные или досолнечные алмазы субмикронных размеров, отнесенные к так называемым напoалмазам. Они установлены в космической пыли и примитивных хондритах. Содержание в хондритах около 1400 г/т, возраст более 4,5 млрд лет, размеры на уровне десятков ангстрем. Характерная особенность таких алмазов — тесная ассоциация с другими углеродсодержащими фазами: карбидом кремния — муассанитом, карбидом вольфрама, карбидом циркония и карбидом титана. Они характеризуются аномальным изотопным составом благородных газов.

Обнаружен огромный избыток ^{129}Xe и других тяжелых изотопов ксенона — 136, 134 и 132. Концентрация ^{14}N в них оказалась в три раза выше, чем концентрация этого изотопа на Земле. Установленные в наноалмазах соотношения изотопов $\delta^{12}\text{C}/\delta^{13}\text{C}$ близки к земным, но они, вероятно, сформированы из источников, не имеющих биогенную природу. Основываясь на необычном несолнечном распределении элементов и изотопии редких газов, многие исследователи предполагают, что образование космических наноалмазов происходило в результате конденсации из газовой фазы в высокоэнергетической плазме при взрыве сверхновых звезд.

В настоящее время значительные успехи в изучении алмазов из метеоритов получены прямыми наблюдениями структуры природных микроалмазов и их синтетических аналогов, полученных при взрывном высоко- и низкobarном образовании (Daulton et al., 1996). Алмазы досолнечной природы и более поздние могут быть распознаны на основе их кристаллического внутреннего строения. Для досолнечных размером менее 26 нм характерны пятизвездчатые циклические структуры двойникования по (110), тогда как для более поздних и более крупных алмазов из метеоритов наблюдаются двойники по шпинелевому закону или более сложное полисинтетическое двойникование по плоскости (111), а также присутствует высокобарная фаза — политип алмаза 2Н (лонсдейлит). Алмазы выявлены также в железных метеоритах, уреилитах и хондритах. На сегодня их генезис дискуссионен. А. А. Маракушевым с учениками (1995, 2003) предложена магматическая природа алмазов из метеоритов. По мнению других ученых (Вальтер, Фисенко, 1991; Ульянов, 1997; Фисенко, Семенова, 2005 и др.), алмазы образуются в межзвездной среде до возникновения протопланет.

АЛМАЗЫ АСТРОБЛЕМ

Астроблемы — это особые геологические структуры (кратеры, воронки, лунки), сформированные при падении космических объектов на Землю. При этом на поверхности Земли внутри кратера формируются продукты взрыва — импактиты — породы, в которых среди высокобарных 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 с сотрудниками в гигантском Попигайском кратере на севере Сибирской платформы диаметром 100 км и возрастом $35,7 \pm 2$ млн лет (Фельдман, 1999). Необходимо отметить очень высокое содержание алмазов в этой структуре, вплоть до промышленного (10–50 кар/т). В 1970-е годы их пытались применить в качестве абразивного материала. Освоению месторождения препятствует отсутствие инфраструктуры, а также успехи в синтезе алмазов подобного качества. Алмазы из импактитов мелкие, неправильной формы мутноватые зерна небольших размеров (0,1–300 мкм), редко до 1 мм, имеющие облик обломков. Для них характерна отчетливая анизотропия. Практически во всех

зернах обнаруживается гексагональная модификация углерода — лонсдейлит. Это полифазные агрегаты лонсдейлита с примесью графита, или сростки алмаза, лонсдейлита и графита, или алмаз с лонсдейлитом. Цвет меняется от бесцветных и бледно-желтых (лонсдейлит менее 5 об.%) до серых и коричневых (лонсдейлит 20– об.%), смоляно-черных (лонсдейлит до 50 об.%), черных и непрозрачных (лонсдейлит 20–30 об.%, графит 40–50 об.%).

Импактные алмазы резко отличаются от алмазов из других типов пород. Они не содержат азот, изотопно-легки и характеризуются достаточно выдержанным диапазоном $\delta^{13}\text{C}$ (от $-9,9$ до $-18,7$ ‰), обогащены радиоактивными (уран, торий) 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 в алмазе на два-три порядка выше по сравнению с алмазами из кимберлитов. Наиболее типичны Si, Fe, Mg.

Однако многие кольцевые структуры на поверхности Земли, Луны и других планет могут представлять собой вулканические кальдеры или другие депрессии. По мнению А. А. Маракушева (Маракушев, Бобров, 2005), взрывные алмазоносные породы (тагамиты, зювиты и др.) генетически связаны с платформенными депрессиями (т.н. «астроблемами»). Взрывы корового материала обусловлены глубинными флюидными взрывами огромной мощности, что и приводит к образованию алмаза. Пока до конца не решен вопрос, в какой мере взрывные явления, сопровождающие вулканизм, могут имитировать проявления ударного метаморфизма. Ко многим астроблемам приурочены магматические образования, хотя подобная связь еще недостаточно изучена.

ПОЛИГЕННАЯ ЭКЗОГЕННО-ЭНДОГЕННАЯ ГИПОТЕЗА ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВ И ЛАМПРОИТОВ

В последнее время происхождение алмазов в связи с экзогенными процессами рассматривается в целом ряде фундаментальных работ (Артюшков, Соболев, 1977; Илупин и др., 1990; Монин, Сорохтин, 1986; Соболев, 1974, 1983; Сорохтин, 1981; Сорохтин, Ушаков, 2002; Sharp, 1974; и др.). Существенным прорывом в генезисе алмазов является разработанный О. Г. Сорохтиным «экзогенный» механизм образования алмазов. Согласно этой гипотезе, алмазоносные породы образуются благодаря переплавлению пелагических океанических 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 $3,2 \text{ г/см}^3$), могли погружаться на большие глубины вплоть до подошвы этих плит. Известно, что такие осадки отлагались только в конце архея и во второй половине раннего протерозоя. Но в архее, из-за высокой тектонической активности, еще

не существовало зон поддвига плит, так как их роль тогда выполняли зоны скупивания тонких базальтовых пластин, следы которых сохранились сих пор в виде архейских зеленокаменных поясов.

Кроме того, благодаря высоким тепловым потокам толщина континентальных литосферных плит (вместе с континентальной корой) в архее превышала 60–80 км. В противоположность этому, 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 глубоких 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.

Составы же эклогитовых ксенолитов практически эквивалентны составам океанических толеитовых базальтов, выплавляющихся на малых глубинах. Образование алмазов объясняется восстановлением углерода за счет экзотермических реакций его оксидов с углеводородами органического происхождения. Поэтому весь углерод в алмазах только экзогенного происхождения. Об этом свидетельствуют изотопные данные и газовой состав. Включения в алмазах, содержащие воду, углекислый газ, азот, метан и другие углеводороды вплоть до этанола. Кимберлиты по сравнению с мантийными породами несколько обеднены такими петрогенными элементами, как Si , Mg , Na , Sr и Ni , тогда как содержания в них Al , Fe , Mn и некоторых рудных элементов (Co , Zn) почти соответствуют концентрациям в лерцолитах. Их самой характерной чертой кимберлитовых пород является их явное обогащение рассеянными и литофильными элементами. Особенно это касается литофильных и редкоземельных элементов. По определениям Я. Мурамatsu (Muramatsu, 1983), кимберлиты обогащены углеродом в 150 раз, фосфором — в 25 раз, щелочами (K , Rb , Sc) — в 24–68 раз, легкими редкоземельными элементами (La-Eu) — от 30 до 200 раз, радиоактивными элементами Th и U соответственно в 80 и 60 раз. По нашим оценкам, учитывающим энергетический баланс Земли (Сорохтин и др., 1996, 2004), обогащение кимберлитов калием достигает не 24, а 87 раз. Для урана и тория получаются еще большие величины: соответственно в 1200 и 2300 раз (вместо 80 и 80 раз). Кроме того, по нашим оценкам, в мантии содержится около 1 г/т углекислого газа и не более 0,05 % воды. По данным же Дж. Доусона (Douson, 1983), в кимберлитах содержится около 3,3–7,1 % CO_2 и 5,9–18,7 % H_2 , откуда следует, что кимберлиты обогащены этими летучими соединениями.

соответственно в 300–650 и 120–370 раз. Следует также обратить внимание на то, что в минералах кимберлитов, да и в самих кристаллах алмазов (Melton, Giardini, 1974) часто встречаются включения газообразных и жидких углеводородов и даже спиртов и более сложных органических соединений, совершенно неустойчивых в РТ условиях мантии. Учет всех этих факторов существенно обостряет проблему происхождения кимберлитов и определения механизмов столь высокого обогащения этих пород литофильными элементами при одновременном сокращении в них кремнезема. Лампроиты, по сравнению с кимберлитами, существенно обеднены карбонатами, кальцием и алюминием, но зато заметно обогащены магнием и калием и насыщены кремнеземом.

Область существования в мантии алмазоносных эклогитов и гранатовых лерцолитов оказалась достаточно широкой: при давлении около 50 кбар температурный диапазон составил 1120–1380 °С, а при 70 кбар — 1300–1500 °С (Доусон, 1983; Соболев, 1974; Kennedy, Kennedy, 1976). При изучении генезиса кимберлитовых и лампроитовых магм и выносимых ими ксенолитов вмещающих пород важно помнить, что на глубинах алмазообразования от 150 до 220 км температура плавления мантийного вещества (гранатовых лерцолитов), судя по экспериментальным данным, достигает соответственно 1600 и 1700 °С. Отсюда следует важный вывод — генерация значительно более низкотемпературных кимберлитовых и лампроитовых магм должна была происходить без плавления мантийного вещества. Именно по этой причине в середине 70-х и начале 80-х годов XX века были высказаны предположения, что все вещество этих магм образовалось за счет переплавления океанических осадков, затянутых по зонам субдукции на большие глубины под континенты. Согласно разработанной модели, алмазоносные кимберлиты, лампроиты и родственные им породы возникли за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины (до 200–250 км) под архейские щиты пород океанической коры и тяжелых (железистых) океанических осадков раннего протерозоя (рис. 10.1). При этом кимберлиты образовались из богатых карбонатами железистых осадков тропического пояса, а лампроиты — обогащенных кремнеземом и щелочами глинистых железистых осадков бореальных и полярных зон Земли.

Из-за большой плотности железистых осадков они должны были сами «проваливаться» в зоны поддвига плит и служить в них «смазкой». Поэтому эти зоны в конце раннего и в среднем протерозое были амагматичными, без характерного для островных дуг и активных окраин континентов известково-щелочного вулканизма. В рассматриваемой модели момент формирования глубинных расплавов строго ограничен эпохой второй половины раннего протерозоя — возрастами от 1,8 до 2,2 млрд лет назад или, в некоторых редких случаях, эпохой среднего протерозоя (рис. 10.2).

Попавшие в зону субдукции тяжелые осадки начинали плавиться только на глубинах, где геотерма континентальной плиты пересекалась

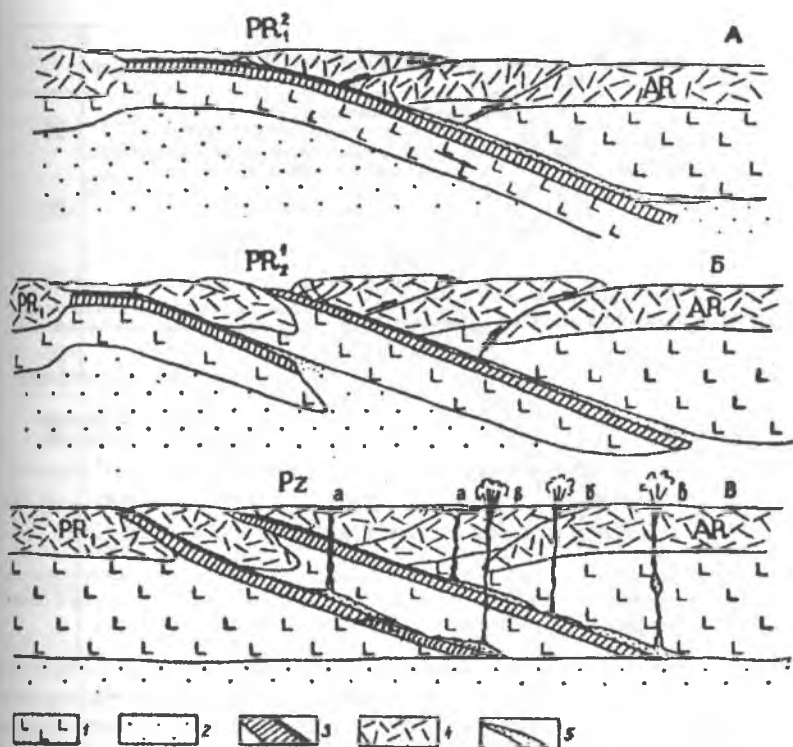


Рис. 10.1. Процесс формирования глубинных расплавов щелочно-ультраосновного, лампроитового и кимберлитового составов (по О. Г. Сорохтину):

А — ситуация в конце раннего протерозоя; Б — на рубеже раннего и среднего протерозоя; В — в рифее или фанерозое (показан момент прорыва глубинных магм к поверхности и образования: а — щелочно-ультраосновных интрузий; б — мелилитовых и карбонатитовых интрузий; в — алмазосных лампроитовых и кимберлитовых субвулканических комплексов); 1 — литосфера; 2 — астеносфера; 3 — раннепротерозойская океаническая кора с перекрывающими ее тяжелыми железистыми осадками; 4 — континентальная кора (AR — архейского, PR_1 — раннепротерозойского возрастов), 5 — глубинные расплавы

с температурой плавления осадков (рис. 10.3). Но известно, что температура плавления большинства силикатов в присутствии воды с повышением давления до 5–10 кбар резко снижается до 600–700 °С. Именно по этой причине плавление железистых пелагических осадков в зонах поддвига плит происходило при температурах, значительно меньших температуры плавления мантийного вещества.

Лампроиты, как и кимберлиты, также формировались в нижних этажах континентальной коры в виде магнезиально-калиевых, насыщенных кремнеземом и водой щелочных силикатных расплавов, но, в отличие от



Рис. 10.2. Условия затягивания тяжелых (железистых) осадков по раннепротерозойским зонам поддвига плит на большие глубины (до 250 км) под архейские континенты и области формирования расплавов глубинных пород (по О. Г. Сорохтину)

кимберлитов, без заметного смещения этих расплавов с карбонатными фракциями. Поэтому можно предположить, что формирование лампроитовых магматических очагов происходило за счет плавления бескарбонатных осадков, например железокремнистых и глинистых отложений бореальных и полярных зон Земли, аналогичных тем, из которых в дальнейшем сформировались и джеспилиты. В этой связи интересно отметить, что в классическом регионе распространения алмазоносных лампроитов — в Западной Австралии столь же широко распространены и джеспилиты, например в формации Хаммерсли. Таким образом, кимберлиты и лампроиты действительно являются глубинными породами, но возникли они из пелагических осадков. Для образования кристаллических форм углерода необходимо, чтобы он освобождался благодаря экзотермической реакции, приводящей к снижению внутренней энергии системы. Таким условиям удовлетворяют реакции соединения углеводородов с окисью углерода и углекислым газом, протекающие с выделением энергии.

Необходимые для образования алмазов углеводороды поступали в кимберлиты как за счет термолиза органических веществ, затаянных вместе с карбонатными осадками в зоны поддвига плит, так и благодаря восстановлению углекислого газа при окислении железа и железосодержащих силикатов. Но при всех вариантах весь углерод в алмазах экзогенного происхождения. Проведенные К. Мелтоном и Р. Гиардини (Melton, Giardini, 1975) исследования

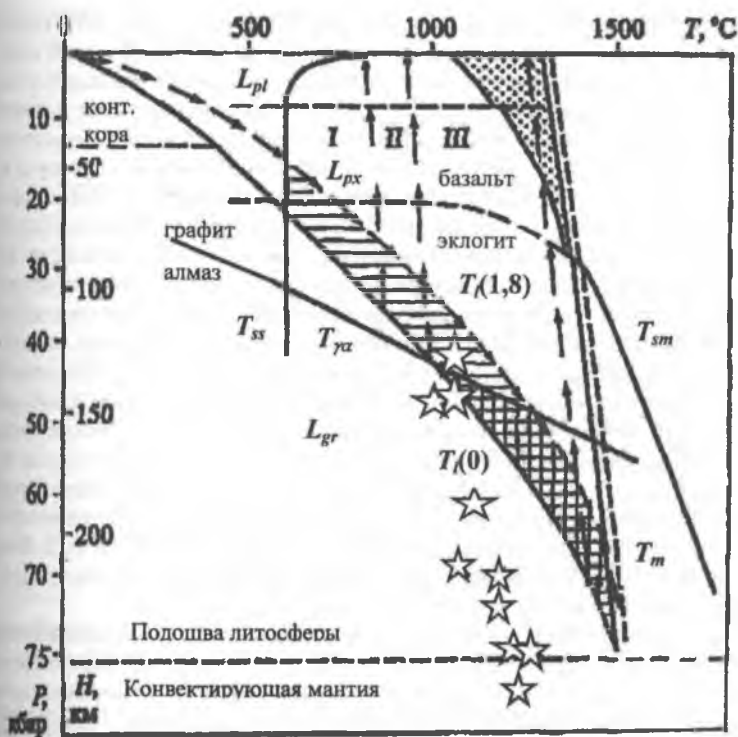


Рис. 10.3. Глубинно-температурные условия выплавления щелочно-ультраосновных и кимберлитовых магм:

T_m — температура мантии; T_{sm} — температура солидуса мантийного вещества; T_{gr} — температура перехода графит — алмаз; T_1 — современная континентальная геотерма (древняя геотерма отмечена нисходящими стрелками); L_{pt} , L_{px} и L_{gr} — области устойчивого существования плагиоклазовых, пироксеновых и гранатовых перидотитов; T_{ss} — температура плавления водонасыщенных осадков; горизонтальная штриховка — область существования щелочно-ультраосновных, щелочно-карбонатитовых и кальциево-карбонатитовых расплавов; горизонтально-вертикальная штриховка — область существования алмазоносных глубинных расплавов кимберлитов и лампроитов по рассматриваемому механизму; звездочками показаны положения P-T условий природных алмазов по данным Ф. В. Каминского; стрелками показаны P-T условия движения тяжелых железистых осадков около 2–1,8 млрд лет назад и подъема магм в фанерозое; I — область формирования щелочно-ультраосновных интрузий; II — область формирования карбонатитов, меллититов и без алмазных кимберлитов, III — область формирования алмазоносных кимберлитов и лампроитов

составов этих включений показали, что в них содержится от 10 до 60 % H_2O ; от 2 до 50 % H_2 ; от 1 до 12 % CH_4 ; от 2 до 20 % CO_2 ; от 0 до 45 % CO ; от 2 до 38 % N_2 ; около 0,5–1,2 % Ag . Кроме того, оказалось, что в этих включениях встречается этилен C_2H_4 (около 0,5 %) и этиловый спирт C_2H_5OH (от 0,05 до 3 %). Свободный кислород в таких включениях нигде не обнаружен, что еще раз подтверждает резко восстановительные условия образования алмазов.

Из рассмотренной модели образования алмазов следует, что в кимберлитах и лампроитах весь углерод поступал только из океанической коры и осадков. В эклогиты большая часть углерода также могла попадать с осадками, заполнявшими в свое время межподушечное пространство в древних лавовых потоках подводных излияний базальтов. В гранатовые перидотиты являющиеся остатками третьего слоя океанической коры, весь углерод мог попадать только в процессе гидратации мантийных пород океанскими водами, насыщенными углекислым газом. При этом образование карбонатов происходило чисто хемогенным путем по реакции серпентинизации. Разные источники углерода в алмазах, безусловно, должны были приводить к возникновению в них широких вариаций изотопных составов углерода. По данным Э. М. Галимова (1984, 1988), вариации $\delta^{13}\text{C}$ в алмазах меняются в широких пределах от +2,7 до -34 ‰. Однако абсолютное большинство алмазов кимберлитовых трубок по вариациям $\delta^{13}\text{C}$ попадает в интервал между -8 и -3 ‰ и не выходит за пределы -10 и -2 ‰. С точки зрения рассматриваемой модели приведенные изотопные вариации углерода объясняются тем, что весь углерод в природных алмазах экзогенного происхождения. Сама идея об участии $\text{C}_{\text{орг}}$ в образовании алмазов не является новой. В разное время ее высказывали В. В. Ковальский и др., Е. В. Францесон, В. С. и Н. В. Соболевы, Ф. В. Каминский и другие, а для графитов Св. А. Сидоренко и А. В. Сидоренко и многие другие.

Для кимберлитов и лампроитов очень характерны резко повышенные содержания редких земель (до 500–800 г/т). Подобные концентрации редких земель можно встретить только в карбонатитах и сиенитах, имеющих родственное с кимберлитами происхождение, а также в фосфоритах и железомарганцевых рудоносных илах, в которых их концентрация доходит до 880–970 г/т. В ультраосновных породах мантии их содержание лежит в пределах от 2–3 до 20–30 г/т. При этом распределения редких земель в кимберлитах и в современных океанических осадках совпадают друг с другом, за исключением, быть может, только тяжелых редких земель (рис. 10.4). Помимо редких земель, кимберлиты и лампроиты обогащены и другими литофильными элементами: Li, B, F, P, Cl, K, Ti, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, Th и U. Такая литофильная минерализация кимберлитов, не свойственная мантийным дифференциатам, также свидетельствует об осадочно-анатектическом происхождении этих пород.

МЕХАНИЗМ ПОДЪЕМА КИМБЕРЛИТОВЫХ МАГМ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ

При отсутствии жидких расплавов в литосфере на больших глубинах не могут возникать открытые трещины, поскольку под тяжестью вышележащих пород (значительно превышающей пределы их прочности) стенки трещин моментально будут «заплывать» благодаря пластическим деформациям вещества в окружающих частях литосферы. В большинстве работ, посвященных механизмам кимберлитового вулканизма, подчеркивается,

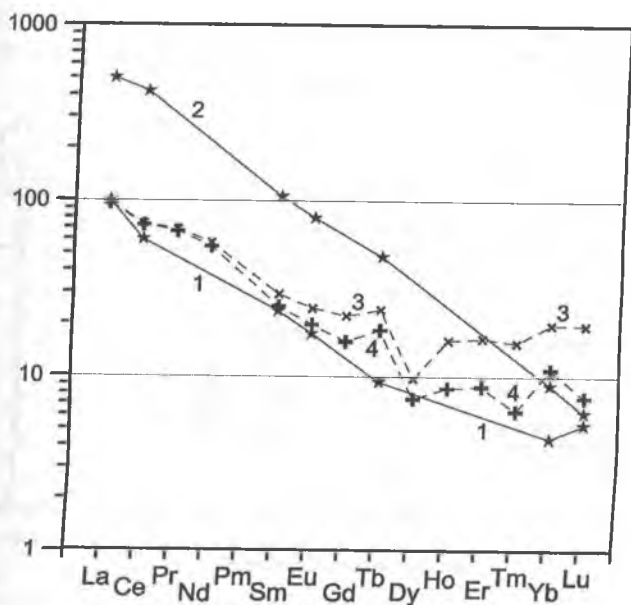


Рис. 10.4. Средние распределения редкоземельных элементов в кимберлитах и осадках. Данные нормированы по среднему хондритовому распределению:

1 и 2 — распределения РЗЭ в кимберлитах трубки Премьер и Вессельтон, Южная Африка; 3 — распределение РЗЭ в океанических осадках; 4 — разность между спектрами РЗЭ в осадках и гранатах из трубки Премьер

что быстрому подъему кимберлитовых магм на поверхность способствует их низкая вязкость. Выделение CO_2 из магмы по мере ее подъема по трещине вверх должно снижать вязкость расплава и, тем самым, резко ускорять ее раскрытие и скорость распространения. Реальные скорости кимберлитовых магм достигают столь высоких значений, что они выносят с собой даже тяжелые ксенолиты эклогитов и гранатовых перидотитов.

Отсюда следует, что из-за перепада плотности между породами литосферы и кимберлитовыми расплавами ($\Delta\rho \approx 0,5 \text{ г/см}^3$) последние должны были активно выжиматься из нижних частей трещины и внедряться в континентальную кору под большим избыточным давлением

$$\Delta p = \Delta h \cdot \Delta\rho \cdot g,$$

где Δh — интервал глубин трещины в литосфере, заполненный расплавами; $\Delta\rho$ — разность плотностей литосферы и кимберлитовой магмы, $g = \text{см/с}^2$ — ускорение силы тяжести (рис. 10.5). Очевидно, такой механизм выжимания

расплавов на поверхность Земли может действовать только при $\Delta p > \text{дин/см}^2$, но для этого необходимо выполнение неравенства $\Delta h > 2 \text{ км}$, что представляется вполне реальным условием.

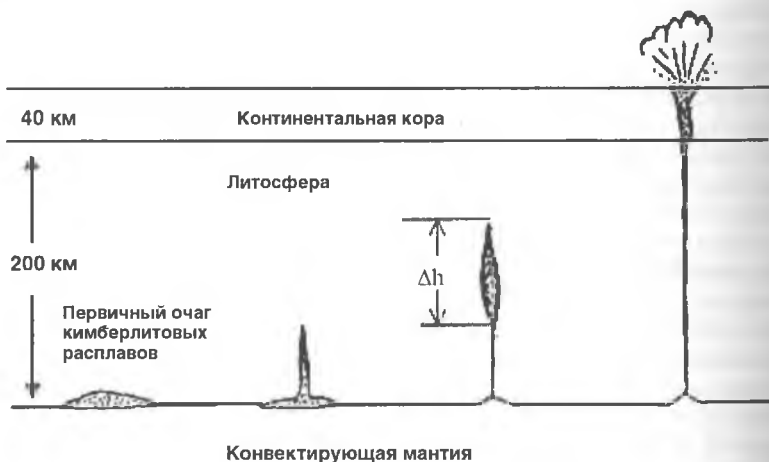


Рис. 10.5. Механизм развития магмавыводящих каналов при кимберлитовом магматизме

Следовательно, открытие магмавыводящих трещин под влиянием растягивающих литосферу напряжений должно происходить только за счет эффектов гидроразрыва вышележащих пород под воздействием избыточных давлений Δp в столбе поднимающихся магм, как это и показано на рисунке 10.6. Турбулизация магматического потока, способствующая выносу ксенолитов, в этих условиях начинается уже при скоростях $V_{кр} > 4 \text{ м/с}$. Реальная же скорость подъема кимберлитовых расплавов должна находиться в пределах $4 < V_{кр} < 160 \text{ м/с}$. Скорее всего эта скорость близка к значению $V = 50 \text{ м/с}$. При такой скорости подъема кимберлитовых магм (около 180 км/ч) они пересекают всю литосферу с глубин около $200\text{--}220 \text{ км}$ всего за $1\text{--}1,5$ часа.

Таким образом, согласно рассмотренной здесь модели образования алмазов, можно наметить следующие критерии прогноза зон локализации алмазоносного магматизма.

1. Коренные алмазоносные породы — кимберлиты и лампроиты, а также родственные им породы формировались главным образом на архейской континентальной коре, хотя в некоторых случаях они могли всنдряться в протерозойскую кору, но никогда не должны встречаться на молодых (фанерозойских) платформах и, тем более, на океаническом дне.

2. Алмазоносные кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва, а также родственные им карбонатитовые и щелочно-ультраосновные интрузии главным образом располагаются над зонами поддвига плит, действовавшими

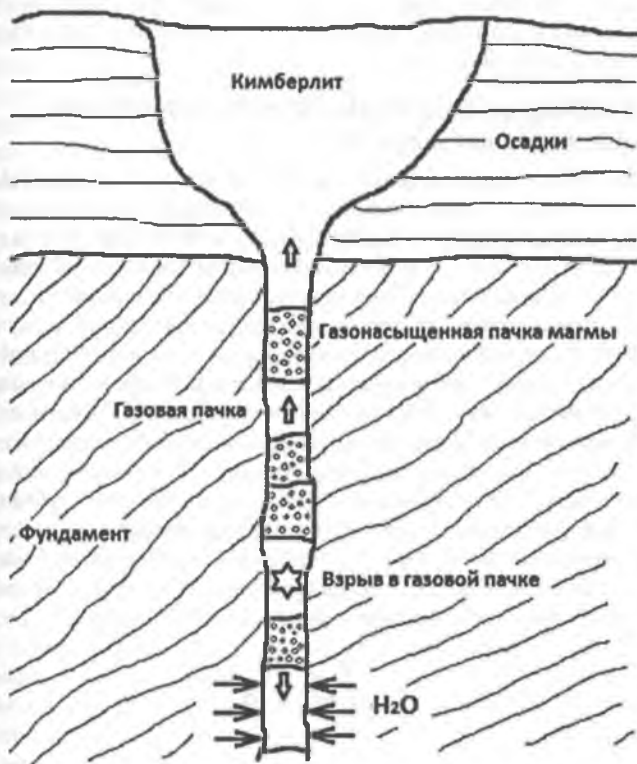


Рис. 10.6. Общая схема формирования кимберлитовых и других трубок взрыва (по В. И. Иванникову, 2011)

около 2,0–1,8 млрд лет назад, хотя иногда могут возникать и над более молодыми гренвильскими зонами поддвига плит.

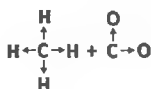
3. В соответствии с глубиной образования рассматриваемой серии пород и крутизной падения зон поддвига плит, ближе всего к фронту бывшей зоны поддвига, на расстояниях от 100 до 200–300 км от ее фронта, располагаются щелочно-ультраосновные интрузии и натриевые карбонатиты. Затем (на расстоянии от 200 до 400 км) следует зона расположения кальцитовых карбонатитов и мелилититов, а иногда и не алмазонасыщенных кимберлитов. Алмазонасыщенные кимберлитовые и лампроитовые диатремы располагаются дальше других аналогичных образований — приблизительно на расстоянии от 300 до 600–650 км от фронта зоны поддвига плит раннепротерозойского возраста.

Помимо уже выявленных алмазонасыщенных провинций мира, с точки зрения рассматриваемого механизма формирования глубинных расплавов и про-

исхождения алмазоносных пород не менее перспективными провинциями представляются Балтийский щит, Русская платформа с Воронежским щитом, а также Украинский щит.

ГИРЛЯНДНО-ВЗРЫВНОЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАТРЕМ И ОБРАЗОВАНИЯ В НИХ АЛМАЗОВ

Данный механизм был разработан В. И. Иванниковым (2010, 2011). Согласно его представлениям, устойчивость диатрем сохраняется долговременно, так как они представляют собой критические точки пересечения глубинных и сопряженных с ними крупных разломов. Формирование диатрем как геологического объекта начинается и заканчивается на стадии выплесков газонасыщенной магмы в канал трубки. Здесь выплески магматического расплава подвергаются декомпрессии и поэтому образуется расслоенная система чередующихся между собой пачек газосодержащей магмы и газовых пачек, поднимающихся вверх под общим давлением снизу. Именно газонасыщенность пачек магмы обеспечивает их подвижность в жестком канале фундамента (см. рис. 10.6), иначе они бы стали преждевременно кристаллизоваться. На определенной глубине трубки, где в породах фундамента появляется фильтрационная вода, поступающая из окружающего массива, в состав газовых пачек внедряется окислитель (за счет диссоциации молекул воды $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2 + \text{O}_2$). И сама смесь газов под действием высоких температур также диссоциирует.



В результате возникают взрывопотенциальные ячейки газовых смесей. Газовые взрывы (по данным технических опытов) имеют место в смесях газов, содержащих в своем составе горючие элементы (углерод, водород, ...) и окислители (кислород, хлор, ...). Так, смеси водорода H_2 , окиси углерода CO и метана CH_4 с кислородом или воздухом дают при воспламенении воду H_2O и угольную кислоту CO_2 с огромным выделением тепла (до 213,5 ккал). Пределы температурного воспламенения газовых смесей колеблются в пределах 530–750 °С. Воспламенение газогорючих смесей обусловлено присутствием водяных паров и совершается за счет окисления окиси углерода кислородом паров воды, водород которой соединяется в перекись H_2O_2 , а последняя служит сильным окислителем: $\text{CO} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}_2$; $\text{CO} + \text{H}_2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ и т. д. Из этого следует, что взрывы газовых смесей возможны в диатремах, начиная с глубин, куда доходит свободная вода.

Кроме температурного фактора и поступления паров воды из окружающих пород, резкое повышение давления в газовой смеси (за счет подвижек магмы) вызывает «дизельный эффект» взрыва и последующей цепной

реакции других взрывов. В результате получается суммарный взрыв колоссальной силы, но распределенный в пространстве (по длине трубки) и во времени (с секундной задержкой по времени). Это как бы гирляндный взрыв, приводящий к импульсу движения всей массы магмы (также распределенной по пачкам в виде сгустков), как показано на рисунке 10.6. Он напоминает дизель с многочисленным количеством поршней, работающий снизу вверх при инициировании взрыва в одной произвольно взятой газовой пачке. От первого взрыва происходит движение вышележащей пачки газированной магмы, дожатие смеси газов в следующей газовой пачке, ее взрыв и так далее до выхода на поверхность.

При этом, если в жестких породах фундамента повреждения канала «свища» незначительны, то в перекрывающих осадках взрывы приводят к расширению зоны деформированности пород. Отсюда так называемая «рюмка» или «фужер», обычно выпчающие трубки взрыва, которые заполнены брекчированными, в том числе и туфогенными, породами. Рождение собственно алмазов непосредственно связано с гирляндной серией взрывов и наличием в газовом составе мантийных флюидов метана. Образование алмазов происходит по ходу импульсного движения газопоршневой системы, которое может быть многократным. При этом в ячейках взрывов (газовых пачках) создаются необходимые PVT-условия для появления алмазов из диссоциированного атомарного углерода. Именно поэтому возникающие кристаллы алмазов редки и сохраняют, как правило, свою целостность и огранку. В то же время гранаты, цирконы, оливины и другие минеральные образования, рожденные на входе в трубку взрыва или в верхах мантии, при выносе подвергаются окатыванию, раскалыванию, однако без признаков плавления и остеклования. Основанием для утверждений о кристаллизации алмазов из метана могут служить опыты В. Б. Дерягина 1969 г. по получению алмазов с использованием CH_4 при низком давлении и температуре, допускающей начало диссоциации метана. Изложенные представления дают удовлетворительное объяснение многочисленным наблюдениям геологов алмазного профиля в доступных изучению кимберлитовых и лампроитовых трубках взрыва. Да и само название трубок взрыва становится адекватно-оправданным. Отсутствие диатрем на дне океанов объясняется проникновением в разломы (в основном раздвигового типа) массы воды в обстановке растяжения и резкого падения давления, хотя там и присутствуют источники газов, в том числе и метана.

Таким образом, в настоящее время существует семь гипотез образования алмазных месторождений (в порядке их распространенности).

1. При иссимилиации кимберлитовой магмой углеродосодержащих пород.
2. Выкристаллизовываются в кимберлитовой магме, как естественные раннемагматические акцессорные минералы.
3. Кристаллизуются на мантийных глубинах, захватываются кимберлитовым расплавом и выносятся к поверхности.

4. Расплавы алмазоносных пород возникают благодаря переплавлению пелагических океанических осадков, затянутых на большие глубины по древним зонам поддвига плит под континенты (экзогенный механизм образования алмазов).

5. Образуются в кимберлитах в постмагматическую стадию в связи с пневматолитовыми или гидротермальными процессами.

6. Газовая концепция. Алмаз образуется при мгновенном нагреве без повышения давления (свыше 1000 °С в сек.) как ювенильных, так и коровых углеводородных газов. При медленном нагреве возникает графит.

7. Гирляндно-взрывной механизм формирования диатрем и рождений в них алмазов.

Крупные месторождения содержат десятки миллионов карат. Среднее содержание около 0,5 карат/м³ породы. Трубка Гриба — 0,7–0,8 карат/м³.

ПРИМЕРЫ НЕКОТОРЫХ ИЗВЕСТНЫХ АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ МИРА

Южно-Африканская провинция. В ЮАР кимберлиты распространены в пределах огромной территории Каапваальского архейского кратона между раннепротерозойским складчатым поясом Лимпопо на севере и раннепалеозойским Капским подвижным поясом на юге. Алмазоносным является и примыкающий с севера к поясу Лимпопо кратон Зимбабве (рис. 10.7). Оба архейских кратона в раннем протерозое оказались разьединенными и располагались в экваториальном поясе на значительном расстоянии друг от друга. В конце Ррт₁ около 2,0 млрд лет назад оба эти кратона сомкнулись, сформировав складчатый пояс Лимпопо и единую протоплатформу Калахари. При этом краевые зоны подвижного пояса оказались надвинутыми на оба кратона — Каапваальский и Зимбабве (Хаин, 2001). Последнее обстоятельство позволяет предполагать, что поддвиг океанических плит одновременно происходил под оба кратона — и под Каапвааль (в большей мере) и под Зимбабве. Кроме того, архейский возраст центральной зоны складчатого пояса Лимпопо показывает, что при столкновении рассматриваемых кратонов между ними оказался зажатым и небольшой террейн с более древней корой. После образования единой протоплатформы Калахари с запада к ней оказались прижатыми подвижные пояса Магонди и Кейс, развивавшиеся, как и пояс Лимпопо, в интервале 2,0–1,7 млрд лет назад (Хаин, 2001). Аналогичная ситуация наблюдалась и в окрестностях других алмазных провинций Африки — везде такие провинции граничат и либо даже окружены раннепротерозойскими складчатыми поясами, развивавшимися при формировании суперконтинента Мегатея.

Северо-Американская провинция. Основная масса алмазоносных кимберлитов Северной Америки расположена на архейских кратонах Слейв и Сьюпириор, отделенных друг от друга Транс-Гудзонским складчатым поясом свекофеннского возраста, возникшим около 1,9–1,8 млрд лет назад при формировании Мегатеи. Помимо кимберлитов, в краевых частях Северо-

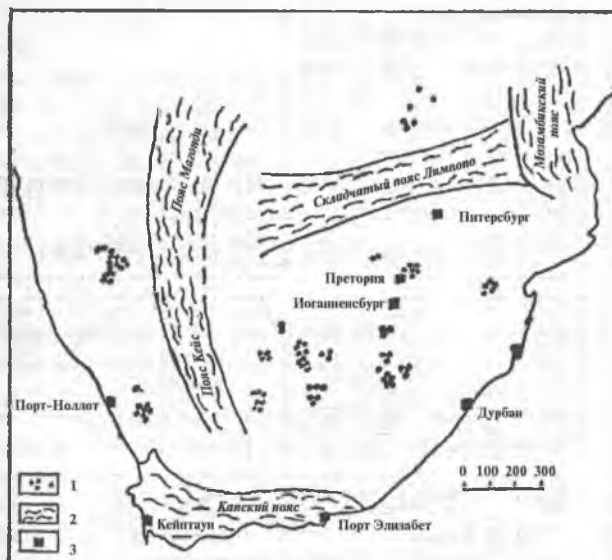


Рис. 10.7. Схема расположения кимберлитов на территории Южной Африки:

1 — расположение кимберлитовых трубок (Трофимов, 1980); 2 — складчатые пояса: пояса Лимпопо, Кейс и Магонди образовались около 2,0–1,8 млрд лет назад, Мозамбикский пояс — позднепалеозойский, Капский пояс — раннепалеозойский (Хаин, 2001); 3 — города провинции. Поле кимберлитов к югу от пояса Лимпопо располагается на архейском кратоне Каапвааль, а к северу от этого пояса — на архейском кратоне Зимбабве. Западные поля кимберлитов прорывают протерозойские образования

Американской платформы известны проявления и лампроитового магматизма (Богатиков и др., 1991). После проведения разведочных работ в 90-х годах прошлого века выяснилось, что кратон Слейв может стать одной из богатейших алмазонасных провинций мира. Часть кимберлитовых тел Северной Америки оказались расположенными не на архейской, а на протерозойской коре. Происхождение этих кимберлитов было связано либо с рифейскими импульсами железонакпления, либо с тем, что протерозойские образования Северной Америки в свое время были надвинуты на архейскую кору.

Западно-Австралийская провинция. Аналогичная ситуация наблюдается и в Западной Австралии. Как описывается в фундаментальной монографии А. Джейкса и др. (1989), основное структурное положение кимберлитовых и лампроитовых интрузий в Западной Австралии определяется нахождением их в пределах раннепротерозойских подвижных зон, располагающихся по границам архейских ядер (рис. 10.8). Здесь, под выполненной рифейскими отложениями впадиной Кимберли предполагается существование архейского блока, окруженного с юга и востока раннепротерозойскими складчатыми системами, соответственно Кинг-Леопольд и Холлс-Крик. Возраст

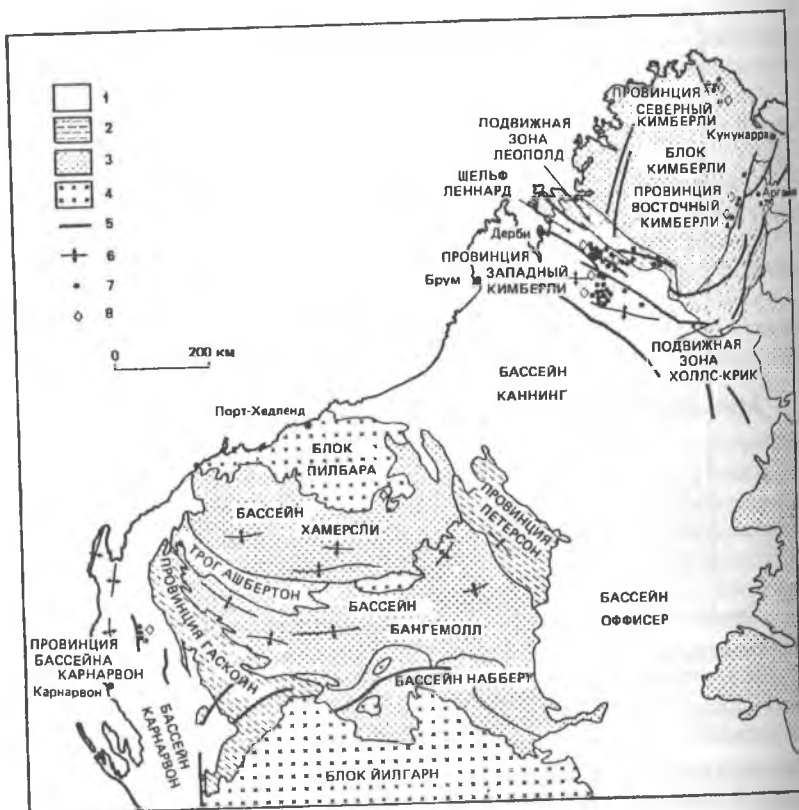


Рис. 10.8. Основные тектонические структуры Западной Австралии и размещение кимберлитовых и лампроитовых провинций:

1 — регионы, перекрытые фанерозойскими отложениями; 2 — протерозойские складчатые пояса; 3 — протерозойские бассейны; 4 — архейские кратоны; 5 — разломы; 6 — оси складок; 7 — интрузии лампроитов и кимберлитов; 8 — месторождения алмазов

заклучительных деформаций (кратонизации) всей этой области Западной Австралии оценивается как 1,85–1,89 млрд лет (Хаин, 2001). Отсюда можно заключить, что, как и в Северной Америке, большая часть кимберлитовых и лампроитовых интрузий Западной Австралии возникла на архейской коре, а соответствующие глубинные расплавы под ней возникли во время ранне-архейского эпизода поддвига плит. То, что в Австралии, как и в Северной Америке, встречаются и кимберлиты и лампроиты, может свидетельствовать о том, что эти кратоны при расколе Моногеи последовательно дрейфовали из тропического пояса в бореальный, а при формировании Мегагеи вновь попадали в тропический пояс.

Якутская алмазоносная провинция расположена в восточной половине Сибирской платформы. Тектоническое строение Сибирской платформы детально описано в работе В. Е. Хаина (2001). Фундамент Сибирской платформы выходит на поверхность в двух крупных щитах на севере — в Анабарском, а на юго-востоке — в Алданском щите. Алмазоносными являются, в основном, Анабарский мегаблок и, частично, Алданский мегаблок (рис. 10.9). Центральная часть Алданского мегаблока сложена гранит-зеленокаменными породами, среди которых преобладают позднеархейские образования возрастом около 2,75 млрд лет, хотя встречаются и среднеархейские возрасты. В составе Анабарского массива выделяются три блока, разделенные поясами складчатости возрастом около 1,9–1,8 млрд лет, вдоль которых происходит подвиг западных блоков под восточные. Возрасты западного (Маганского) и центрального (Далдынского или Центрально-Анабарского) блоков равны 3,2 млрд лет. Причленение западного (Тунгусского) мегаблока к остальным частям Сибирской платформы, по-видимому, произошло во второй половине раннего протерозоя около 1,9–1,8 млрд лет назад, поскольку именно этому времени соответствует эпоха кратонизации платформы, тогда как в раннем рифее (т. е. при разрушении суперконтинента Мегатейя) уже началась авлакогенная стадия развития Сибирской платформы. О возрасте западного (Тунгусского) мегаблока судить трудно, поскольку он перекрыт мощной толщей платформенного чехла.

Однако тот факт, что в Енисейском кряже и на юго-западе мегаблока обнажаются породы архейского возраста, по нашему мнению, свидетельствует о том, что и сам мегаблок характеризуется архейским возрастом. Судя по геофизическим данным, Байкало-Таймырский шовный пояс представляет собой зону поддвига плит, вдоль которой Тунгусский мегаблок пододвигается под Анабарский мегаблок. В этом случае, например, происхождение полей развития кимберлитов начиная от Мирнинского до Далдынского и Верхнемунского, а также мезозойских диатрем, примыкающих к Анабарскому щиту (см. рис. 10.9), можно объяснить затягиванием железистых осадков раннепротерозойского Центрально-Сибирского палеоокеана под Меганский и Анабарский архейские мегаблоки. Во всех этих случаях расстояние между фронтом зоны субдукции Байкало-Таймырской шовной зоны и этими полями распространения кимберлитов как раз составляет 400–500 км. Все же восточные поля распространения кимберлитов, по-видимому, связаны с зонами поддвига Маганского блока под Далдынский и Далдынского блока под восточный Хапчанский блок.

Таким образом, на Сибирской платформе, как и в Южной Африке, мы имеем дело с формированием кимберлитовых пород за счет затягивания раннепротерозойских пелагических (железистых) осадков тропической зоны под архейские кратоны. В противоположность этому, лампроитовый магматизм Алданского щита указывает на то, что этот щит в раннем протерозое мог какое-то время располагаться и в бореальной или даже в полярной

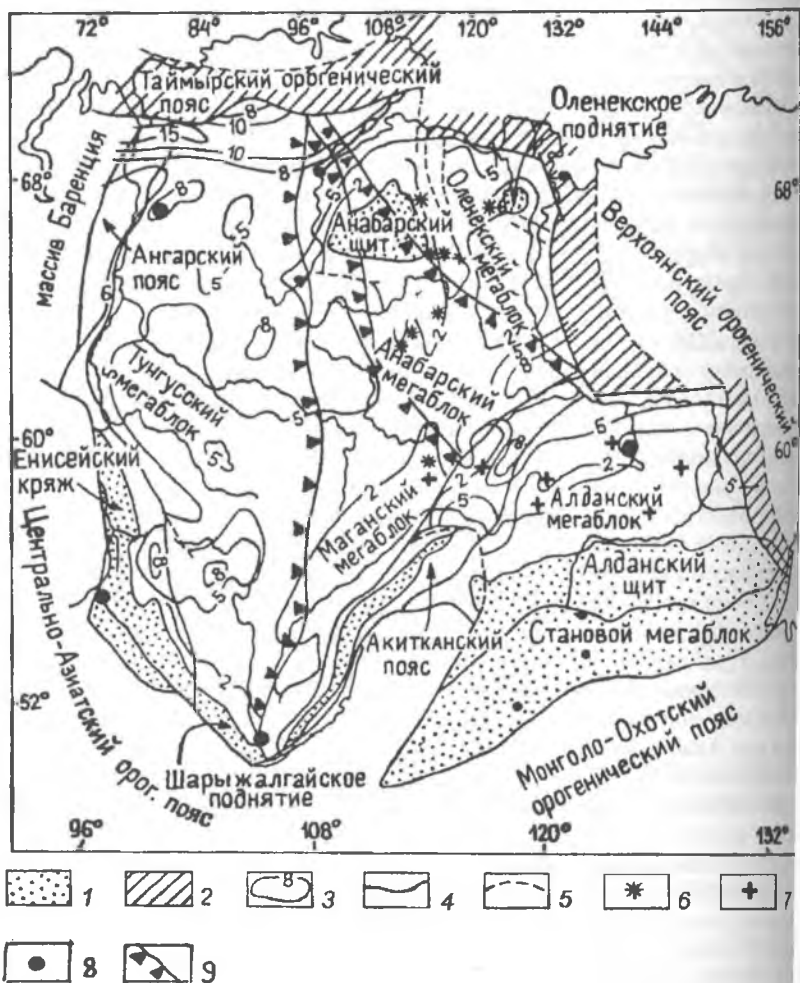


Рис. 10.9. Тектоническая карта-схема Сибирского кратона (по Rosen et al., 1994, взято из монографии В. Е. Хаина) с изменениями:

1 — области основных выходов фундамента на поверхность; 2 — палеозойские и мезозойские надвигов пояса периферии кратона; 3 — мощность платформенного чехла (контуры, в км); 4 — главные сuture; 5 — разломы в платформенном чехле; 6 — пояса кимберлитов; 7 — то же с коровыми ксенолитами; 8 — скважины, вскрывшие докембрийский фундамент; 9 — предполагаемые зоны поддвига плит вдоль Байкало-Таймырской сuture и восточных блоков Анабарского массива (наша интерпретация)

зоне и под него затягивались обедненные карбонатами, но обогащенные кремнеземом, магнием и калием осадки высоких широт.

Балтийский щит. Для прогноза местоположения щелочно-ультраосновного и алмазоносного магматизма в этой алмазоносной провинции наиболее важной задачей является нахождение раннепротерозойских шовных структур свекофеннского возраста — следов бывших зон поддвига плит океанической коры под архейские кратоны и определение направления их падения. После распада суперконтинента Монгоя около 2,4–2,2 млрд лет назад геодинамическая обстановка на Балтийском щите сменилась режимом повсеместного сжатия. Закрытие раннепротерозойских океанических бассейнов около 2,0–1,8 млрд лет назад сопровождалось широкомасштабным поглощением океанической коры в зонах поддвига плит к юго-западу от Кольской архейской литосферной плиты. В результате произошедшей после этого коллизии ранее обособленных архейских микроконтинентов и террейнов произошла консолидация Карело-Кольского мегаблока и Свекофеннской области с образованием эшелонированных шовных зон — следов бывших зон поддвига плит. Особенности пространственного расположения, внутреннего строения и возраст образования вулканогенно-осадочных комплексов позволяют предположить наличие в Карело-Кольском мегаблоке, по крайней мере, 4–5 зон палеосубдукции, падающих на северо-восток (рис. 10.10). И с каждой такой зоной палеосубдукции может быть связана своя зона проявления кимберлитового и щелочно-ультраосновного магматизма. Окончательное закрытие Свекофенских океанов произошло около 1,9–1,8 млрд лет назад. С тех пор и до наших дней Карело-Кольский мегаблок архейской коры и примкнувшие к нему раннепротерозойские структуры Свекофенниды характеризуются только платформенными режимами развития континентальной коры.

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карбопатитами называют эндогенные скопления карбонатов, пространственно и генетически связанных с формациями ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов. В настоящее время в мире известно уже более 400 массивов интрузивных пород, с которыми ассоциируют карбонатитовые месторождения. Среди них крупнейшими являются: Араша (Бразилия), Гулинское (Сибирь), Ковдор (Кольский полуостров), Сокли (Финляндия), Палабора (Ю. 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

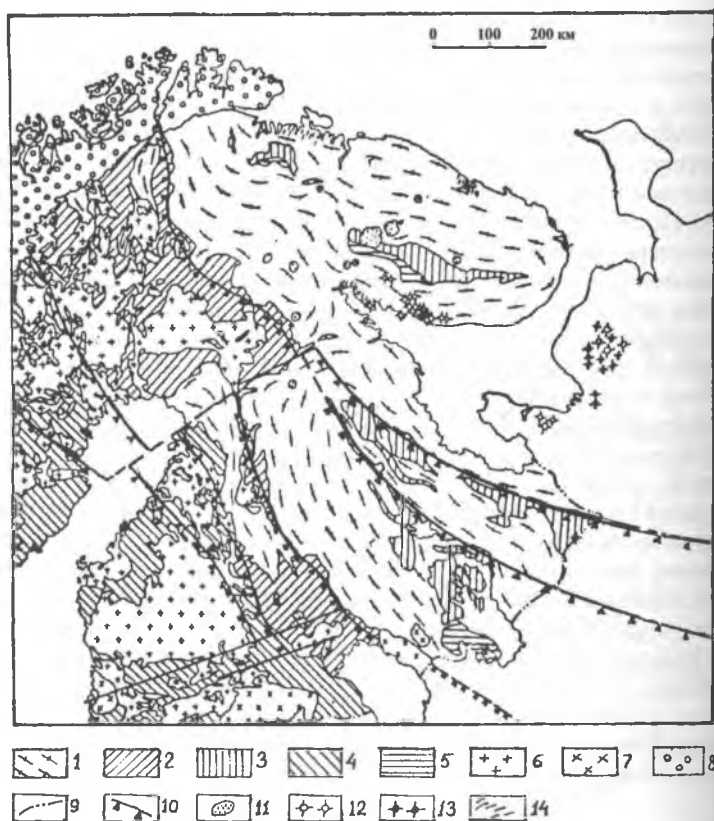


Рис. 10.10. Схематическая геологическая карта восточной части Балтийского щита:

1 — континентально-коровые ассоциации архея; 2–3 — осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы возраста 2,5–2,2 млрд лет; 2 — островодужные и офиолитовые; 3 — рифтогенные, островодужные и офиолитовые; 4–5 — осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы возраста 2,2–1,9 млрд лет; 4 — островодужные и офиолитовые, 5 — рифтогенные, островодужные и офиолитовые; 6 — свекофенские (1,9 млрд лет) граниты и гранитоиды; 7 — граниты рапакиви (1,4 млрд лет); 8 — аллохтонные покровы каледонского возраста; 9 — граница распространения палеозойского осадочного чехла Русской платформы; 10 — зоны субдукции и направления подвига океанических плит раннепротерозойского возраста (1,9–1,8 млрд лет); 11 — интрузии щелочно-ультраосновного состава; 12 — трубки взрыва пикритового и мелилититового составов; 13 — кимберлиты; 14 — дайки щелочно-ультраосновного и основного составов

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); сульфидные (с пирротинном, халькопиритом, пиритом и др.

сульфидами). Для них характерно среднее содержание CO_2 , равное 4 %. 2. Карбонатитоиды карбонатно-силикатные, алюмосиликатные, фосфатные, оксидные, сульфидные. В них содержится в среднем 15 % CO_2 . 3. Карбонатиты — породы со средними концентрациями 35 % CO_2 .

Рудоносные массивы обычно формируются в течение 10–100 млн лет в два этапа: раннемагматический и позднемагматический. Первый этап разделяется на четыре стадии: гипербазитовую (дуниты, перидотиты), щелочную гипербазитовую (щелочные пироксениты, биотитовые перидотиты); ийолит-мельтейгитовую и нефелиновых сиенитов. Позднемагматический или собственно карбонатитовый этап также разделяется 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 штокверы.

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: нефелин-пироксеновых, пироксен-флогопитовых и пироксен-амфиболовых.

Согласно данным Л. С. Бородина выделяются четыре петрологические группы карбонатитовых систем: магматическая (мантийная щелочная ультраосновная и базальтовая) (см. 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, пироксеновых карбонатитов, редкоземельных карбонатитов, флюоритовых карбонатитов и апатит-нефелиновых руд. В вертикальном разрезе карбонатитовых систем 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 вулкано-плутонических комплексах. Широким развитием пользуются силикатные карбонатитоиды (оливиниты, мелилитовые и монтичеллитовые породы). Собственно карбонаты 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) (см. рис. 1.8), перовскит-магнетитовые (Кугдинское), флогопитовые (Одихинча, Ковдор), редкоземельные (Маунт Пасс, США). С глубины 2 км развиты редкометалльные, урановые и медные месторождения: гатчеттолитовые и пироксеновые руды в карбонатитоидах и карбонатах (Араша, Бразилия; Сокли, Финляндия); кальцититовые и бадделеитовые в карбонатах; халькопиритовые (Палабора, Ю. Африка). Абиссальная (плутоническая) фация (6,0–12,0 км). Широко развиты пироксениты и карбонаты, с которыми ассоциирует редкометалльное оруденение, представленное гатчеттолитовыми, пироксеновыми, колумбитовыми, паризит-бастнезитовыми и моноцитовыми рудами. Вертикальный диапазон развития продуктивной минерализации карбонатов значителен. Наиболее продуктивными являются массивы УЩК умеренного эрозионного среза при ограниченном развитии вулканических фаций, но на глубину один тип оруденения может сменяться другим — по мере того, как меняется состав самих комплексов УЩК. Так, Белозиминское месторождение характеризуется переходом от железных и фосфорных руд на глубоких и средних горизонтах к уран-ниобиевым и редкоземельным — на средних, свинцово-цинковым — на малых.

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 объяснении происхождения карбонатитовых месторождений в настоящее время конкурируют две гипотезы — магматическая и гидротермальная. В доказательство каждой из них приводятся объективные геологические и экспериментальные данные. Из приведенных выше материалов следует, что формирование этих рудных образований тесно связано с эволюцией щелочного ультраосновного магматизма, протекало в закрытых системах и начиналось с несомненно магматических процессов, а завершалось гидротермальными метасоматическими преобразованиями.

Температурный режим, восстановленный по анализу минеральных равновесий и данных по изучению флюидных включений, составлял для: 1) раннемагматического этапа — 1300–1060 °С. Образование ультрабазитов — 1300 °С, мелилитовых пород — 1270 °С, ийолитов — 1060 °С; 2) карбонатитового этапа — 650–260 °С. Рудные фации от ранних к поздним формировались

при температурах от 650 до 260 °С. Литостатическое давление согласно материалам палеореконокструкций, при образовании месторождений в карбонатитоидях 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 окисла 0,1–1,0 %, которые повышаются 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 бастнезит-паризит-монзонитовых карбонатитов, аккумулирующих львиную долю мировых запасов редкоземельных элементов. Крупнейшим месторождением этих элементов является Маунтин-Пасс (США), где концентрация TR_2O_5 составляет от десятых до единиц процента, достигая в коре выветривания 20 %. Важную роль играют апатит-магнетитовые с форстеритом и флогопитом месторождения, 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 %, значительные запасы апатита с концентрацией P_2O_5 — 10–15 %, а в коре выветривания до 25 % и промышленные резервы флогопита.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РУДОНОСНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ И КИМБЕРЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Ареалы развития карбонатитового и кимберлитового магматизма первого порядка — провинции соответствуют территориям древних платформ: Северо- и Южно-Американской, Африканской, Восточно-Европейской, Сибирской, Китайской, Индийской, Австралийской, Антарктической, а в отдельных случаях — срединных массивов в фанерозойских складчатых поясах (рис. 10.11). Впервые это было проиллюстрировано на основе представительных данных А. А. Фроловым и др. (2003, 2005). Отдельные области внутри платформ претерпели интенсивное сводообразование и рифтогенез над центральными частями восходящих мантийных плюмов с концентрацией значительного числа карбонатитов и родственных им магматических пород — пикритов и альнеитов (а во многих провинциях также траппов), сменяющихся на периферии сводов кимберлитами. Эти области представляют собой субпровинции. Так, в восточной части Кольско-Двинской субпровинции выделяется кимберлитовый район Зимнего берега, а в западной — район проявления карбонатитового магматизма — Северная Карелия и Мурманская область.

Массивы УЩК, альнеитов, пикритов и алмазоносных кимберлитов в тектоническом, возрастном, геохимическом и петрологическом отношении

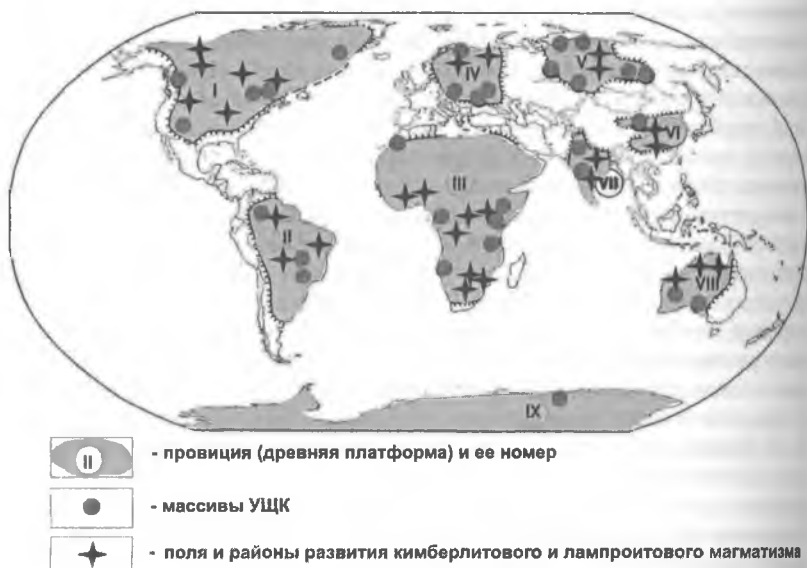


Рис. 10.11. Провинции УЩК и кимберлитов мира (по А. А. Фролову и др., 2005):

I — Северо-Американская; II — Южно-Американская; III — Африканская; IV — Восточно-Европейская; V — Сибирская; VI — Китайская; VII — Индийская; VIII — Австралийская; IX — Антарктическая

являются родственными магматическими образованиями, образующими единый карбонатит-кимберлитовый формационный ряд, формирование которого на древних платформах связано с процессом их рифтогенной тектономагматической активизации. Расширение масштабов проявления магматизма УЩК и кимберлитов происходило близсинхронно (с преобладающим отставанием по времени кимберлитов) и достигло максимума в мезо-кайнозое. Внедрение высокопродуктивных массивов УЩК и кимберлитов контролировалось зонами трансконтинентальных линеаментов. При этом карбонатитовые комплексы локализовались в рифтовых структурах, преимущественно наложенных на протерозойские пояса. Промышленно алмазонасные кимберлиты в подавляющей своей массе находятся в пределах архейских кратонов.

Минерагенический потенциал магматизма УЩК определялся масштабами проявления отдельных его фаз, незначительным уровнем эрозионного среза массивов и возрастал со временем (от докембрия к мезозою), тогда как средний уровень алмазонасности полей кимберлитов и лампроитов снижался. Различия в минерагенической специализации, продуктивности и эволюции этих магматических образований определялись связанными между собой структурно-тектоническими и глубинными петрологическими условиями формирования. Наиболее редкометалльные (тантал, ниобий, редкие земли,

цирконий) карбонатитовые комплексы контролируются участками пересечения зон континентальных рифтовых структур с поперечными тектоническими нарушениями с ярко выраженным кольцевым типом внутреннего строения. Для них характерны развитие карбонатитовых фаз, а также умеренный уровень эрозионного среза массивов и преимущественно рифейский или мезозойский возраст. В это время отмечаются максимальные в истории Земли проявления рифтогенной активизации платформ.

В мире выявлено более 300 массивов УЩК, а кимберлитовых тел насчитывается несколько тысяч (алмазонасными из них являются первые сотни). Однако масштабы кимберлитового магматизма по общему его объему на два порядка уступают магматизму УЩК. Площади выходов массивов УЩК в среднем на 2–3 порядка превышают площади кимберлитовых трубок, достигая иногда первых сотен и даже тысяч квадратных километров (Томторский и Гулинский массивы). Для подавляющей части и тех, и других характерна в целом трубообразная форма, но кимберлиты переходят в дайкообразные тела на относительно меньших глубинах (обычно около 1 км от дневной поверхности). Типичными примерами и тех, и других являются Ковдорский массив с уникальным фосфорно-железо-циркониевым оруденением на Кольском полуострове и кимберлитовая трубка им. В. Гриба в Архангельской области. Становление карбонатитов и кимберлитов контролируется элементами внутриплитных разрывных структур, соответствующих этапам сводовой деструкции литосферы, связанной с воздействием мантийных плюмов. Как правило, центральные зоны таких областей в субпровинциях соответствуют протерозойским подвижным поясам, в пределах которых проявлены более поздние рифтогенные структуры (Богатиков и др., 1999; Веричев и др., 2003).

Анализ тектонической позиции 156 массивов УЩК и более 200 кимберлитовых тел мира, проведенный С. В. Беловым и др. (2008) по возрасту кристаллического фундамента, ориентировке и числу контролирующих массивы глубинных и локальных разломов, положению массивов по отношению к рифтовым структурам, показал следующее. Сходство в тектоническом положении массивов обоих типов ограничивается их общей приуроченностью к зонам глубинных разломов преимущественно субмеридиональной ориентировки, прежде всего на участках их пересечения с региональными разрывными нарушениями других направлений. По остальным позициям отмечаются противоположные тенденции. Кимберлиты находятся на значительном удалении от рифтовых структур в пределах архейских кратонов. Массивы УЩК, наоборот, в основной своей массе приурочены к континентальным рифтам в пределах протерозойских подвижных поясов. Типичным примером этого является Африканская провинция (платформа) магматизма карбонатит-кимберлитовой группы формаций (рис. 10.12).

Масштабы проявления магматизма УЩК по основным его фазам и связанного с ними оруденения значительно варьировали. Максимумы проявления отмечены для ультрамафитов и ийолитов — в палеозое

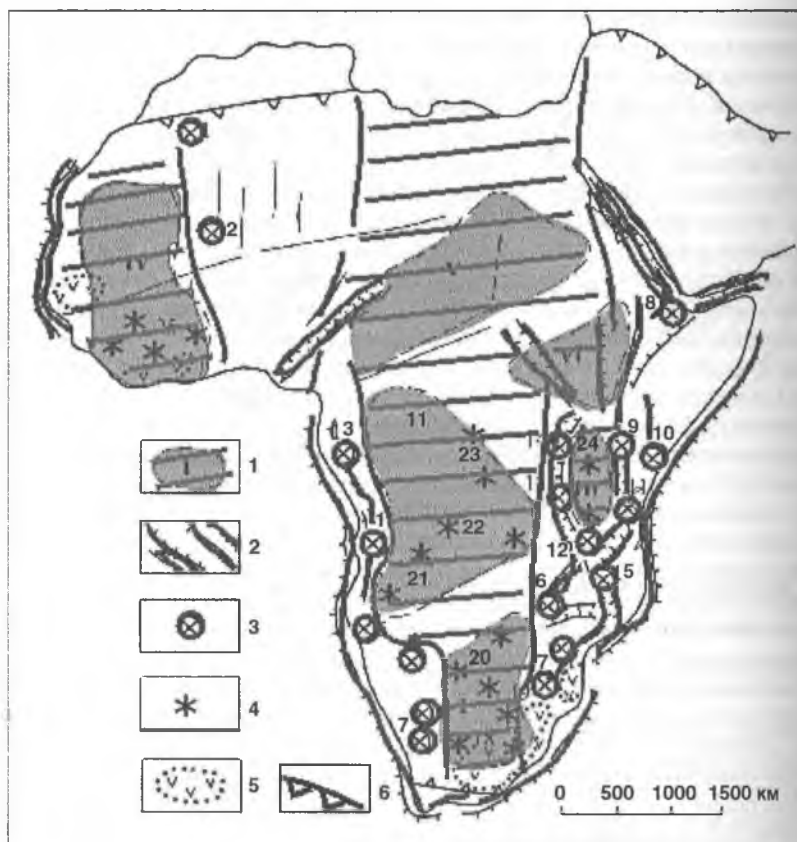


Рис. 10.12. Тектоническая позиция массивов УЩК и кимберлитов в пределах Африканской провинции:

1 — архейские кратоны зоны пониженных тепловых потоков; 2 — континентальные рифты; 3 — массивы УЩК; 4 — кимберлитовые поля; 5 — области развития траппов; 6 — граница платформ

и мезозое, карбонатитов — в рифее и мезозое (табл. 10.1, 10.2). При этом хорошо видно, что максимумы запасов руд титана, фосфора и железа четко коррелируют с проявлением ультрамафитовой и фойдолитовой фаз комплексов. Большинство типов руд, в особенности редкоземельных, ниобиевых и флюоритовых, прямо связаны с масштабами проявления карбонатитов. В кайнозое отмечается спад интенсивности магматизма и масштабов оруденения.

В распределении районов проявления кимберлитового и карбонатитового магматизма может иметь место некоторая асимметричность, что

Таблица 10.1. Геологические характеристики карбонатитовых комплексов по основным геологическим эпохам (по А. А. Бурмирову)

Эпохи	Общая площадь (км ²)		Средние объемы основных типов пород (% от массива)				Средние объемы фаций в массивах, (%)		
	Массивов в целом	Карбонатитов	Ультрабазиты	Йолиты	Сyenиты, нефелиновые сyenиты	Карбонатиты	Вулканическая	Субвулканическая	Интрузивная
PR ₁	92	23	32	4	11	54	0	0	100
PR ₂	1129	36	21	11	41	27	0	0	100
PR ₃	497	119	17	9	28	46	0	0	100
PZ	1809	69	23	44	18	16	2	1	97
MZ	2968	227	19	19	24	38	8	5	87
KZ	527	53	14	9	32	45	12	12	76

Примечание. Значения параметров, значительно превышающие средние по эпохам, выделены жирным шрифтом

Таблица 10.2. Усредненные параметры рудоносности (суммарные запасы) карбонатитовых комплексов по основным геологическим эпохам (по А. А. Бурмирову)

Эпохи	Nb ₂ O ₅	TR ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Fe	Ti	CaF ₂	Ta ₂ O ₅	ZrO ₂	U ₃ O ₈	ThO ₂
PR ₁	15	12	826	500	0	0	20	50	50	1
PR ₂	2	6	318	456	6	0	3	0	3	0
PR ₃	83	479	713	262	53	7	16	50	51	0
PZ	11	10	2236	786	81	0	21	630	20	0
MZ	55	185	1138	1378	287	16	1	50	51	1
KZ	7	8	373	537	50	12	0	200	1	0

Примечание. Значения Fe, Ti, а также оксидов Nb, TR, P даны в млн т, остальные в тыс. т. Значительно превышающие средние значения по эпохам выделены жирным шрифтом.

определяется взаимным расположением протерозойских поясов и архейских кратонов в ареале развития рифтогенной активизации. Так, в Сибирской провинции западная ее часть (вдоль Таймыро-Ангарского рифта) насыщена карбонатитами, а восточная (в пределах архейских кратонов Якутии) — кимберлитами. Размеры кимберлитовых трубок в плане измеряются гектарами и редко достигают 1,5 км², тогда как у карбонатитов эрозионные

выходы составляют десятки квадратных километров, а для таких как Томтор — 250 км², Хибинский и Гулинский массивы — более 1000 км².

В массивах карбонатитов доминировала умеренно динамически активная обстановка, с явлениями магматического диапиризма, обеспечившего зонально-кольцевое (с элементами радиально-лучевого) строение внедрившихся тел при длительном (десятки и первые сотни миллионов лет) их становлении (Белов и др., 1999). И наоборот, для кимберлитовой магмы типичной была обстановка высокоскоростного лифтинга с кумулятивно-эксплозивными деформациями. Первая выплавка магмы из мантийного субстрата использовала наиболее проницаемые в земной коре рифтовые структуры растяжения, возникавшие в апикальных частях крупных сводов, образовывавшихся в связи с поднятием мантии и развитием плюмов. Этот этап отвечает времени становления карбонатитовых массивов (рис. 10.13). Дальнейшая эволюция сводов приводила к тому, что из-за активного развития деформаций на их бортах они в свою очередь оказывались высокопроницаемыми. Поэтому запаздывающая и глубже генерируемая кимберлитовая магма прорывалась вверх уже на бортах и склонах сводовых поднятий по возникшим разрывным структурам, удаленным от рифтовых осей сводов.

Статистический анализ возрастных взаимоотношений кимберлитов и комплексов УЩК на примере отдельных платформ показал, что начало проявления магматизма УЩК в ряде провинций приходится, как правило, на более ранние эпохи. Но при этом максимумы его развития обычно близсинхронны с кимберлитовыми. По всей вероятности, более проницаемые рифтовые структуры растяжения, возникавшие в апикальных частях крупных сводов над мантийными плюмами, определяли несколько более раннее в целом становление массивов УЩК. Процессы формирования мантийных плюмов проявлялись по крайней мере с раннего протерозоя, что приводило к вспышкам щелочно-ультраосновного магматизма, наиболее значительные из которых были в рифее-венде, раннем-среднем палеозое и мезозое. Общее возрастание масштабов кимберлитового магматизма со временем сопровождается общей тенденцией снижения средней алмазонасности тел в полях относительно более молодого возраста. Эта же тенденция характерна и для родственных им лампроитов (Австралия, Западная Африка, Северная Америка). Суммарная продуктивность (общие запасы руд) комплексов УЩК достигала максимума в эти же эпохи. Однако абсолютные максимумы развития ведущих типов оруденения приходится преимущественно на более поздние эпохи: рифей — венд (ниобий, редкие земли, уран), палеозой (тантал, цирконий, фосфор), мезозой (железо, титан, уран, флюорит, флогопит) и кайнозой (барит) (см. табл. 10.2). Эти закономерности соответствуют общему увеличению масштабов щелочного магматизма в мире от древних к более молодым эпохам, обоснованному Л. Н. Когарко (1998).

Резкое отличие в тектонической позиции кимберлитов и карбонатитов наблюдается и в их положении по отношению к рифтовым структурам, что

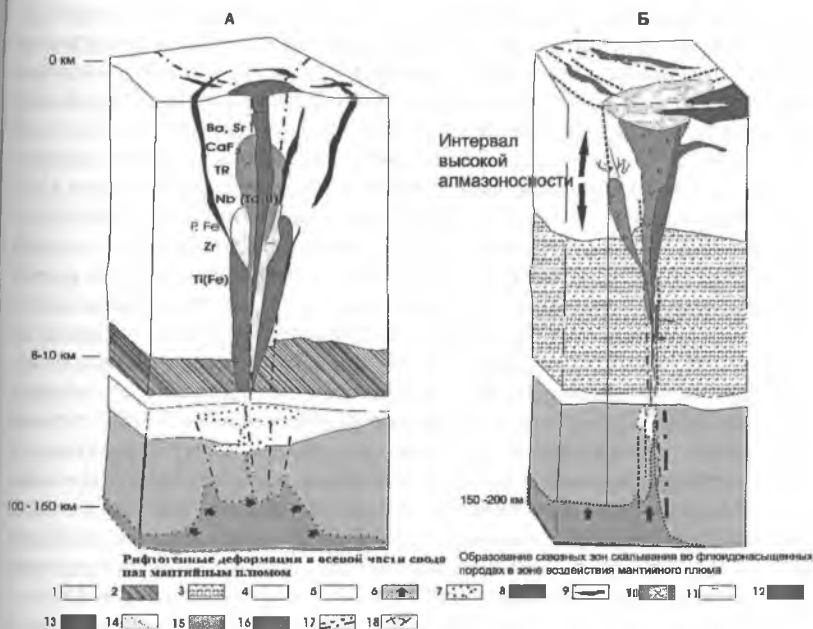


Рис. 10.13. Модели рудоносных комплексов УЦК (А) и кимберлитов (Б):

1 — платформенный чехол; 2 — протерозойский фундамент; 3 — архейский фундамент; 4 — метасоматизированная мантия; 5 — деплетированная мантия; 6 — мантийный диапир (стрелками показано направление распространения диапира); 7 — магматические очаги в мантии; 8–12 — состав комплексов УЦК: 8 — карбонатиты (вулканической и интрузивных фаций); 9 — карбонатитовые дайки (жилы); 10 — нефелиновые сyenиты; 11 — фойолиты; 12 — ультрабазиты; 13 — траппы; 14–18 — состав кимберлитовых массивов: 14 — кратерная фаза; 15 — кимберлитовые и автолитовые брекчии; 16 — порфировые кимберлиты подводящих каналов диатремы и кимберлиты силлов; 17 — тектонические нарушения разных рангов; 18 — кимберлитовые штокверки

отражается в геофизических полях районов их локализации: кимберлиты находятся в областях с мощной (до 50 км) корой и низким тепловым потоком (20–30 мВт/м²). Карбонатиты же тяготеют к рифтам с высоким тепловым потоком (более 100 мВт/м²) и с пониженной мощностью коры (35–40 км) над выступами разуплотненной мантии. В распределении районов проявления кимберлитового и карбонатитового магматизма может иметь место некоторая асимметричность, что определяется взаимным расположением протерозойских поясов и архейских кратонов в ареале развития рифтогенной активизации. Так, в Сибирской провинции западная ее часть (вдоль Таймыро-Ангарского рифта) насыщена карбонатитами, а восточная (в пределах архейских кратонов Якутии) — кимберлитами.

Алмазоносные кимберлиты в пределах соседних архейских кратонов часто приурочены к зонам скрытых под платформенным чехлом древних

глубинных разломов, заложившихся преимущественно еще в архейско-раннепротерозойский этап. Эти факторы определяют черты сходства в тектонической позиции и тех, и других, которые заключаются в контроле основной их массы линеаментами преимущественно субмеридиональной ориентировки, а для кимберлитов — также и северо-восточной. Первые по данным И. Н. Томсона и др. (Линеamentная..., 1990) являются наиболее древними и мощными расколами земной коры, уходящими глубоко в мантию. В значительной степени такая позиция определяет то, что общей чертой рассматриваемых магматических образований является преимущественно вулканоплутонический тип многофазных построек в форме штоков и трубообразных тел, с глубиной постепенно переходящих в дайки (см. рис. 10.13).

Контрастный состав различных фаз комплексов УЩК по сравнению с кимберлитами очевиден. В первых возникла широкая дифференцированная серия, включающая основные интрузивные фазы (от ранних к поздним): ультрамафиты, фойдолиты, нефелиновые сиениты, карбонатиты (от ранних кальцитовых к более поздним доломитовым, анкеритовым и сидеритовым) и их вулканические аналоги, а также пикритовые порфириды-альениты и иногда турьяиты; во вторых — только различные типы кимберлитов (туфы, автолитовые брекчии, порфиновые разновидности), фиксирующих лишь разные порции практически недифференцированного расплава. Вертикальная протяженность крупных массивов УЩК составляет, по геофизическим данным, 5–15 км.

По данным изучения расплавных включений из форстерита и диопсида и газовой-жидких включений апатитов из карбонатитов и флогопитовых руд Ковдора (Прокофьев и др., 2005), температуры расплава составили 710–850 °С, растворов — 550–293 °С, содержание воды в расплаве — 4,4–2,1 мас.%. Содержание солей в жидких карбонатитовых включениях — 25,5–7,3 %, состав которых соответствует системе $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{K}_2\text{CO}_3$. Анализ водных вытяжек показал, что в растворе преобладают (г/кг H_2O): Na^+ — 39, K^+ — 44,8, Ca^{2+} — 174,4, Mg^{2+} — 177,4, HCO_3^- — 1294,8, SO_4^{2-} — 65, Cl^- — 94,9. Давления воды флюида при температуре кристаллизации расплава около 500 °С составляет 1900–2100 бар. По данным Л. Н. Когарко (1999), до 4 % фтора содержалось в уртитийолитовых магмах Хибин, что приводило к обособлению апатита.

Очевидно, процесс образования основных разновозрастных фаз массивов УЩК, обычно занимавший многие десятки и даже первые сотни миллионов лет, был дискретным. Выплавки повторялись во все более интенсивно метасоматизированной мантии, возможно, с разных ее уровней, на которых уже предварительно (за исключением первой фазы ультрамафитов) произошло обогащение субстрата щелочами, карбонатами, отчасти и кремнеземом (и алюмосиликатами), летучими и редкими землями. Это объясняет закономерный процесс формирования массивов в наблюдаемой последовательности. Оруденение карбонатитовых комплексов характеризуется значительными масштабами развития. Наивысшей продуктивностью обладают полно дифференцированные массивы умеренного эрозионного

среза, овальной и округлой формы в плане, больших размеров, многофазного длительного формирования, зонально-кольцевого строения по центростремительной схеме. В вертикальном разрезе такие массивы характеризуются прямой вертикальной зональностью оруденения: со сменой редкоземельных — монацит-паризит-бастнезитовых и флюоритовых месторождений на глубину пироксеновыми и апатит-магнетитовыми, а на глубинных горизонтах — перовскитовыми и титаномagnetитовыми.

В кимберлитах наиболее продуктивными часто являются верхние горизонты, залегающие непосредственно под кратерными отложениями (трубки Сытыканская, Айхал, Юбилейная, Аргайл, Премьер и др.).

Статистический анализ базы данных показал, что масштабы проявления магматизма по основным фазам УЩК в отдельные геологические эпохи резко возрастали (ультрабазиты и ийолиты — в палеозое и мезозое, карбонатиты — в рифее и мезозое) (Белов, Бурмистров, Флоров, 1999; Белов и др., 2008) (см. табл. 10.1, 10.2). Продуктивность массивов (средние запасы различных типов руд) коррелирует с объемами фаз рудоносного магматизма. Так, максимумы запасов руд титана, фосфора и железа возрастают с ростом масштабов проявления ультрамафитовой и фойдолитовой фаз комплексов. Большинство типов руд, но особенно редкоземельных, ниобиевых и флюоритовых тесно связаны с объемами карбонатитов. В кайнозое отмечается спад как по интенсивности магматизма, так и по запасам руд. Отчасти это связано с незавершенностью самой эпохи. С другой стороны, меньшая рудоносность массивов объясняется малым уровнем их эрозионного среза.

Минерагеническая специализация и рудоносность массивов УЩК являются, с одной стороны, отражением вертикальной зональности оруденения и уровнем эрозионного среза (в целом возрастающим для более древних комплексов), а с другой, обусловлены уровнем дифференциации родоначальной магмы, а также температурами в магматическом очаге. Известно, что при повышении температуры расплава резко увеличивается растворимость в нем бадделита, ильменита и витлокита (фосфата кальция). По оценкам различных исследователей, обобщенным в работе О. Б. Дудкипа (1977), кларк накопления фосфора в щелочных базальтоидах рифтовых зон достигает 3,11, что значительно выше, чем для других магматических пород. На ийолиты и уртиты Кольского региона приходится 70 % запасов P_2O_5 этого региона, а на карбонатиты — 25 %, при общей доле их в площади выходов массивов УЩК — 35 и 7,7 %, соответственно.

На основании исследования развития алмазоносного кимберлитового и лампроитового магматизма во времени А. А. Бурмистров (2005, 2007) выявил следующие важные факты: а) отмечается спад продуктивного магматизма в начале позднего докембрия и в перми и триасе; б) средняя продуктивность трубок в алмазоносных полях в целом снижается от древних к молодым эпохам в связи с тем, что в полях молодого возраста промышленно алмазоносные массивы находятся среди большого числа неалмазоносных

трубок (например, миоценовые трубки Мизери, Панда, Коала, Лесли в поле Лак де Гра среди нескольких десятков неперспективных кимберлитов этого возраста в субпровинции Слейв в Канаде). В результате суммарные запасы месторождений более молодого возраста возрастают, но в меньшей степени, чем масштабы кимберлитового магматизма. Максимальных содержаний алмазов в кимберлитовых телах следует ожидать в верхних горизонтах диатрем, особенно в их центральных зонах, в меньшей мере — в частях трубок, насыщенных ксеногенным материалом вмещающих пород, кратерных и дайковых фациях. В отрабатываемых кимберлитовых трубках Африки содержание алмазов составляет не выше 1 кар/т, более высокие содержания в канадских кимберлитах, но самые продуктивные трубки — в Якутии. Здесь концентрации алмазов достигают нескольких кар/т (трубки Интернациональная, Ботуобинская, Нюрбинская).

Большое значение также имеет развитие автолитовых брекчий и порфировых кимберлитов с автолитами, широко развитых, в частности, на наиболее продуктивной в Архангельском регионе трубке им. В. Гриба. Автолиты представляют собой округлые образования ликвационной природы, в которых концентрируется оксидная фаза, карбонат и ряд некогерентных элементов (Геология и генезис..., 1989). Можно предположить, что в результате развития этих процессов в расплаве сохраняется достаточно стабильная восстановительная обстановка, что способствует сохранности алмазов. Алмазоносность кимберлитов Якутии коррелирует с масштабами проявления в них автолитовых брекчий. К тому же ряд признаков указывают на то, что кимберлитовые фазы с автолитами характеризуются относительно высокими скоростями подъема. Это создает условия для быстрой декомпрессии и ликвации, а также охлаждению магмы при интенсивной ее дегазации.

Сопоставительный анализ двух формационных типов (карбонатитов и кимберлитов) производных мантийной щелочно-ультраосновной магмы позволяет внести дополнения в традиционную стратегию прогноза, поисков и оценки комплексных (Nb, Ta, TR, P, Fe, Ti, Zr) карбонатитовых и алмазоносных кимберлитов, повысить их эффективность и ускорить открытие новых месторождений. Наиболее продуктивны по комплексным карбонатитовым и алмазоносным кимберлитовым месторождениям Сибирская, Восточно-Европейская, Африканская и Северо-Американская платформы, а Южно-Американская, помимо того, обладает большими перспективами выявления богатых ниобиевых, титановых и фосфорных руд в карбонатитовых корах выветривания. Примечательно, что установленные закономерности подтверждаются открытиями последних лет. Так в зоне Кандалакшского рифта на Кольском полуострове обнаружен Кандагубский карбонатитовый массив, а в северо-восточном борту этого рифта — группа алмазоносных кимберлитовых трубок Архангельского района. На Сибирской платформе в зоне Уджино-Виллоевского рифта выявлен Мальджангарский карбонатитовый объект в Прианабарье, а в пределах Тунгского архейского кратона

между Уджино-Вилуйским и Вилпойским рифтами — высокопродуктивные Нюрбинская, Ботуобинская и др.

На территории Сибирской платформы новые перспективные алмазоносные площади локализуются в пределах Вилуйского, Анабарского, Тунгского, Ангарского кратонов между Таймыро-Ангарским и Уджино-Вилуйским меридиональными рифтами, а также части Ангарского и Тунгусского кратонов. В зонах самих рифтов имеются реальные перспективы выявления карбонатитовых месторождений на северном и южном флангах Уджино-Вилуйского рифта и особенно в узлах сочленения Таймыро-Ангарского рифта с Подкаменно-Тунгусским, Норильским и Иркинеевским рифтами (Фролов и др., 2003, 2005).

Расширяются перспективы и на территории Восточно-Европейской платформы. Кольско-Двинская полиформационная субпровинция перспективна на открытие как карбонатитов (Онежский полуостров, Карельский и Поморский берега Белого моря), так и алмазоносных кимберлитов (в восточной части Терского берега на участке горла Белого моря, в юго-восточной части субпровинции — в районе г. Котлас. На Тимане, к северо-западу от Четласского камня, имеются хорошие перспективы на редкометалльные карбонатиты, а юго-восточнее, по мере приближения к Уралу — на алмазоносные кимберлиты. Субмеридиональная полоса от Воронежа до Петропавловска включает серию перспективных площадей.

ВЫВОДЫ

1. Массивы УЩК, альнеитов, пикритов и алмазоносных кимберлитов в тектоническом, возрастном, геохимическом и петрологическом отношении являются родственными магматическими образованиями, образующими единый карбонатит-кимберлитовый формационный ряд, формирование которого на древних платформах связано с процессом их рифтогенной тектономагматической активизации. Расширение масштабов проявления магматизма УЩК и кимберлитов происходило близсинхронно (с преобладающим отставанием по времени кимберлитов) и достигло максимума в мезо-кайнозое.

2. Вндрение высокопродуктивных массивов УЩК и кимберлитов контролировалось зонами трансконтинентальных линейментов. При этом карбонатитовые комплексы локализовались в рифтовых структурах, преимущественно наложенных на протерозойские пояса. Промышленно алмазоносные кимберлиты в подавляющей своей массе находятся в пределах архейских кратонов.

3. Минерогенический потенциал магматизма УЩК определялся масштабами проявления отдельных его фаз, незначительным уровнем эрозийного среза массивов и возрастал со временем (от докембрия к мезозою), тогда как средний уровень алмазоносности полей кимберлитов и лампроитов снижался.

4. Наиболее перспективные редкометалльные (тантал, ниобий, редкие земли, цирконий) карбонатитовые комплексы контролируются участками

пересечения зон континентальных рифтовых структур с поперечными тектоническими нарушениями, ярко выраженным кольцевым типом внутреннего строения, полнопроявленным развитием карбонатитовых фаз, умеренным уровнем эрозионного среза массивов и преимущественно рифейским или мезозойским возрастом.

5. Высокоалмазонасные кимберлиты характеризуются значительной удаленностью от континентальных рифтовых структур, но при этом находятся в пределах смежных с ними участков архейских кратонов, рассеянных древними глубинными разломами. Для этих массивов характерен малый уровень эрозионного среза, широкое проявление кратерных фаций, эруптивных и автолитовых брекчий, трубообразная форма с незначительным уменьшением поперечных размеров на глубину. По составу продуктивные кимберлиты характеризуются широким развитием серпентинизации и слабым проявлением магнетита, невысоким содержанием оксида титана и щелочей, повышенным содержанием водородно-углеводородной газовой фазы; наличием высокохромистового пиропса и хромшпинелида. Возраст массивов преимущественно докембрийский и палеозойский.

6. Согласно экзогенно-эндогенной модели формирования алмазонасных кимберлитов, лампроитов и родственных им пород, их образование происходило за счет затягивания по древним зонам субдукции на большие глубины под архейские щиты пород океанической коры и железистых океанических осадков раннего протерозоя. Название данной концепции подчеркивает определяющую роль в образовании алмазных месторождений раннепротерозойских терригенно-карбонатных океанических осадков как источника вещества будущих месторождений.

ЧАСТЬ III

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПОИСКОВ, ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ

За более чем 100-летнюю историю развития металлогении накопился огромный фактический материал, позволяющий сформулировать ряд фундаментальных положений. Они относятся к категории аксиом или общих законов металлогении (табл. 11.0). Наиболее полно эти законы были сформулированы В. Л. Лосем, Ф. А. Усмановым, И. С. Гольдбергом и др. (2008).

В данном разделе отметим, насколько эти утверждения способствуют совершенствованию теоретических основ поисков, прогноза и оценки минеральных ресурсов с позиции общей и эволюционной металлогении. Содержание глав 11–14 подтверждает и дополнительно обосновывает многие из приведенных в таблице 11.0 общих законов.

Таблица 11.0. Общие законы металлогении (по Ф. А. Усманову из «Комплексная переработка минерального сырья Казахстана», 2008)

Название	Формулировка
Генетический закон металлогении	В любом рудном месторождении существуют такие признаки, что его генезис является функцией от этих признаков.
Закон связи рудных месторождений с геологическими объектами	Если рудные месторождения связаны с данными объектами генетически или парагенетически, то между ними существуют также пространственная, временная и вещественная связи.
Геодинамический закон металлогении	Металлогения регионов является следствием истории их геодинамических режимов.
Закон пространственного группирования рудных месторождений	Для пространственного распределения рудных месторождений характерно их группирование (скупчивание) — площади с повышенной плотностью размещения месторождений выделяются среди площадей с меньшей плотностью их размещения или безрудных.
Закон комбинации (сочетания) факторов локализации месторождений	Размещение рудных месторождений обусловлено определенной комбинацией (сочетанием) факторов локализации (характеризующим определенную геологическую обстановку).
Закон металлогенической зональности	Если рудные месторождения связаны (генетически, пространственно) с данным геологическим объектом, то относительно этого объекта они размещены зонально.
Закон распределения запасов рудных месторождений	Распределение запасов руд или металлов рудных месторождений подчиняется показательному (экспоненциальному) закону.
Закон эволюции металлогенических эпох	Гравитационная дифференциация вещества Земли по плотности обуславливает эволюцию металлогенических эпох в направлении увеличения количества месторождений халькофильных и литофильных элементов и уменьшения сидерофильных.

Совершенно очевидно, что металлогения регионов является следствием истории их геодинамических режимов, и это мы рассмотрим в главе 11. Все остальные законы не столь очевидны и не в полной мере относятся к свойствам металлогении. В частности утверждение, что «гравитационная

дифференциация вещества Земли по плотности обуславливает эволюцию металлогенических эпох в направлении увеличения количества месторождений халькофильных и литофильных элементов и уменьшения сидерофильных». Процесс гравитационной дифференциации протопланетного вещества в большинстве гипотез происхождения и эволюции Земли играет ключевую роль. Однако отождествлять его с эволюционной металлогенией было бы большим упрощением. Иллюстрацией являются тренды эволюции многих рудных элементов, рассмотренные во второй части (главы 5–10).

Металлогеническая зональность — одна из наиболее ярко выраженных закономерностей пространственного размещения рудных месторождений. Тем не менее канонизировать это положение еще не время. Дискуссионно происхождение и структуры глобальных металлогенических поясов. Этот вопрос мы фрагментарно рассмотрим в главах 12–14. Исключительно сложна проблема зональности региональных поясов. Выделяются пояса двух типов зональности: поперечно- и продольнозональные, которые в свою очередь разделяются на поли- и монозональные, симметрично- и асимметричные.

Все остальные законы относятся к области геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, существенно различаются для разных объектов и применимы к прогнозу конкретных рудных полей и поясов, месторождений и перспективных площадей.

Глава 11

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

С учетом работ Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева, О. Г. Сорохтина, Д. В. Рундквиста, Н. В. Межеловского, В. Е. Хаина, Н. А. Богданова, В. А. Ермакова и многих других ученых для металлогении наиболее целесообразно охарактеризовать четыре основных группы геодинамических обстановок, существующих на нашей планете: океанская, субдукционная, коллизионная и внутриплитная континентальная. Конечно, этим списком далеко не исчерпывается все многообразие геодинамических обстановок, влияющих на развитие земной коры и образование полезных ископаемых. Из всего многообразия выявленных обстановок мы выбрали только наиболее существенные и лучше всего изученные.

ОКЕАНСКИЕ ОБСТАНОВКИ

К этой группе относятся срединно-океанические хребты, абиссальные впадины, межконтинентальные рифты, спрединговые окраинные моря, пул-апарт бассейны, цепи вулканических островов и гайоты.

СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ

Протяженность сети срединно-океанических хребтов превышает 60 тыс. км, ширина их колеблется в пределах от сотен до тысяч километров, а глубина океана над ними составляет 2–4 км. В пределах осевой части хребтов обычно выделяется узкая грабен-рифтовая зона шириной 10–30 км.

Главным типом рудных проявлений хребтов являются сульфидные залежи, впервые открытые в 1977 году в Галапагосском хребте. С этого времени уже более четверти века они пристально изучаются геологами ведущих стран мира: Россией, США, Францией и Англией. Наиболее существенный вклад в их исследование внесли: Л. П. Зоненшайн, П. А. Рона, А. П. Лисицин, С. Т. Краснов, С. И. Андреев, Р. С. Детрик, И. Фуке, Р. А. Милс, С. Лалу (С. Lalou) и др. Согласно представлениям Ю. А. Богданова и С. И. Андреева, в срединно-океанических хребтах имеется два типа сульфидных полей: 1) связанный с очагами базальтовой магмы и 2) ассоциирующий с серпентинитами (рис. 11.1, 11.2, 11.3, 11.4).

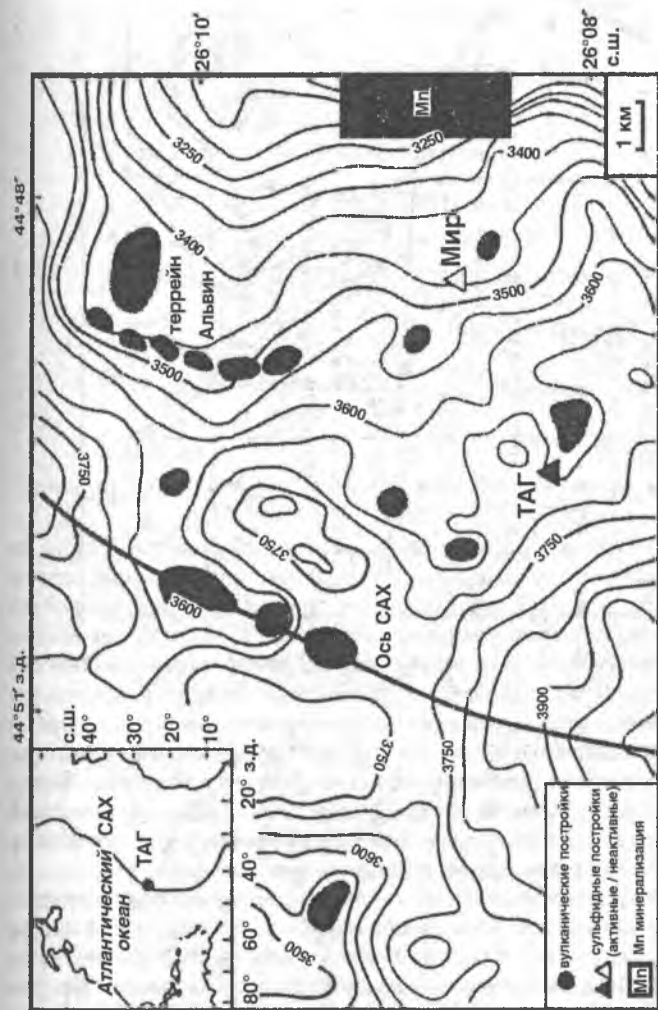


Рис. 11.1. Гидротермальное поле ТАГ с участками Мир и Альвин в районе Срединно-Атлантического хребта:

черные овалы — вулканические постройки; черный треугольник — активные сульфидные постройки; белый треугольник — неактивные сульфидные постройки; черный прямоугольник — Mn-минерализация



Рис. 11.2. Гидротермальные поля в районах бассейна Гуаймас, ВТП и Галапагосского рифта в спрединговой зоне Тихого океана

Первый тип наиболее распространен в срединных хребтах Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Как правило, формирование залежей здесь протекает в сегментах хребтов, характеризующихся повышенной скоростью спрединга из высокотемпературных (300–3500) гидротермальных источников. По системам трещин морская вода достигает магматической камеры, нагревается и преобразуется в минерализованный гидротермальный раствор, насыщенный солями и хлоридными комплексами рудных металлов, образованными выщелоченным из экструзивных базальтов, дайковых долеритов и привнесенных морской водой элементов. Флюид, имеющий температуру свыше 400 °С, устремляется вверх и в придонных горизонтах, соприкасаясь с морской водой, формирует сульфидные постройки разнообразных морфологических типов.

В результате слияния отдельных построек, их брекчирования и процессов уплотнения минеральной массы формируются линзообразные природные залежи, сложенные пиритом, пирротинном, марказитом, халькопиритом, сфалеритом, гетитом, оксидами железа и ангидритом. Со стороны лежащего бока к ним примыкают брекчии гидротермалитов: сульфидов, сульфидно-ангидритовых и сульфидно-кремнистых образований, окремненных и хлоритизированных базальтов.



Рис. 11.3. Гидротермальные поля трога Окинава и бассейна Лау, приуроченные к спрединговой зоне юго-западной части Тихого океана

Второй тип открыт в пределах Срединно-Атлантического хребта (в 1995 г. гидротермальное поле Логачев и в 1997 г. поле Рейнбоу). Особенностью этого типа является то, что гидротермальная система и собственно сульфидное рудоотложение здесь протекают в пределах низкоспрединговых хребтов, где отсутствуют локальные магматические камеры и весь разрез коры сложен твердыми породами. Тектонические процессы их дробят, создаются проницаемые трещиноватые зоны, по которым морская вода проникает в низы коры — верхи мантии. Происходит серпентинизация ультрабазитов. Увеличивается их объем, что приводит к подъемам блоков внутреннего рифта и формированиям аномально высоких краевых уступов. Протрузии серпентинитов выдавливаются на океаническое дно.

В результате всех этих процессов в глубинных зонах хребтов возникают рудоносные флюиды, существенно отличающиеся от гидротермальных

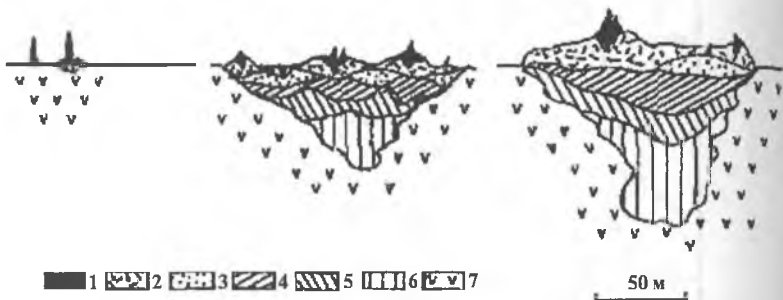
Стадия Брохен Спур
(возраст менее 1000 лет)Стадия Снейк Пит
(возраст 4000 лет)Стадия ТАГ
(возраст около 50 000 лет)

Рис. 11.4. Модель формирования гидротермальной залежи в осевой части низкосрединговых хребтов (по Ю. А. Богданову, 2002):

1 — массивные сульфиды; 2 — сульфидная брекчия; 3 — сульфидно-ангидритовая брекчия; 4 — сульфидно-кремниевая брекчия; 5 — брекчия окремненных базальтов; 6 — брекчия хлоритизированных базальтов; 7 — базальты

растворов сульфидоносных систем первого типа. Они более высокотемпературны, в сульфидных рудах в равной степени и в повышенных концентрациях развиты минералы меди и цинка, в качестве примесей аномальные содержания кобальта и никеля, присутствуют в гидротермальных образованиях abiогенные углеводороды.

Масштабы накопления сульфидных руд в срединно-океанических структурах огромны. Хотя в массивные залежи отлагаются только 1–3 % поставляемого на дно океана гидротермального вещества, но для активных полей это составляет 200–300 т в год. В низкосрединговых хребтах (скорость спрединга менее 6 см/год) за время одного цикла 5–10 тыс. лет формируется залежь в несколько миллионов тонн. Однако в отдельных структурах залежь формируется 50–100 тыс. лет и достигает размера в 10 млн т. В высокосрединговых хребтах залежь образуется в течение десятков — сотен лет и по размерам не превышает 1 млн т. Какова же рудоносность срединно-океанических хребтов? На низкосрединговом Срединно-Атлантическом хребте на отрезке в 2500 км предполагается существование одного активного поля на каждые 175 км.

Возникает вопрос о сохранности отлагающихся на дне рифтовых долин огромных масс сульфидных руд. Дело в том, что десятки и сотни тысяч лет эти зоны океана с исключительно низкой седиментацией открыты для воздействия на руды океанских вод. Исследования морских геологов, микробиологов и гидрохимиков показали, что достаточно существенная часть рудной массы сохраняется весь этот период экспозиции (залежь поля ТАГ) не окисляется и в последующем консервируется. Причина в том, что

часть активных сульфидных построек постепенно теряют свою активность, каналы транспортировки флюидов закупориваются. С внешней стороны сульфидные постройки покрываются тонкой черной коркой, сложенной гидроксидами железа и марганца, иногда ангидрит-кремнистого материала. Кроме того, процессы перекристаллизации и уплотнения минерального вещества во внутренних частях сульфидных построек также способствует консолидации.

В настоящее время в Мировом океане намечаются следующие региональные металлогенические пояса: Центрально-Атлантический, Северо-Американский, Центрально-Американский, Южно-Американский, Галапагосский и Центрально-Индийский.

Открытие современного эндогенного сульфидного рудогенеза в океане оказало огромное влияние на развитие учения о древних гидротермальных системах, ассоциирующих с субмаринным базальтоидным магматизмом. Возможность с помощью глубоководных обитаемых аппаратов типа «Мир», «Си Клифф», «Пайсис», «Триест», «Архимед» и др. непосредственно изучать функционирование «черных и белых курильщиков», наблюдать и фиксировать процессы рудообразования явилось одним из выдающихся научных свершений XX века.

В результате, оперируя реальными параметрами, удалось смоделировать термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем; определить физико-химические и геолого-геохимические условия формирования древних континентальных колчеданных месторождений и существенно повысить эффективность прогнозно-металлогенических работ.

Наиболее близкими палеоаналогами современных сульфидных проявлений срединно-океанических хребтов являются колчеданные месторождения кипрского типа. К нему относятся серно-медно- и медно-цинково-колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой субформацией, характерной для коры океанического типа. Примерами могут служить месторождения рудных районов Ньюфаундленда (Канада) и о. Кипр. В районе Ньюфаундленда колчеданные залежи входят составной частью в раннепалеозойский офиолитовый комплекс, в вертикальном разрезе которого выделяются ультрабазиты, габбро, пластовые диабазовые дайки, пиллоу-лавы, залежи сульфидных руд и морские осадки. На Кипре месторождения ассоциируют с меловым офиолитовым комплексом массива Троδος. Это мелкие и средние рудные объекты. В корневых частях месторождений в толще пиллоу-лав расположен сульфидный штокверк, фиксирующий рудоподводящий канал. Выше по разрезу находится горизонт яшмоидов и пластов многообразных залежей сплошных колчеданных руд. Его венчает поверхность размыва и зона выветривания, представленные разнообразными охрами и морскими терригенными осадками. Обычно рудные тела формировались в локальных впадинах вблизи рудоподводящих разломов или трещинных зон.

Других типов эндогенных рудных образований в современных срединно-океанических хребтах, кроме отмеченных колчеданных, до настоящего времени не обнаружено. Однако если считать офиолитовые комплексы породами океанической коры, то вполне можно допустить, что в недрах срединно-океанических хребтов должны формироваться ультраосновные интрузии, которые представляют собой истощенное мантийное вещество, оставшееся после отделения базальтовой магмы.

Таким образом, широко распространенные в мобильных поясах на континентах *фанерозойские альпинотипные ультрабазиты*, с которыми ассоциируют многочисленные мелкие и средние хромитовые месторождения, вполне могут оказаться продуктами магматизма срединно-океанических хребтов. Выделяют следующие металлогенические пояса: в Тихом океане: Северо-Американский; Центрально-Американский; Южно-Американский, Галапагосский; в Индийском океане: Центральный — Индийский пояс и в Атлантическом океане — Центральный — Атлантический пояс.

АБИССАЛЬНЫЕ ВПАДИНЫ

Абиссальные впадины или ложе океанов в форме плоских поверхностей располагается на глубине от 3 до 6 км. В их пределах мощность осадочного слоя достигает 1 км. По составу это кремнистые и известняковые илы и глины. Наиболее важным полезным ископаемым, развитым и во впадинах, являются железо-марганцевые конкреции. По оценкам Дж. Мери, их общие запасы составляют 170–350 млрд т. К наиболее значительным относятся обширная металлогеническая Центрально-Тихоокеанская провинция. Наиболее изучено и даже разведано рудное поле Кларион-Клиппертон, отличающееся высокой продуктивностью. В его пределах отмечается плотность конкреций до 14–22 кг/м². Помимо железа и марганца, высокую ценность в рудной массе имеют повышенные концентрации никеля, кобальта и меди. Проведенные геологические исследования в 70–80 гг. XX века позволили в целом оценить масштабы запасов железо-марганцевых конкреций Мирового океана и наметить пути их освоения. Однако мировая экономическая конъюнктура в конце XX — начале XXI века существенно ухудшилась. Прогнозы увеличения цен на извлекаемые из конкреций металлы (главным образом меди и никеля) не подтвердились. Кроме того, замедление мирового экономического развития, частые кризисы, появление новых металлосберегающих технологий, значительное удержание как разведочных исследований на больших глубинах, так и возможных эксплуатационных работ по сравнению с ранее прогнозируемыми в 2–2,5 раза — все это отодвигает сроки начала добычных программ по крайней мере до середины XXI века. Установленные огромные ресурсы полиметаллических конкреций в абиссальных впадинах современных океанов не имеют аналогов в истории нашей планеты. Имеющиеся сведения о наличии железо-марганцевых конкреций

в толщах меловых красных глин на Тиморе и многочисленные примеры древних подобных образований в других регионах на континентальных платформах кардинально отличаются по масштабам от современных и не имеют практического значения.

МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ

Межконтинентальные рифтовые зоны представляют собой широкий ряд геологических структур, возникающих в условиях земной коры и литосферы. Согласно представлениям Ю. Г. Леонова, В. Н. Москалевой, Б. А. Марковского и других, возникновение подобных рифтовых зон обусловлено глобальными процессами развития Земли и ее геодинамики. Периодически возникающие сдвиго-раздвиговые глубинные нарушения в случае континентальной плиты формируют линейные зоны ранних стадий раскрытия океанических бассейнов. Близкие по морфологии структуры возникают, когда расколы срединно-океанических хребтов проникают в пределы континентальных плит и образуют долгоживущие рифтовые структуры.

В качестве типичных современных межконтинентальных рифтов большинство исследователей считают рифт Красного моря, расколовший в миоцене Африкано-Аравийский континент, и Калифорнийский рифт, расположенный на продолжении Восточно-Тихоокеанского поднятия (Г. Ю. Бутузова, 1998; Основы металлогенического анализа..., 1995). С Красноморским рифтом связан Красноморско-Аденский металлогенический пояс протяженностью около 2000 км и шириной 50–200 км (рис. 11.5). Эта структура возникла на позднепротерозойском складчатом фундаменте в результате раздвижения Аравийской и Африканской литосферных плит. В развитии структуры выделяют два этапа. Первый, олигоцен-миоценовый, привел к образованию эвапоритового бассейна с 5–7 км толщиной соленосных отложений. В это время происходило утонение континентальной коры и формирование свинцово-цинковых проявлений на западном побережье Красного моря. В следующий, плиоцен-четвертичный, этап произошел раскол континентальной коры и стали образовываться локальные глубоководные (1,5–2,5 км) депрессии с активным вулканизмом и гидротермальной деятельностью. Фрагментарно возникла кора океанического типа. В настоящее время выявлены и изучены более 25 разномасштабных впадин, из которых с позиции наличия значительных полиметаллических проявлений интерес представляют впадины Атлантис-II, Дискавери, Чейн, Суакин и Судан.

Зарождение металлоносной структуры произошло около 4 млн лет тому назад на месте прогиба, в котором имелаась миоценовая толща солей мощностью более 7 км. В результате на дне небольших впадин накопились рассолы, которые перекрыли гидротермальные источники центральной рифтовой системы. Эти рассолы явились ловушками и концентраторами

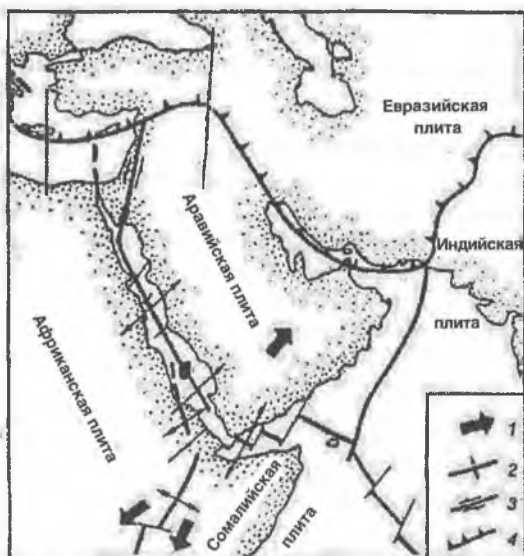


Рис. 11.5. Красноморская рифтовая зона: 1 — направления перемещения литосферных плит; 2 — оси спрединга; 3 — сдвиговые разломы; 4 — границы плит

поступивших во флюидной фазе сульфидов железа, цинка и других ассоциирующих с ними элементов.

В результате, например, во впадине Атлантис-II по данным Г. Ю. Бутузовой (2003), сформировались стратифицированные сульфидоносные илы мощностью 10–30 м (рис. 11.6). Выделено два особенно богатых горизонта, содержащих в сухом веществе до 20 % цинка и 3 % меди. Выявленные жидкие минерализованные осадки по технологическим характеристикам превосходят аналогичные по составу руды континентальных месторождений. Однако общие запасы металлов в продуктивных впадинах невелики и не превышают нескольких миллионов тонн. Важно отметить, что на долю гидротермального источника приходится Fe — 2,3 %, Mn — 5,5 %, Zn — 5,6 %, Cu — 6 %, Pb — 2,2 % (Бутузова, 1998). Остальная масса металлов — продукт осадочной седиментации в морском бассейне.

КАЛИФОРНИЙСКИЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Приурочен к одноименному рифту и рассекает западную часть Северно-Американского континента. Структура прослеживается на 900 км и имеет ширину 100–300 км. Рифт выполнен терригенно-карбонатными осадками. Базальтовый вулканизм сформировал в осадочной толще серии даек и силлов. В центре металлогенического пояса в середине Калифорнийского залива выявлена впадина Гуаймас шириной 2,5–3 км.

В ее пределах наблюдаются пологие холмы высотой 50–100 м и 1–2 км в поперечнике. Между холмами в понижениях дна обнаружено более 100 сульфидных башенно- и конусообразных построек с многочисленными трубами. Флюиды, сформировавшие сооружения, имели температуру около 315 °С и рН=5,6. Они возникли в результате рециклинга морских вод, проникших до магматической камеры, где были нагреты и частично обогащены минеральными компонентами магмы. В результате возникший гидротермальный раствор поднимается к поверхности и при его просачивании через осадочную толщу происходит обогащение дополнительными элементами — кремнием, кальцием, барием, магнием и многими другими. Кроме того, первичный рудоносный раствор был значительно обогащен многими металлами, в частности свинцом, редкими и благородными элементами.

В гидротермальной системе происходит вертикальная дифференциация минерального вещества. Наиболее высокотемпературные фации отлагаются в породах фундамента, средне- и низкотемпературные в осадочной толще и в придонных сульфидных постройках.

Для них характерен широкий спектр минеральных образований: опал, кальцит, ангидрит, барит, гипс, кварц, тальк. Среди рудных минералов выделены: пирротин, сфалерит, вюрцит, изокубанит, халькопирит, галенит, алабантин. Широко развит органический углерод и углеводороды.

Описываемая гидротермальная система слабо изучена и, несмотря на очевидно крупные масштабы (десятки миллионов тонн) в осадках рудных компонентов, практическое значение минеральных проявлений этого типа еще предстоит выяснить.

СПРЕДИНГОВЫЕ ОКРАИННЫЕ МОРЯ И ПУЛ-АПАРТ БАСЕЙНЫ

Металлогения этих структур обусловлена процессами, сопровождающими отделение микроконтинентов от континентов. Развитые здесь гидротермальные системы связаны с очагами магм, контаминированных коровым материалом, и имеющих изменяющийся базальт-андезит-риолитовый состав. Сведения о составах гидротермальных растворов и рудной минерализации косвенные, нет разносторонних прямых наблюдений. Известно только по геофизическим данным, что магматические камеры в спрединговых рифтах располагаются на глубинах, в 2–3 раза больших, чем камеры СОХ. Имеющиеся осадочные толщи полностью аккумулируют всю высоко- и большую часть среднетемпературной минерализации. На донную поверхность высачиваются только низко- и среднетемпературные флюиды. Влияние составов магматического очага, осадочных пород, процессов фазовой сепарации первичного гидротермального раствора и его кипение в приповерхностных горизонтах — все это способствует обогащению образующихся гидротермалитов золотом, свинцом, цинком, серебром, сурьмой, мышьяком, ртутью и кадмием.

Выделяют задуговые, междуговые и внутридуговые бассейны. Основным движущим механизмом их формирования служит высокий тепловой поток. Окраинные моря обычно развиваются в течение 10–20 млн лет и никогда не превращаются в океаны. По данным Ю. А. Богданова, наиболее распространенные задуговые бассейны на ранних стадиях своего развития характеризуются активными проявлениями бимодального базальт-риолитового магматизма. По мере раскрытия бассейна вулканизм приобретает базальтовый тренд.

Особый интерес для металлогении представляют зоны спрединга с трансформными разломами, расположенными перпендикулярно к островным дугам и континентальной окраине. Весь этот структурный парагенезис формируется на коре океанического типа в обстановке растяжения при сдвиге-раздвиговых перемещениях. Возникшие в подобных условиях глубоководные впадины получили название «пул-апарт бассейнов». Современными примерами таких структур являются прогибы западной окраины Тихого океана — Лау (Северо-Фиджийский бассейн), Окинава (Восточно-Китайское море), Андаманская впадина (см. рис. 11.3). Наиболее продуктивные рудоносные гидротермальные системы функционируют в начальные моменты формирования задуговых спрединговых зон. Однако в связи со слабой изученностью этих структур и отсутствием глубокого бурения в настоящее время исследованы только верхние придонные и донные зоны подобных гидротермальных систем.

Ориентировочно в современных морских бассейнах выделяют следующие металлогенические пояса: Средиземноморский, Курильский, Меланезийский, Марианский, Рюкю, Тонга-Кремадекский. Палеоаналогами таких поясов на континентах могут служить широко распространенные с раннего докембрия некоторые мобильные пояса, содержащие вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения. К ним можно отнести Сибайский и Учалинско-Верхнеуральский рудные районы, где месторождения локализованы в эйфельских троговых структурах задугового бассейна (Серавкин, 2001). Другим примером может служить среднепалеозойский Пиритовый пояс Испании и Португалии, формировавшийся в режиме растяжения. Для него характерны колчеданные месторождения, бимодальный базальт-риолитовый вулканизм, развитие локальных рифтовых впадин и глубоководные фации осадочных пород.

С пул-апарт бассейнами ряд исследователей (Хелль, Митчелл, Белль, 1973; Ковалев, 1988 и др.) связывают формирование стратиформных эксгальационно-осадочных редкометалльных (уран, молибден, олово) и обогащенных редкими и редкоземельными элементами железорудных месторождений (рис. 11.7, 11.8, 11.9 и 6.16). Хотя в современных океанических обстановках коротких систем спрединга с трансформными разломами редкометалльного оруденения пока не обнаружено, но ряд признаков на крупных древних месторождениях позволяет считать, что они образовались в условиях именно пул-апарт бассейнов. Прежде всего, такие уникальные

и очень крупные месторождения шеелитовых и молибден-шеелитовых руд, как Тырныауз, Лермонтовское (Россия), Сандонг (Южная Корея), Кинг-Айленд (Австралия), в базальтоидах верхней части океанической коры или в перекрывающих их терригенно-карбонатных толщах, где отмечается пластовая форма залегания рудных тел и текстурно-структурные признаки руд, указывающие на их эксгальационно-осадочное происхождение. Согласно модели, разработанной А. А. Ковалевым, в глубоководных впадинах над спрединговыми центрами образуются продуктивные осадочные толщи (слой I) с эксгальационно-осадочным оруденением. Гидротермальная система была вызвана аномальным тепловым потоком, связанным с астеносферной магматической камерой. Рудообразование протекало в подошве и кровле слоя I (аргиллиты, кремнистые сланцы), на разных уровнях залегающей выше известняково-доломитовой с прослоями сланцев толщи. В зависимости от металлогенической специализации магматического очага и масштабов выщелачивания флюидными потоками рудных элементов, из донных осадков формировался следующий ряд месторождений (в направлении от базальтового слоя II океанической коры к поверхности):

$\text{Fe (Mo, W, Sn)} \rightarrow \text{Mo, W} \rightarrow \text{Fe, Nb} \rightarrow \text{W, Sn} \rightarrow \text{Sn (Pb, Ag, Zn)} \rightarrow \text{Sn} \rightarrow \text{W, Sb, Hg}.$

Обычно выделяют два этапа формирования месторождений. Первый связан с океанической стадией эволюции литосферы; второй протекал через десятки и сотни миллионов лет при субдукционных и коллизионных процессах. В итоге, наряду с первичными эксгальационно-осадочными рудами, возникали более поздние регенерированные гидротермальные жилы и штокверки, базальтоиды преобразовывались в зеленые сланцы, а терригенно-карбонатные породы — в роговики и скарноиды.

Таким образом, в обстановке спрединговых окраинных морей возникали две группы месторождений: колчеданные в малоглубинных рифтогенных структурах и редкометалльно-редкоземельные в пул-апарт бассейнах. Колчеданные месторождения формировались на глубинах 1,5–3 км, редкометалльно-редкоземельные — 4–5 км. В более глубинной эксгальационно-гидротермальной системе, кроме хлоридной, существенную роль играла углекислая составляющая. В связи с этим флюиды активно выщелачивали, переотлагали на океаническом дне большие массы алюмосиликатов, кремнезема, карбонатов и рудных компонентов (шеелита, молибденита и др. минералов).

ЦЕПИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ И ГАЙОТЫ

В океанах выявлены асейсмичные линейные цепи вулканических островов и хребты с подводными горами протяженностью до нескольких тысяч километров (Гавайские о-ва и Лейн-Туамоту Тихом океане, Восточно-Индийский в Индийском, хребты Китовый и Рио-Гранде в Атлантике).

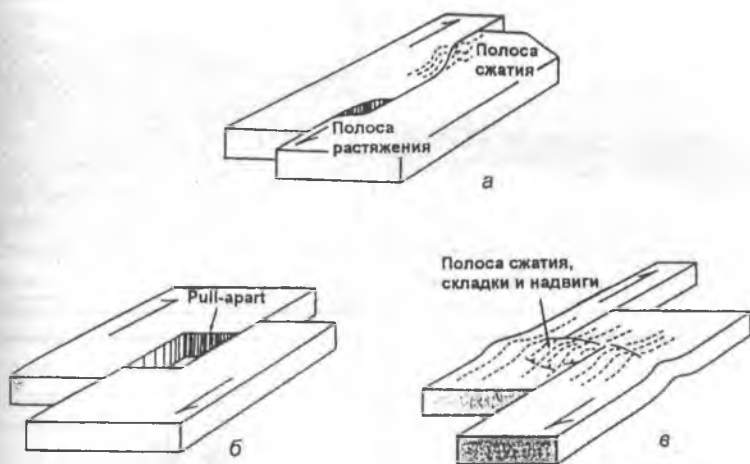


Рис. 11.7. Некоторые структуры, формирующиеся при континентальной сдвиговой тектонике (Crowell, 1974):

а — если сдвиг имеет два искривления в плане в противоположные стороны, то бассейн растяжения типа "pull-apart" образуется там, где при сдвиге образуется раздвиговая пустота, а зона сжатия — где при сдвиге блоки сдвигаются друг друга; б — схема образования раздвигового бассейна "pull-apart"; в — схема формирования поперечной полосы структур сжатия в области кулисно сопряженных сдвигов



Рис. 11.8. Схемы образования присдвиговых бассейнов растяжения (Einsele, 2000)

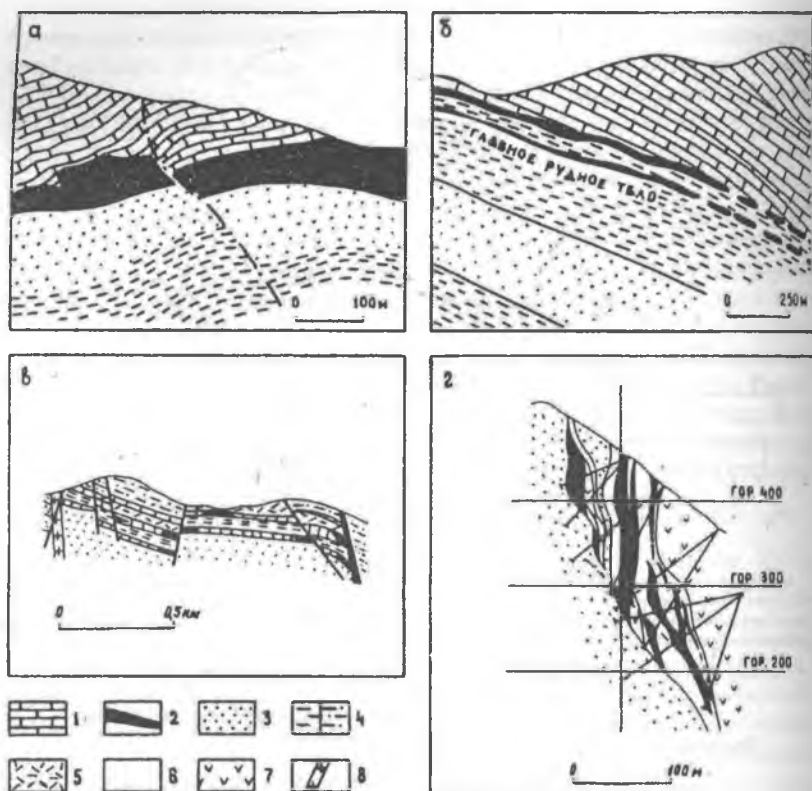


Рис. 11.9. Геологические разрезы шеелитовых и касситерит-пирротиновых скарноидных месторождений (из «Основы металлогенического ...», 1995):

а — через месторождение Флат Ривер (Канада); б — через месторождение Сандонг (Южная Корея); в — через месторождение Ренисон (по Ньюмену, 1980); г — через месторождение Кливенд (по Рансому и Хауту);

1 — известняки; 2 — скарноиды шеелитовые и касситерит-пирротиновые; 3 — сланцы, кварциты; 4 — песчаники, биотитовые роговики, кварциты; 5 — аргиллиты Кримсон-Крик; 6 — серые аргиллиты; 7 — базальтоиды; 8 — дайки гранитоидов

Их генезис большинство исследователей связывают с гипотезой горячих точек, согласно которой вулканические острова и подводные горы формировались при перемещении литосферных плит над фиксированными друг относительно друга мантийными струями. Отдельные острова появлялись на участках плит с базальтоидами пониженной вязкости. Здесь мантийная струя фиксировалась в форме вулканического сооружения. Со временем кинематика движения литосферных плит выводила возникающие вулканы

из-под влияния горячих точек. Магматические и гидротермальные процессы затухали, и данные океанские образования превращались в асейсмичные острова и подводные хребты.

Другая концепция связывает формирование вулканических гор на океанском дне с деформацией литосферных плит, перемещающихся по эллипсоиду вращения Земли из высоких широт к низким (Сорохтин, Горюничский, 1982). В результате подобных движений плиты раскалываются, возникают сдвиги. Подобные нарушения обычно тяготеют к трансформным разломам. В узлах пересечений или сопряжений разрывов формируются вулканические сооружения. Одним из важных морфологических элементов Мирового океана являются плосковершинные подводные горы — гайоты, наиболее широко развитые в западной части Тихого океана и образовавшиеся во время апт-альбской морской трансгрессии. Основная масса гайотов представляет собой древние вулканы со срезанными вершинами, на которых развиты мелководные обломочные известняки с коралловой и рудистой фауной. Их плоские поверхности располагаются на глубинах 1200–1500 м (гайоты архипелагов Гавайи и Лайн, Мидпасифик и Магеллановых гор, хребта Ратак, поднятия Уэйк и др.).

На пассивных океанических хребтах и подводных горах широко распространены кобальтоносные железомарганцевые корки и конкреции. Иногда эти образования формируют совместные комплексные месторождения, уникальные по запасам и концентрации полезных компонентов. Кобальтоносные железомарганцевые корки и конкреции Мирового океана — уникальное явление в геологической истории нашей планеты. Данное масштабное формирование этих минеральных образований происходило полигенерационным способом в интервале времени 54,0–0,0 млн лет. В пределах старых океанических плит (поздняя юра — ранний мел) выделяют позднепалеоценовую-раннеэоценовую, средне-позднеэоценовую, миоценовую и плиоцен-четвертичную генерации рудного вещества. Рудные провинции, узлы и месторождения приурочены к внутриплитным вулканотектоническим поднятиям с системами подводных гор и разделяющих их впадин. На горах образуются корки, во впадинах — конкреции. Мощность корок 1–12 см, максимальная зафиксированная 24 см. В составе корок выделяют основные (Co, Ni, Mn) и попутные (Fe, Cu, Mo, Pt, La, Ce, Y) рудные компоненты. Рудные залежи имеют комбинированную кольцевую и ленточную формы, опоясывая подводные горы концентрическим плащом. Рудные тела разнообразны по своим размерам: протяженность их может достигать десятки километров, а ширина первых километров.

Наиболее важные в промышленном отношении рудные объекты выделены в Тихом океане (Западно- и Центрально-Тихоокеанская провинции). Для первых характерны корки мощностью 4–10 см и содержаниями Co — 0,5–0,6 %, развитые на одиночных крупных гайотах. Их плоские вершины находятся на глубинах 1200–1400 м. В Центрально-Тихоокеанской провинции

распространены многочисленные небольшие конусовидные подводные горы и гайоты, часть которых расположена на приподнятом вулканическом щоколе. Оруденение представлено тонкими однослойными корками с содержанием Co — 0,6–1 %. По данным ВНИИ Океангеологии (2002), в Мировом океане прогнозные запасы кобальтоносных корок составляют 20,7 млрд т, а ресурсы кобальта в перспективных и высокоперспективных рудных объектах оцениваются в 139,8 млн т (125 млн т в кобальтоносных корках, 14,8 млн т в конкрециях). Эти данные показывают, что в океанских рудах кобальта в 23 раза больше, чем во всех рудных образованиях суши.

Гипотезы образования корок и конкреций, обогащенных кобальтом, связывают с двумя процессами: гидрогенным и гальмиролитическим. Гидрогенная предполагает главным фактором формирования всего спектра продуктов железомарганцевого рудогенеза вертикальную гидрохимическую зональность океанской водной толщи (Андреев, и др., 1999). Все рудные элементы, поступающие в океан, проходят стадии накопления, поглощения в биологическом круговороте, трансформацию, растворение и осаждение. Эти процессы контролирует внутренняя структура водной толщи, основными элементами которой являются гидрохимические барьеры: слой кислородного минимума, начало арагонитового лизоклина, кальцитовый лизоклин, глубина критического карбонатакопления, кремнистый лизоклин. По глубинам выделяют четыре гидрохимические зоны, контролирующие образование железомарганцевых руд: биохимического концентрирования металлов — 0–500 м; формирования гидрогенных кобальтоносных корковых руд — 500–3500 м; образования седиментационно-диагенетических никель-медных конкреционных руд — 4100–5100 м; формирования гидрогенно-диагенетических обогащенных кобальтом конкреционных руд, бедных никелем и медью — глубже 5100 м. Гидрогенная природа корок также обосновывается содержаниями редких и редкоземельных элементов (Rb , Sr и их изотопы), которые идентичны составам морской воды.

Гальмиролитическая гипотеза базируется на представлении о том, что основным источником металлов в корках и конкрециях являются коренные породы, подвергавшиеся подводному выветриванию (гальмиролизу) (Мельников и др., 2006). Источником Fe и Ni были базальты, а Mn , Co , Cu — известняки и карбонатсодержащие породы. Медь поступала также из осаждающегося карбонатного планктона. Анализ фактического материала позволил авторам гипотезы оценить долю различных процессов в формировании рудных корок и конкреций. Гидрогенным способом образовались 10–20 % вещества, гидротермальным и диагенетическим 5–10 %, гальмиролитическим 60–80 %. Базируясь в основном на данных гальмиролитической гипотезы, можно выделить поисковые предпосылки: региональные — подводные горы мелового возраста с вершинами на глубинах 1400–1600 м; локальные — выступы рельефа; свободные от осадков субгоризонтальные поверхности; участки с повышенной гидродинамической активностью; верхние выпуклые части склонов.

ФОСФОРИТЫ И ФОСФОРИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ

Данный вид полезных ископаемых широко распространен на подводных горах и хребтах. Наиболее изучены в Тихом океане, где образуют две провинции — Мидпасифик и Гавайскую. Фосфориты ассоциируют с карбонатными и вулканическими породами, имеют возраст от мелового до плейстоценового и приурочены к вершинам и склонам гор и гайотов. Встречаются в интервале глубин 350–4250 м. Сложены в основном фторкарбонатанатитом. Содержание P_2O_5 — 5,21–9,26 %, иногда до 35 %; F — 1,16–3,96 %, SiO_2 — 12,72–43,81 %, CaO — 9,24–61,71 %. Источником фосфора служили остатки органического вещества фораминифер нанопланктона и кости рыб, обогащенные фосфатом. Иловые воды просачивались в рифовые известняки и базальты субстрата, производя их метасоматическую фосфатизацию. Совместное залегание железомарганцевых и фосфатовых корок существенно повышает экономическую значимость этих месторождений. Общие потенциальные ресурсы фосфоритов в Мировом океане составляют 316,6 млрд т. Из них 89 % выявлены в Тихом океане, где главная масса запасов сконцентрирована в Центрально-Тихоокеанской мегапровинции.

Освоение минеральных ресурсов подводных гор и гайотов Мирового океана относится к первоочередным задачам. Это связано с рядом геолого-экономических факторов: большие запасы и высокие содержания ряда полезных компонентов — Co, Mn, Ni, Cu, P, PЗЭ; относительно небольшие глубины залегания; ограниченные экологические последствия и высокая рентабельность разработок.

СУБДУКЦИОННЫЕ ОБСТАНОВКИ

В современном понимании зоны субдукции возникают в местах, где океаническая литосфера пододвигается под континентальную. Здесь в обстановке глобального сжатия сходятся литосферные плиты. В группу субдукционных обстановок входят два типа островных дуг (энсиматические и энсиалические), которые в свою очередь разделяются на юные, развитые и зрелые, и активные окраины континентов (табл. 11.1).

Энсиматические островные дуги образовывались на океанской коре и протягиваются вдоль зон субдукции на сотни и тысячи километров. В поперечном сечении они состоят из следующих структурных элементов (в направлении от субдуцирующей океанской плиты) — глубоководного желоба, аккреционной призмы, перерыва сплошности в верхней части склона желоба, фронтальной дуги и вулканической цепи активного краевого бассейна, остаточной дуги и неактивного краевого бассейна (Карич, 1975). Современными энсиматическими дугами являются: Марианская, Бугенвильская, Рюкю в Тихом океане; Карибская, Скоша в Атлантическом. В развитии дуг выделяют два этапа. Для первого характерно формирование желоба со стороны

океана, для второго — заложение нового желоба со стороны окраинного моря и столкновение дуги с пассивной окраиной. В результате всех этих процессов образуются высокотемпературные гидротермальные меднопорфировые месторождения с золотом и теллуридами, которые ассоциируют с субдукционными кварцевыми диоритами и субвулканическими андезитами. С энзиматическими дугами связаны также магматические хромитовые и гидротермально-осадочные медно-цинковые месторождения, возникшие ранее в системах срединно-океанических хребтов. Среди палеоаналогов отмечают магнетитовые скарноидные месторождения, возникшие в островодужную стадию как вулканогенно-осадочные месторождения, а позже преобразованные в скарноидные руды. Примерами могут служить многочисленные палеозойские месторождения Среднего Урала (Северное, Естюнинское и др.).

Таблица 11.1. Основные типы месторождений и их размерность в островных дугах (по Г. С. Гусеву, Н. В. Межеловскому, 1999)

Типы островных дуг	Уникальные		Крупные		Средние и мелкие	
	Рудные формации	Генезис	Рудные формации	Генезис	Рудные формации	Генезис
Юные	Титано-магнетитовая	Магматический	Медно-цинково-колчеданная	Гидротермально-осадочный	Медно-порфировая	Гидротермальный
	Платиновая		Скарново-магнетитовая	Скарновый	Кварц-адуляровая золото-серебряная	
			Медно-железо-ванадиевая	Магматический		
Развитые	—	—	Медно-порфировая	Гидротермальный	Свинцово-медно-цинково-колчеданная	Гидротермально-осадочный
			Золото-серебряная		Серы самородной	То же
					Сурьмянортутная	Гидротермальный
Зрелые	Медно-свинцово-цинково-колчеданная	Гидротермально-осадочный	Золото-серебряная	Гидротермальный	Сурьмянортутная	Гидротермальный
					Скарново-полиметаллическая	Скарновый
					Скарново-медная	То же
					Самородной серы	Гидротермально-осадочный

Энсиматические островные дуги. Формируются при раскрытии спрединговых окраинных морей, при котором происходит отторжение от континентов крупных блоков, частичное их дробление и проникновение по разломам в тело микроконтинентов известково-щелочной или щелочной гранитоидной магмы. В современной структуре Земли примерами таких

дуг могут служить Японская и Новозеландская. К палеоаналогам относят палеозойские Мугуджарский, Рудноалтайский, Чешский, Центрально-Французский, Оломонский и другие микроконтиненты (рис. 11.10).

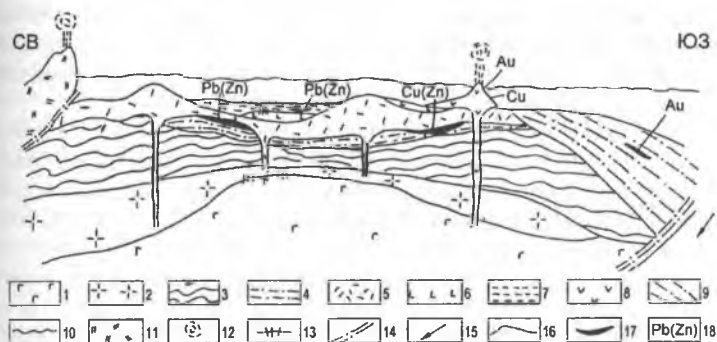


Рис. 11.10. Металлогеническая зональность в палеоструктурах энсиалических островных дуг на примере Рудного Алтая (по Е. И. Филатову, 1999):

1 — гранулит-базитовый слой; 2 — гранитно-метаморфический слой; 3 — позднпротерозойско-раннпалеозойская карбонатно-терригенная формация чехла микроконтинента; 4–7 — раннеостроводужная айфельско-франская базальт-риолитовая кремнисто-терригенная формация: 4 — кремнисто-карбонатно-терригенные отложения, 5 — риолиты, 6 — базальты, 7 — кремнисто-терригенные отложения; 8 — позднеостроводужная фран-фаменская андезит-дацитовая формация; 9 — девонско-каменноугольные формации континентального склона микроконтинента; 10 — уровень девонского моря; 11 — формации краевого вулканического пояса; 12 — проявления субаэрального вулканизма; 13 — рассеянный спрединг; 14 — тектонические швы; 15 — направление субдукции; 16 — тектонические границы; 17 — рудные районы и поля; 18 — металлогеническая специализация рудных районов и полей основная и сквозная (в скобках)

В отличие от энсиматических островных дуг энсиалические в большей степени обогащены коровыми рудными компонентами. Для них типичны вулканогенно-осадочные месторождения типа Кууроко, содержащие высокие концентрации свинца, цинка, меди, серебра, золота и ряда других элементов. Эти месторождения ассоциируют с дифференцированной субмаринной базальт-липаритовой субформацией. Широко развиты золото-серебряные (с теллуридами) месторождения, также связанные с субдукционной известково-щелочной магмой. В меньшей мере в связи с вулканической деятельностью отмечаются месторождения самородной и колчеданной серы, ксенотермальные гипсы с редкими металлами и горячие минеральные источники.

Активные окраины континентов. Выделяют два типа окраин — кордильерский и андийский. Кордильерский образуется при вовлечении в субдукционный процесс пассивных окраин континентов с мощной терригенно-карбонатной толщей. Этот тип характерен для ордовикских структур северо-западных Аппалачей, мезозойских Кордильер западной окраины Северной Америки, современной структуры южной части Аляски

на сочленении с Алеутской островной дугой и ряда других геодинамических обстановок. Андийский тип возникает, когда под мощную континентальную окраину с большой скоростью под пологим углом пододвигается молодая океаническая кора. Для этого типа характерен четко выраженный глубоководный желоб. Примером такой обстановки может служить западная окраина Южной Америки. Древним аналогом андийского типа, по мнению А. А. Ковалева, является значительная часть южной окраины Евразийской плиты в позднем палеозое.

Для активных окраин континентов характерна поясовая металлогеническая зональность. В кордильерском типе в направлении от океана к континенту выделяются субмеридиональные пояса с месторождениями: 1) ртутный (Нью-Идрия, Нью-Альмаден и др.); борный (вулканогенно-осадочные Крамер, Серс-Лейк, Аскотан и др.); 3) медно-порфировый (Юта-Коппер, Бингхэм); 4) свинцово-цинковый жильный и контактово-метасоматический (с Ag, Cu, Au) (Керр д'Ален, Тинтик, Парк-Сити и др.); 5) урановый и ураново-ванадиевый в блоке плато Колорадо, сложенном красноцветными формациями пермско-мелового возраста (Амброзия-Лейк, Джеклайл и др.); 6) кварц-молибден-вольфрамовый (Клаймакс) и 7) золоторудный (тип Карлин) в карбонатных толщах.

Для андийского типа (по Р. Силитое, 1976) металлогеническая зональность (от океана вглубь континента) представлена следующими поясами: 1) ртутным (Санта-Барбара в известково-сланцевой формации мезозоя); 2) скарново-магнетитовым (Эльгаробо, Ромелан и др. на контактах тоналит-гранодиоритовых мезозойских батолитов и Эль Лако, ассоциирующее с позднечетвертичными андезитовыми вулканитами); 3) марганцевым стратиформным в меловых вулканогенно-осадочных толщах; 4) медно-золотым и серебряным жильным, связанным с известково-щелочными юрскими и меловыми батолитами (Тамая, Карризал-Альто и др. в Чили); 5) медным стратиформным (тип Манго), приуроченным к вулканогенно-осадочным толщам юрско-палеогенового возраста (Буэна-Эсперанда, Эль-Сальвадор и др.); 6) медным и медно-молибден-порфировым, связанным с миоценовыми штоками монцонитового состава (Чуки-Камата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Токепала и др.); 7) медно-свинцово-серебряным жильным и контактово-метасоматическим, ассоциирующим с третичными андезит-диоритовыми и дацит-тоналитовыми штоками; 8) медным и урано-ванадиевым стратиформным в палеоген-неогеновых красноцветных отложениях типа моласс. Прослеживается от Аргентины до Боливии (Корокоро, Чекарилла, Эль-Сухо, Тиногаста и др.); 9) оловянно-вольфрамовым и оловянно-серебряным, включающим широкий спектр геологических обстановок от контактов с мезозойскими гранитоидами до приуроченности к штокам неогеновых субвулканических дацитов, где оруденение представлено порфировым типом (Лалагуа, Потоси, Чокая, Авикая, Оруро, Хуалуни и др.).

КОЛЛИЗИОННЫЕ ОБСТАНОВКИ

Литосферные плиты при схождении образуют разнообразны́е типы коллизиионных обстановок (столкновение островной дуги с континентальной окраиной, двух континентальных окраин — активной и пассивной, двух островных дуг, двух активных континентальных окраин и ряд других редких типов). Основным, наиболее распространенным, вариантом в геологической истории Земли является режим, когда сталкиваются континент с активной окраиной и островной дугой с пассивной окраиной другого континента. В результате сначала происходит скучивание и утолщение литосферы до 60–80 км, возникают мощные шарьяжи, формируются внутриконтинентальные складчатые пояса. В образовавшихся коллизиионных зонах наблюдается чередование покровно-складчатых поясов, межгорных и остаточных впадин, вулканических поясов и цепочек гранитоидных батолитов. Именно эти зоны являются главной причиной складчатости и образования тектонических покровов (рис. 11.11). Индикаторами коллизиионных зон служат покровно-складчатые структуры, офиолитовые пластины, граптогнейсовые купола, палингенные гранитные батолиты, олистостромы, молассы. В металлогеническом отношении наиболее исследованы и значимы четыре геодинамических обстановки: 1) зоны скручивания океанической коры, 2) столкновения островной дуги с континентом, 3) столкновения микроконтинентов с континентом и 4) коллизия континентов. Наиболее значительное оруденение связано с позднеколлизиионными гранитоидными комплексами (из «Металлогения рядов.....», 2002; табл. 11.2).

Зоны скручивания океанической коры образуются обычно в спрединговых окраинных морях при их закрытии и имеют надвиговые и покровно-шарьяжное строение. Выделяют три структурно-металлогенические зоны. Первая связана с начальной фазой закрытия окраинного моря, а две других с заключительными стадиями этого процесса. В раннюю стадию в первой зоне формируются Ni-Co латеритные залежи (Н. Каледония, Ю. Урал) и, ассоциации с черносланцевой формацией, урановое оруденение (Шмерхау (Германия)) и аномальные концентрации Au, W, V, Mo и других элементов. Вторая зона (столкновения островной дуги с континентом) приурочена к нижним и средним покровам и шарьяжам. Здесь формируется три группы месторождений: 1) стратиформные залежи и сопряженные с ними штокверки Hg, Hg-Sb- и Sb оруденения, представленные двумя типами — джаспероидным и листовенитовым (Южно-Ферганский пояс (Узбекистан), Сигуаньшань (Китай)); 2) стратиформные руды в кварцитах (Альмаден (Испания)); 3) золотое оруденение, часто с мышьяком в терригенно-черносланцевых толщах (Мурунтау, Узбекистан; Бединго, Австралия). Третья зона столкновения микроконтинентов с континентом локализована в верхних покровах и шарьяжах и связана с тектонической обстановкой столкновения молодой океанической коры. Здесь формируются залежи хромитов и медно-цинковых колчеданных руд (Н. Каледония, Ю. Урал).

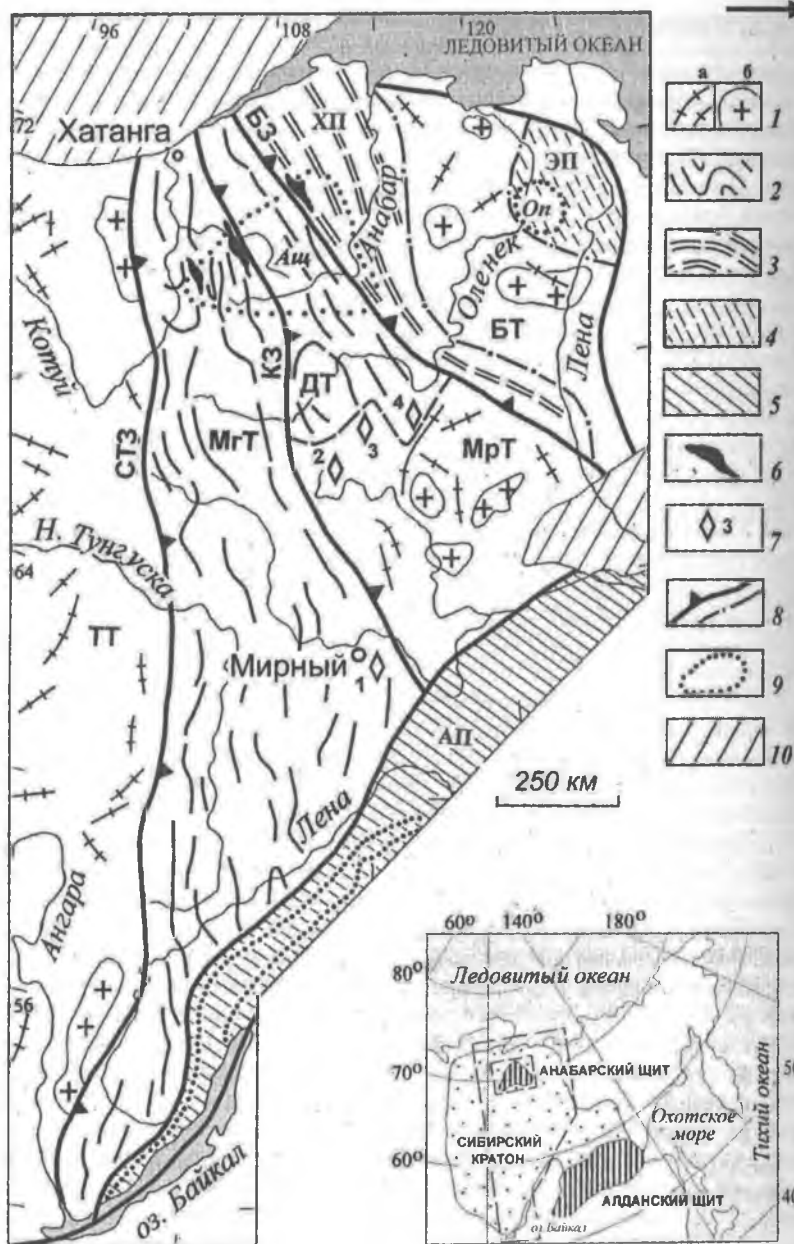


Рис. 11.11. Террейны и коллизионные зоны в фундаменте северо-востока Сибирского кратона (Розен и др., 2000):

1 — гранит-зеленокаменные ареалы: а — зеленокаменные пояса и основные-ультраосновные интрузии, б — гранитные плутоны (по геофизическим данным); 2 — гранулит-гнейсовые ареалы; 3 — пироксеновые плагиогнейсы, эггербиты, чарнокиты и метабазиты (далдынская и верхнесанабарская серии в пределах Анабарского щита); 4 — зеленосланцевые кислые вулканиты, терригенные отложения (эскитская серия Оленекского поднятия) и гранитоиды; 5 — известково-щелочные вулканиты, углеродисто-кремнистые осадки и гранитоиды, зеленосланцевая до амфиболитовой фации (Аkitканский складчатый пояс); 6 — апортозитовый комплекс; 7 — кимберлитовые поля, в которых датированы коровые ксенолиты (1 — Мирнинское, 2 — Алакитское (Алакит-Мархинское), 3 — Далдынское, 4 — Муинское (Верхнемунское)); 8 — главные разломы, зоны расслаивания и прочие разломы; 9 — границы обнаженного фундамента; 10 — области повышенной мощности чехла (более 8 км); буквами обозначены: ТТ, МгТ, ДТ, МрТ, БТ — Тунгусский, Маганский, Далдынский, Мархинский и Биректинский террейны, соответственно; СТЗ, КЗ, БЗ — Саяно-Таймырская, Котуйканская и Билляхская шовные (коллизионные) зоны; ХП, ЭП, АП — Хапчаанский, Эскитский и Аkitканский складчатые пояса, Алч, Оп — Анабарский щит и Оленекское поднятие, соответственно

Столкновения островной дуги с континентом представлены тремя структурно-металлогеническими зонами, которые располагаются соответственно на надвинутой островной дуге, в шовной зоне и на активизированной пассивной окраине континента. На надвинутой островной дуге формируются гидротермальные золото-серебряные с марганцем, свинцом и медью жильные месторождения, ассоциирующие с субвулканическими порфиоровыми интрузиями дацитового и андезитового составов (Мороуб, Папуа-Новая Гвинея). В шовной зоне выводятся на дневную поверхность в складчатых комплексах месторождения альпинотипных хромитов, колчеданные и марганцевые залежи вулканогенно-осадочного происхождения. На активизированной пассивной окраине континента в связи с малыми интрузиями кварцевых диоритов и кварц-латитов возникают медно-порфиоровые обогащенные золотом месторождения (Маунт-Фьюбилайн, Папуа-Новая Гвинея).

Столкновения микроконтинента с континентом характеризуются одной структурно-металлогенической надвиговой зоной на пассивной окраине континента. Здесь образуется три группы месторождений: 1) оловянные и вольфрамовые грейзеновые и негматитовые в надынtruзивных зонах коллизионных гранитоидов (Верхоянская группа, главный оловянный пояс Малайзии); 2) золото-кварцевые жильные плутогенные гидротермальные (рудные районы Верхоянья); 3) уран-молибденовые и молибден-урановые гидротермальные в вулканогенных толщах кислого состава и гранитоидах (Стрельцовское, Тулукуевское, Восточное Забайкалье).

При столкновении континентальных плит пододвигающаяся плита называется форланд, надвигающаяся — хинтерланд. Возникают шарьяжные структуры (сутурная зона) (рис. 11.12). Выделяют три стадии этого процесса: начальная, конечная и постколлизионная. Для начальной характерны медноколчеданные месторождения, связанные с базальтовой формацией. Они содержат большой спектр минералов Pb, Zn, Au, Ag, Ba. Кроме того,

Таблица 11.2. Позднеколлизионные рудоносные геологические и рудные формации (из «Металлогения рядов...», 2002)

Геологическая формация	Рудная формация	
	Полезные компоненты	Название формации
Краевой прогиб		
Эпизональное преобразование платформенных формаций	CH	Нефтегазоносная терригенная и терригенно-карбонатная
Терригенная серо-цветная, карбонатно-терригенная, карбонатная	Fe	Железорудная терригенная
	Mn	Марганцевая терригенная
	Mn	Марганцевая карбонатно-терригенная
	Cu	Медистых песчаников и сланцев
	Pb, Zn	Свинцово-цинковая карбонатно-терригенная
	CH	Нефтеносная терригенная
	CH	Газоносная терригенная
	C (Be, Re, Mo, Ge, Ga)	Каменноугольная терригенная
	C (Ag, Mo)	Буроугольная терригенная
	Zr, Be, Mo, Ge, Ga	Редкометалльная буроугольная
	Be, Re, Mo, Ge, Ga	Редкометалльная буроугольная и каменноугольная
	U, Ge, TR	Урановая терригенная угленосная
Эвапоритовая	NaCl	Галитовая эвапоритовая
	KCl	Калийных солей эвапоритовая
	Pb, Zn	Свинцово-цинковая эвапоритовая
	S	Самородной серы эвапоритовая
Внешняя надвиговая система		
Гранодиорит-гранит-лейкогранитовая	Pb, Zn, Ag	Серебряно-свинцово-цинковая
Щелочных гранитов	Nb, Ta, TR, Y, Zr, Li, Sn	Ниобий редкоземельная щелочных гранитов
Сиенитов, граносиенитов	U	Урановая граносиенит-порфировая
Внутренние сдвигово-надвиговая и надвиговая системы		
Диорит-гранодиорит-гранитовая Гранодиорит-гранитовая Гранит-лейкогранитовая	Be	Бериллиеносная
	F, Be, Li, Rb, W	Бериллий-флюоритовая
	Cu	Медная скарновая
	Au	Золото-кварцевая
	Au, Sn, W, Nb	Золото-редкометалльная
	Pb, Zn, Ag	Свинцово-цинковая скарновая
	Nb	Ниобиевая пегматитовая
	Mo, W	Молибденовая и вольфрам-молибденовая
	Sn	Оловорудная скарновая
	Sn, W, Mo, Bi, Be, U	Оловоносных пегматитов

Окончание табл. 11.2

Геологическая формация	Рудная формация	
	Полезные компоненты	Название формации
Диорит-гранодиорит- гранитовая Гранодиорит-гранитовая Гранит-лейкогранитовая	Sn, Ta, Nb	Редкометалльно-касситерит-кварцевая
	Sn, Pb, Zn, Ag	Касситерит-сульфидная серебряная
	Sn	Касситерит-силикатная
	Sn, W, Bi	Олово-вольфрамовая
	W, Cu, Au	Шеелитовая скарновая
	W	Вальфрамит-кварцевая
	Ta, Li, W, Sn, Nb, Be, Au	Танталоносная
Дациит-риолитовая	Au, Hg, Sb	Золото-сурьмяно-ртутная
	Au, Ag	Золото-серебряная
	Pb, Zn	Свинцово-цинковая
	Sn	Касситерит-силикатная

характерны альпинотипные хромиты, обогащенные платиноидами (Кемпирсайский массив). В остаточных бассейнах возникают месторождения марганца (Никополь, Чиатура), солей, урана. В карбонатных породах образуются бокситы, относящиеся к карстовому типу кор выветривания. Распространены в Греции, Испании, Италии в юрских карбонатных формациях. В конечную стадию — возникают синтетектонические гранитоидные комплексы большой мощности (десятки километров). С ними связаны редкометалльные пегматиты, широкий спектр гидротермальных месторождений. В постколлизийную стадию в связи с процессами пенепленизации формируются месторождения кор выветривания и низкотемпературные гидротермальные месторождения.

Столкновение континентов происходит по двум основным вариантам — гималайскому и кавказскому. Гималайский тип характеризуется надвиганием активной окраины одного континента на пассивную окраину другого. В этом случае в шовной зоне столкновения в офиолитовых блоках формируются метаморфогенные магнезитовые, тальковые и сидеритовые месторождения. В покровах океанической коры в ассоциации с базальтоидами развиты медно-цинковые колчеданные, а в связи с основными и ультраосновными интрузиями, хромитовые руды. На пододвигаемой пассивной окраине в терригенных толщах образуются гидрогенные урановые месторождения (Сивалик, Гималаи). Кавказский тип формировался в постмеловое время в эпоху закрытия океана Тетис в процессе надвигания Восточно-Европейской плиты на пассивную окраину Иранской плиты. На поглощаемой плите с океанической корой возникают марганцевые вулканогенно-осадочные (Чиатура, Грузия) и гидрогенные месторождения медистых песчаников (Ферганский бассейн).

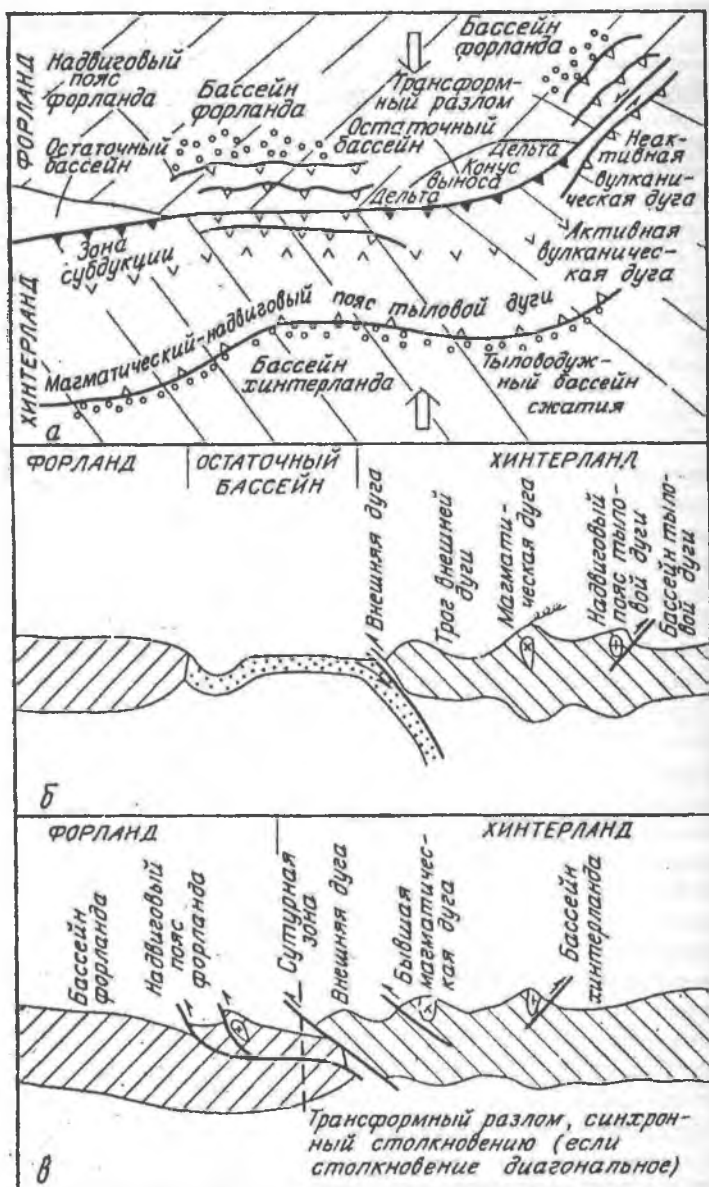


Рис.11.12. Схема геодинамических обстановок в поясе столкновения континент-континент (по Митчелу и Гарсону, 1984)

ВНУТРИПЛИТНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

Внутриплитные процессы включают геологические события, предшествующие началу тектонического цикла Уилсона, его развитию и завершению. Они активно проявляются в пяти основных типах геодинамических обстановок: 1) полей интрузий внутриплитной активизации (горячих точек), 2) континентальных рифтов и трапповых провинций, 3) пассивных континентальных окраин, 4) авлакогенов, 5) осадочного чехла платформ.

Горячие точки представляют собой поверхностное выражение струй мантийного вещества. На платформах это изометричные области размером несколько сотен километров, в пределах которых концентрированно проявился базальтоидный магматизм. На плитах с океанической корой это цепи вулканических островов, подводных гор и плато. Области интрузий на континентах представлены четырьмя типами структурно-металлогенических зон: 1) кимберлитовые и лампроитовые трубки, дайки и штоки (ЮАР, Якутия, Австралия и др.); 2) ультрабазито-щелочные интрузии (карбонатитовые апатит-магнетитовые месторождения с флогопитом, вермикулитом и флюоритом (Ковдор, Кольский п-ов); Nb, Nb-Ta, TR, Th, U, Mo, Cu карбонатитовые поля (Чилва (Малави), Ока (Канада), Палабора (ЮАР); магматогенная платиноидная минерализация (Кондер, Инагли, Алданский шит)); 3) интрузии щелочных гранитов. С ними ассоциируют оловоносные грейзены и плутоногенные гидротермальные жильные Nb, Ta, W месторождения (плато Джос (Нигерия), Рондония (Бразилия)); 4) интрузии нефелиновых сиенитов, с которыми ассоциируют апатитовые месторождения (Хибины, Кольский п-ов). Цепи подводных гор и плато на океанических плитах. С ними связано два типа структурно-металлогенических зон: 1) вершины и склоны гайотов. Здесь формируются гигантские запасы с промышленными концентрациями кобальтоносных железомарганцевых корок, конкреций и фосфоритов (Западно-Тихоокеанская провинция); 2) подводные вулканические постройки с медно-цинковой колчеданной минерализацией (г. Лоиха (Тихий океан)).

Континентальные рифты и трапповые провинции. Тектонические режимы растяжения, приводящие к разрывам континентальных литосферных плит, формируют разномасштабные рифтовые зоны протяженностью до сотен и тысяч километров. К наиболее крупным рифтовым системам относятся Африкано-Аравийская (6500 км), Байкальская (2500 км) и Рейнская (600 км). Дж. Дьюи и Дж. Берд (1974) разработали наиболее признанную в настоящее время модель рифтообразования, согласно которой в раннюю стадию раскола происходит подъем литосферы. Формируются сводовые поднятия и сопряженные с ними крутопадающие разломы. По ним из мантийных уровней в верхние горизонты земной коры поднимаются магматические расплавы. В первую очередь извергаются кислые и основные лавы, а в конце основные. Трапповые провинции формируются

на участках платформ, где существовали мощные зоны растяжения, образовавшие обширные рифтовые системы, через которые изливались на поверхность огромные массы базальтоидов, а в осадочном чехле платформ возникли базит-ультрабазитовые расслоенные (дифференцированные) интрузии.

В металлогеническом отношении наибольший интерес представляют межматериковые рифты и рифтовые зоны континентов, а также сопряженные с ними трапповые провинции. В осевых зонах межматериковых рифтов в локальных впадинах в рассолах и металлоносных осадках накапливаются промышленные запасы меди, цинка, серебра и других металлов (Красное море). В рифтовых зонах континентов наиболее значительное оруденение связано с базит-ультрабазитовыми расслоенными интрузиями. В подобной геодинамической обстановке формировались крупнейшие в мире медно-никелевые с платиноидами магматические ликвационные металлогенические провинции (Норильская, Сибирская платформа; Печенга, Кольский п-ов). Возникали уникальные платиноидные месторождения в хромит-никеленосных с медью горизонтах в расслоенных комплексах (Бушвельд, ЮАР; Великая Дайка, Зимбабве). С трапповыми покровами связаны месторождения исландского шпата (Сибирская платформа); драгоценных камней (рубины и сапфиры; Кампучия и Таиланд); explosивно-экспалзионные скарноидные железорудные месторождения — ангаро-илимский тип (Коршуновское, Рудногорское и др.).

Пассивные континентальные окраины. Среди многообразия их вариантов выделяют три основных типа: эпирифтогенный, эпитрансформный и эписубдукционный (Абрамович, Зелепучин, 1997; Ковалев, Леоненко, 1995; Ручкин, Конкин и др., 1998). Наиболее распространенным, как в современных, так и в палеоструктурах Земли является первый эпирифтогенный тип. Его часто называют пассивной окраиной континентов Атлантического типа. В плане это широкая переходная от континента к океану полоса шириной сотни — первые тысячи километров, имеющая зональное строение (край континента, шельф, континентальный склон и его подножие). Восточная окраина Северной Америки, как наиболее изученный пример подобной обстановки, в приконтинентальной части представлена триасовыми грабенами, выполненными красноцветной молассой и базальтами. Их перекрывает серия осадочных пород мощностью до 12 км, имеющая возраст от юры до современного. В прибрежной части окраины развиты мелководные известняки триас-юрского возраста. Здесь же в юрско-меловое время возник барьерный риф. В направлении к континентальному склону карбонатные фации сменяются турбидитами. Последние переслаиваются с пелагическими илами. Главный геодинамический процесс на пассивной окраине — медленное прогибание, накопление терригенно-карбонатных толщ и внедрение базитовой магмы на ранних стадиях (рис. 11.13).

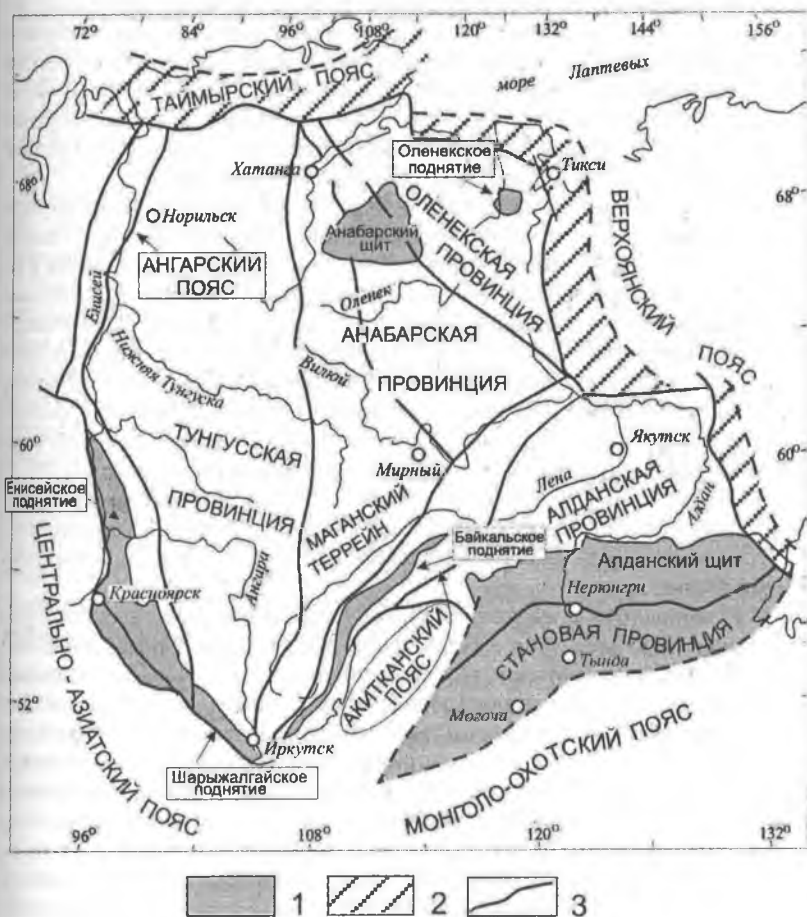


Рис. 11.13. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона (по данным Rosen et al., 1994, с исправлениями и дополнениями):

1 — области выхода фундамента на дневную поверхность; 2 — пассивные окраины, перекрытые мощным деформированным чехлом рифей-фанерозойских отложений; 3 — главные тектонические границы

Выделяются три структурно-металлогенические зоны: 1) шельф и континентальный склон, 2) прибрежная часть шельфа, 3) субаэральная (пляжная) зона. На шельфе и континентальном склоне формируются: 1) свинцово-цинковые месторождения в карбонатных комплексах (Сардана (Сибирь), долина Миссисипи (США)); 2) баритовые и флюоритовые залежи в карбонатных толщах (Пакистан, Бирма); 3) пластовые фосфориты

в кремнисто-карбонатных отложениях (Каратау, Южный Казахстан, Марокко); 4) нефтегазовые месторождения в терригенно-осадочных формациях. В прибрежной части шельфа формируются прибрежно-морские россыпи алмазов, монацита, титановых минералов, магнетита, благородных металлов и олова (Богенфельс, Намибия; Стратбург, Австралия; Траванкур-Кочин, Индия; и др.). В субаэральной зоне образуются средние и мелкие россыпи золота, платиноидов, алмазов и других тяжелых минералов.

Наибольший минерально-сырьевой потенциал пассивных окраин континентов сосредоточен на шельфе и континентальном склоне. Согласно Г. В. Ручкину и В. Д. Конкину, подобная обстановка существовала в рифейское, венд-кембрийское и палеозойское время в складчатом обрамлении Сибирской платформы — Енисейский кряж, Западное Прибайкалье, Байкало-Витимский пояс, Верхоянская складчатая зона. Здесь широко распространены следующие рудные формации и их ряды: стратиформная Pb-Zn в карбонатных породах; колчеданно-полиметаллическая, золото-кварцевая и золото-сульфидно-углеродистая в углеродистых терригенно-флишoidных комплексах; серебро-ванадиевая, ванадиевая, Mo-Ni-Zn с ЭПГ, Ni-Zn с ЭПГ и Au в черносланцевых толщах; марганцевая и фосфоритовая кремнисто-карбонатная; марганцевая кремнисто-терригенная, Fe-Mn кремнисто-карбонатно-вулканогенная и железорудная кремнистогематитовая.

Авлакогены. Органически в структуру пассивных окраин континентов вписываются недоразвившиеся ветви рифтов, представляющие собой одну из ветвей тройного сочленения при рифтогенезе. Они выполнены мощными терригенными и терригенно-карбонатными толщами, в низах разреза содержащими силы и дайки основных магматитов и прослой вулканических пород. Авлакогены часто трассируют крупные речные системы (Миссисипи, Амазонка, Нигер, Замбези, Лимпопо, Рейн). Ярким примером является Днепровско-Донецкая структура. Важным элементом строения авлакогенов служат конуса выноса, достигающие в длину более километра и в ширину несколько сотен метров. Мощность терригенных пород в конусах иногда составляет 3–5 км. Это абразионно-аккумулятивные структуры. Представлены глубоко врезанными каньонами (до 800–1000 м), которые в финальную стадию развития полностью заполняются осадками. С авлакогенами многие исследователи связывают образование многих крупных и уникальных месторождений: 1) золото-урановых конгломератов (Витватерсранд, ЮАР), 2) ураноносных конгломератов (Блайд Ривер, Канада), 3) Pb-Zn-Cu стратиформных в терригенных толщах (Маунт-Айза, Австралия; Сулливан, Канада), 4) жильных и штокверковых урановых с Au, Ni и Co в поверхностях несогласия (Джибулука, Австралия; Ки-Лейк, Канада), 5) медистых песчаников (Удокан, Россия).

Осадочный чехол платформ. Среди всех известных на нашей планете геодинамических обстановок платформы и абиссальные океанические

впадины развивались в наиболее стабильном режиме. Это самые крупные асейсмичные структуры Земли, формировавшиеся преимущественно в результате медленных эпейрогенических вертикальных движений при доминировании опусканий. Для них характерны крупные внутриплитные понижения. На континентальных плитах широко развиты осадочные бассейны. По масштабам проявления, согласно Г. С. Гусеву и Э. И. Кутыреву (1998), выделяется следующий иерархический ряд бассейнов: осадочные чехлы древних и молодых платформ (млн км²) — антеклизы (60–100 тыс. км²) — впадины, прогибы (6–60 тыс. км²) — котловины, депрессии (200–10 тыс. км²) — мульды, брахисинклинали (20–200 км²).

На континентальных платформах выделяют три типа структурно-металлогенических зон: 1) пологие водораздельные пространства, 2) долины и устья рек, 3) осадочные бассейны. На пологих водораздельных пространствах в тропическом климате формируются месторождения кор выветривания. Наиболее важные из них бокситовые латериты (Центральная Африка и другие районы тропического пояса Земли). В долинах и устьях рек в тесной ассоциации с коренными проявлениями образуются промышленные россыпи Au, Sn, W, алмазов и других тяжелых и прочных минералов. Наиболее значительный минерально-сырьевой потенциал нашей планеты связан с осадочными бассейнами, формировавшимися во внутриплатформенных морях. Именно в них локализуются гигантские запасы каменных солей, угля, горючих сланцев, марганца, фосфоритов, нефти, железных руд, урана, строительных материалов и других видов минерального сырья.

Глава 12

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Наиболее активно докембрийские комплексы исследуются с 1975 г. Наметилось два направления: Советское, ныне Российское и Зарубежное (Канадско-Австралийское). Поскольку на территории бывшего СССР развиты в основном интенсивно метаморфизованные комплексы, то разработанные на их основе корреляционные литолого-стратиграфические схемы, распространенные на весь земной шар, существенно искажали реальную картину.

В течение последних 35 лет произошло объединение обоих направлений, более объективно оценены геологические события и их возрастные соотношения. Главный вклад был внесен геологами Австралии и Канады, изучившими слабо метаморфизованные комплексы, и России, исследовавшими глубоко преобразованные серии пород. Наметился прогресс в изучении наложенных процессов тектоно-магматической активизации.

Произошло соединение двух, ранее существенно различавшихся, методологических подходов в изучении геологии и металлогении земной коры — докембрийского и фанерозойского. Впервые в Австралии при изучении докембрийских пород были установлены типичные шаровые лавы, градационная слоистость и другие признаки вулканогенно-осадочного происхождения. На Канадском щите в поясе Абитиби, имеющем возраст 2,8 млрд лет, доказано существование пирокластических толщ кислого состава, колчеданных руд, потоков базальтов и осадочных формаций. Но основная масса докембрийских серий — это мигматиты и продукты амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (Алдан, Карелия, Кольский п-ов, Скандинавия, Канадский, Бразильский и др. щиты).

Геохронология земной коры для целей металлогенического анализа чаще всего изображается в логарифмическом масштабе (наиболее детально подобная схема разработана В. И. Смирновым), но в настоящее время имеется уже достаточно фактов, чтобы исследовать ее более равномерно в арифметической масштабной шкале. В связи с этим для целей металлогенического анализа в докембрии выделяются следующие главные классы геологических структур (возраст в миллиардах лет): архейские кратоны (3,8–2,6), эпикратонные впадины (3,2–2,1), протерозойские мобильные (подвижные) пояса (2,6–1,6) и области протоактивизации (2,1–0,9).

АРХЕЙСКИЕ КРАТОНЫ

К категории крупных, достаточно изученных и насыщенных рудной минерализацией относятся следующие архейские кратоны: Западно-Австралийский (Австралия), Сьюпириор (Канада), Северо-Ляопинский (Китай), Карнатака (Индия), Чаро-Олекминский (Россия), Каапваальский (ЮАР), Зимбабвийский (Зимбабве), Амазонский (Ю. Америка) и другие. Первые два являются ключевыми для характеристики условий образования и локализации архейских месторождений Au, Ni, Cu, Zn, Pb, Fe. Кратон Карнатака знаменит золоторудным поясом Колар. Северо-Ляопинский включает колчеданные и железорудные месторождения. Чаро-Олекминский кратон содержит месторождения флогопита и магнетита. Все это свидетельствует о латеральной неоднородности рудоносных структур архея. В кратонах выделяют два геолого-структурных типа образований: гранитогнейсовые области с метаморфогенными (фундамент) месторождениями мусковитовых и редкоземельных пегматитов и гранитоидно-зеленокаменные области с месторождениями Au, Cu, Zn, Pb, Ni. Гранитоидно-зеленокаменные области и пояса подразделяются на два подтипа, формировавшихся в различных скоростных режимах растяжения — медленных (платформенная фаза) и высоких (рифтовые зоны).

В наиболее древних (3,5–3,0 млрд лет) провинциях доминируют очень мелководные субплатформенные пояса с низкой металлогенической продуктивностью (мелкие месторождения Ba, Cu-Mo, Pb-Zn). В более молодых рифтогенных поясах (3,0–2,7 млрд лет) с высокой скоростью растяжения и утонения коры формировались глубоководные вулканические трогии. Эта фаза эволюции архейских провинций имела глобальное распространение и характеризовалась появлением специфических многочисленных, в том числе и очень крупных, месторождений: а) гидротермальных плутоногенных → золота; б) гидротермальных базальтоидных → колчеданно-полиметаллических субмаринных; в) ликвационных, в ассоциации с коматиитами → медно-никелевых.

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ КРАТОН

В его пределах выделено три крупных структуры: блок Пилбара, блок Йилгарн и разделяющая их впадина Хаммерсли (см. рис. 5.4).

Блок Пилбара (3,8–3,2 млрд лет) (рис. 12.1, 12.2). Для него характерны округлые массивы сланцеватых гранитогнейсов и залегающие на них слабо метаморфизованные толщи, сложенные базальтами, кремнистыми сланцами, лавами, туфами андезитов и риолитов и потоками коматиитов.

На площади блока имеются небольшие месторождения — колчеданное Биг-Стабби (Pb-Zn), связанное с риолитовым куполом, и баритовое стратиформное Норт-Пол, которое ассоциирует с карбонатно-глинистыми и эвапоритовыми мелководными фациями.

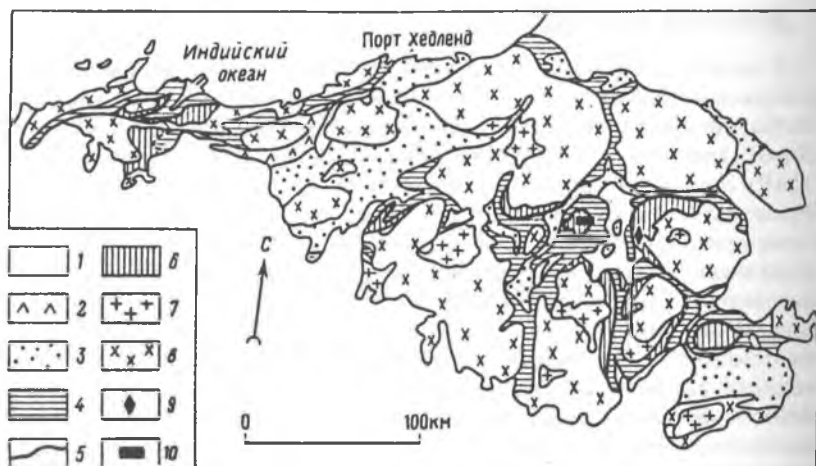


Рис. 12.1. Схема геологического строения блока Пилбара (по А. Хикману и А. Трендаллу):

1 — послепархейские породы; 2 — группа Уим-Крик; 3 — группа Гордж-Крик; 4–6 — группа Уарравуна; 4 — верхняя часть, 5 — формация тауэрс, 6 — нижняя часть; 7 — посттектонические граниты; 8 — сланцеватые гранитогнейсы; 9 — колчеданное свинцово-цинковое месторождение Биг-Стаббл; 10 — барритовое месторождение Норт-Пол

Блок Йилгарн (3,4–2,6 млрд лет) (рис. 12.3). Особенностью блока являются линейные структуры и широкое развитие гранитизированных гнейсовых формаций. В разрезе супракраустальных толщ (2,8–2,6 млрд лет) выделено три комплекса (сверху вниз): 1) терригенные породы, субвулканы кислого состава (рассеянная Au минерализация); 2) контрастные вулканогенно-осадочные формации (дациты, фельзиты, пирокласты), колчеданные месторождения; 3) основные и ультраосновные лавы и интрузии (коматииты, базальты), железистые кварциты, Cu-Ni месторождения; 4) гранитогнейсовое основание. Металлогения блока определяется ликвационными сульфидными Cu-Ni месторождениями района Камбалда в коматиитовых лавах и месторождением Маунт-Кейт в ассоциации с дайками дунитов. Важную роль играют гидротермальные кварц-золоторудные месторождения. Наиболее известное Калгурли, открытое в позапрошлом веке (140 лет назад). Из него добыто уже 1500 т Au. В золото-кварцевых жилах, пересекающих долериты формации Голден Мейл, выделяются два типа: золото-кварцевый и золото-кварц-теллуристый.

Таким образом, геосинклинальные и плейтектонические концепции не могут объяснить особенности строения кратонов. Более продуктивна микроплитная гипотеза, объясняющая их блоковое строение, как ядер стабилизации. При переходе от 3,8–3,2 млрд лет к 3,2–2,6 млрд лет купольное (гранитогнейсовое) мозаичное строение сменяется новыми линейными

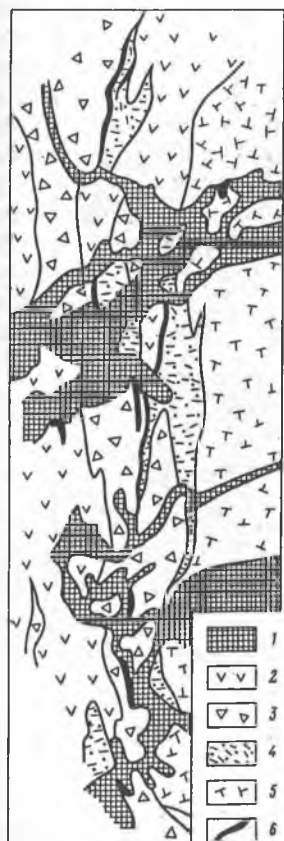


Рис. 12.2. Геологическая карта месторождения Биг-Стабби (по данным Д. Рейнольдса и др.):

1 — основные интрузивы; 2 — средние вулканы; 3 — риолитовые брекчии, 4 — риолиты, 5 — риолитовые туфобрекчии; 6 — железная шляпа

типами структур (Пилбара → Йилгарн); происходит смена скоростей формирования рифтовых структур. Установлено существование древних блоков стабилизации (ядра блока Пилбара), на которых накладывались резко дифференцированные толщи вулканических и осадочных пород. В результате возникли микроплиты и сформировался комплекс разнообразных месторождений (5 осн. типов): 1) колчеданные Pb-Zn (Биг-Стабби), подобные месторождениям фанерозоя; 2) стратиформные Pb-Zn в карбонатных формациях; 3) ликвационные сульфидные Cu-Ni в коматиитовых лавах; 4) метаморфогенные и плутогенные гидротермальные месторождения золота (Канада — Керр-Д'Ален, Поркьюпайн; Колар-Индия и др.); 5) слюдяные и редкометалльные пегматиты.

Новые геохронологические изотопные данные неуклонно удревняют возраст рудной минерализации, отодвигая его в пределы лунного периода.

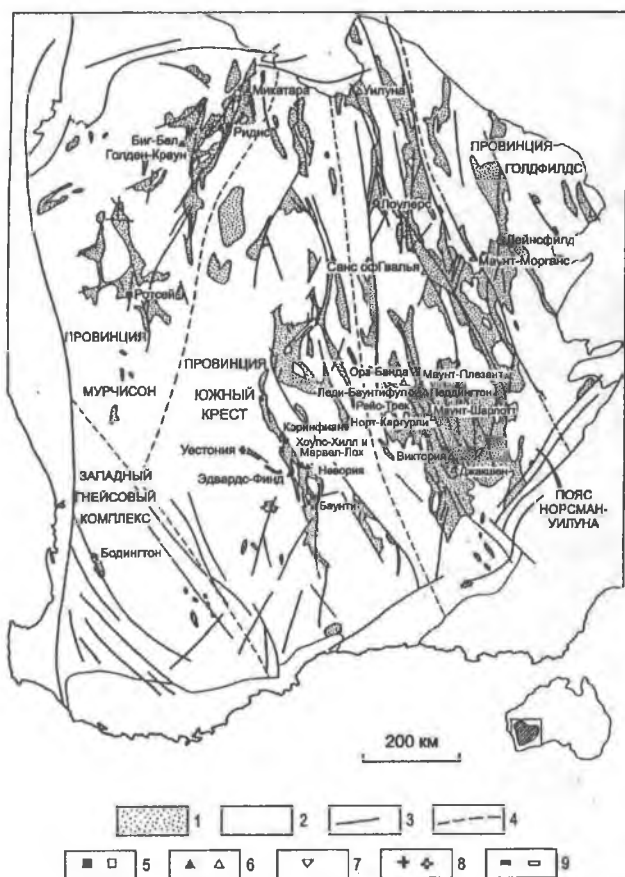


Рис. 12.3. Закономерности размещения золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах протократона Йилгарн, Австралия, по Бэрли и Гровсу (Barley, Groves, 1990), с незначительными упрощениями:

1 — зеленокаменные пояса, 2 — гранитно-гнейсовые комплексы, 3 — разломы, 4 — границы тектонических провинций, 5–9 — золоторудные месторождения, размещенные в метаморфизованных вулканитах и осадочных породах (метаморфизм: залитые значки — эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, полные значки — пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фации), при составе пород, вмещающих месторождения: 5–8 — вулканиты: 5 — ультрамафитовые, 6 — мафитовые, 7 — среднего состава, 8 — кислые; 9 — железистые осадки

Металлогеническая продуктивность лавинно возрастает к концу архея (к 2,6 млрд лет). В рифтогенных структурах архея — зеленокаменных поясах развито три группы месторождений: 1) колчеданные, ассоциирующие с вулканогенно-осадочными сериями; 2) ликвационные Cu-Ni

в ультраосновных вулканитах; 3) гидротермальные золоторудные в терригенных и вулканогенно-осадочных толщах. Сами пояса имеют трехчленное строение (снизу вверх): 1) ультраосновные коматиитовые и базальтовые лавы; 2) контрастные вулканогенные андезит-риолитовые и осадочные толщи; 3) терригенные осадочные и вулканомиктовые серии (рис. 12.4). В последние десятилетия подобные пояса выявлены на Балтийском щите (в Карелии), в восточной части Украинского щита (Среднеприднестровский гранит-зеленокаменный пояс с золотой минерализацией), на Русской платформе. В районе КМА — область протоактивизации на древних зеленокаменных поясах с признаками золотой минерализации, в западной части Алданского щита (Чаро-Олекмипский кратон) — зеленокаменные пояса с коматиитами и Чаро-Токкинский железорудный район.

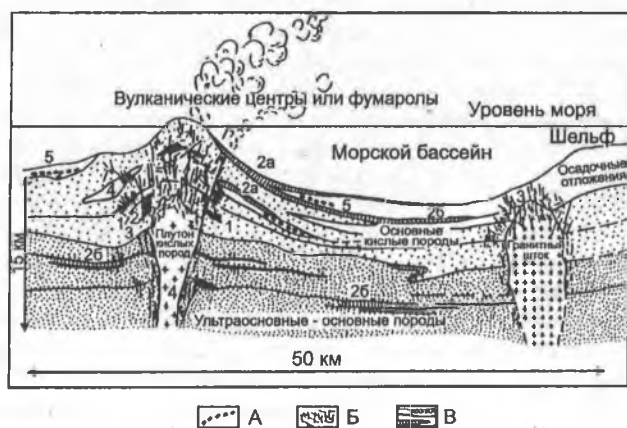


Рис. 12.4. Схематическая реконструкция архейского зеленокаменного вулканического комплекса, показывающая возможные соотношения месторождений золота с вмещающими породами (по К. Конди, 1983):

А — россыпи, Б — кварцевые жилы, жилки, штоковски, зоны дробления, В — стратиформные месторождения в полосчатой железорудной формации. Типы архейских месторождений золота: 1 — в вулканогенных стратифицированных массивных сульфидных залежах; 2 — вулканогенные стратиформные субаквально-эксталяционные (2а — в железорудной формации проксимальной оксидной фации, 2б — в дистальных сульфидной и карбонатной фациях); 3 — низкотемпературные гидротермальные жилы, 4 — в плутонических штоках и силах, 5 — россыпи

ЭПИКРАТОННЫЕ ВПАДИНЫ

В раннем протерозое формировались огромные отрицательные структуры, заполненные слабометаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами. 40 лет тому назад Е. В. Павловский и М. С. Марков отнесли их к протоплатформенным образованиям. В отличие от чехлов

древних платформ в них отмечается большая мощность отложений (> 20 км), длительность формирования (10–100 млн лет) и значительные масштабы. Преобладают терригенные породы — продукты размыва (песчаники, граувакки и др.). Широко развиты эффузивы, главным образом базальты, но встречаются и кислые вулканиты. Металлогеническая специализация: 1) железистые кварциты; 2) золото и уран в конгломератах; 3) медные руды в песчаниках.

В качестве типичных примеров рассмотрим две наиболее изученные впадины: Витватерсранд (Ю. Африка), Удокан (СВ Забайкалье).

ВПАДИНА ВИТВАТЕРСРАНД

Размеры впадины 900 км в длину и 300 км в ширину (рис. 12.5). В ее основании залегают архейские тоналитовые гранито-гнейсовые купола, супракрустальные пояса и позднеархейские граниты и пегматиты с редкоземельными и радиоактивными минералами. Впадина располагается в пределах Каапвальского архейского кратона, консолидированного 3,0 млрд лет назад, вблизи грандиозного интрузивного комплекса — Бушвельд. Согласно палеорекострукциям, она была окружена горными цепями. Впадину выполняет единый вулканогенно-осадочный комплекс, состоящий из трех систем (формаций) (снизу вверх): гранитогнейсовое основание — (3,2 млрд лет); Доминион Риф — (2,8 млрд лет); Витватерсранд — (2,2 млрд лет) и Трансвааль. Трансвааль — ритмично-слоистая песчано-глинистая серия. Есть Au, но его мало. Витватерсранд — субаэральные грубозернистые породы, ритмичность нескольких порядков. Золото в кварцево-галечниковых пластах. Главная продуктивная формация. Доминион — континентальные и прибрежные осадки в равных соотношениях с циклическими бимодальными вулканитами. Слабая золотая минерализация. Обнаружены древние коры выветривания. Отмечается совместное присутствие в россыпях золота и уранинита (UO_2). Уранинит должен в окислительной обстановке образовать растворимый комплекс $[\text{UO}_2^2]$. Представление о том, что U^{IV} не может консервироваться в кислородной атмосфере, опровергнуто фактом. В предгорьях Гималаев в современных осадках англичане П. Симсон и Дж. Боуэлс в терригенных отложениях дельты реки Ганг, обогащенных органическим материалом, обнаружили уранинит. Наличие органики и восстановительная обстановка способствуют сохранению уранинита.

Относительно источников золота и уранинита имеется четыре гипотезы: россыпная, осадочно-метаморфогенная, инфильтрационная и гидротермальная. Все они дискуссионны и не могут быть полностью приняты. Имеющиеся в настоящее время данные в большей степени поддерживают россыпную гипотезу происхождения Витватерсрандского золота, предложенную еще в 1903 г. Луи де Лонэ (De Launay, 1903). Результаты прецизионных микрозондовых и радиоизотопных анализов указывают,

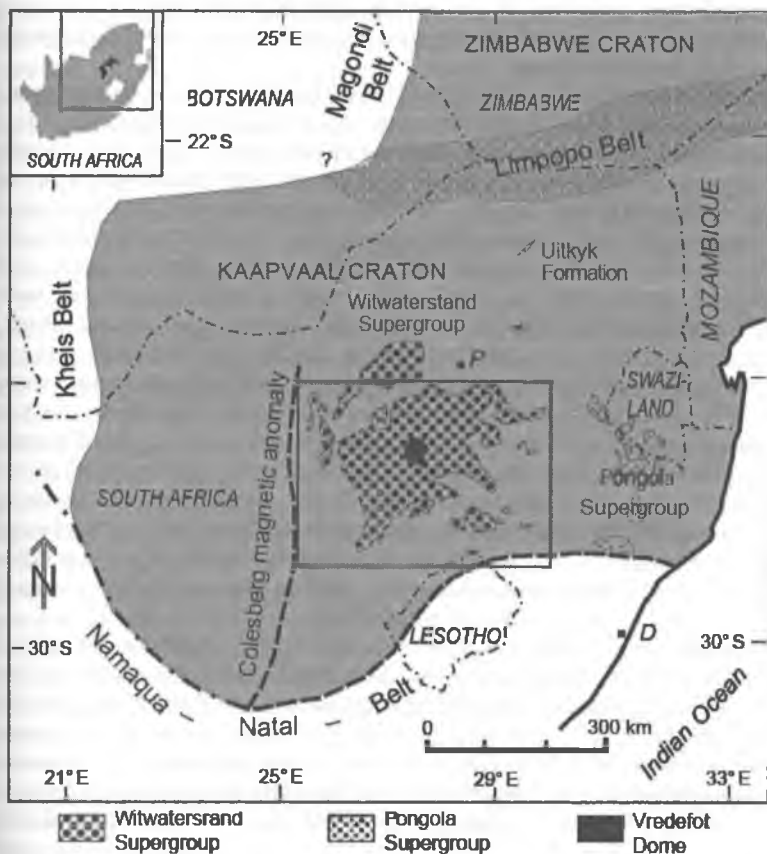


Рис. 12.5. Положение бассейна Витватерсранд, Южная Африка (Frimmel, 2004)

что первичное золото (Re-Os возраст 3,03 млрд лет) древнее вмещающих конгломератов (2,89–2,71 млрд лет). Оно первоначально концентрировалось в рифах как обломочный тяжелый металл, затем ремобилизовалось и переотлагалось в течение нескольких гидротермальных этапов, в т. ч. при аккреции океанической коры в западной окраине Каапвальского кратона (2,83 млрд лет назад), в процессе континентального рифтогенеза и отложения супергруппы Доминион Риф (2,70–2,67 млрд лет), при внедрении Бушвельдского комплекса (2,06–2,05 млрд лет) и в результате воздействия астероида Вредефорт (Frimmel, Minter, 2002; Hayward et al., 2005). Следует отметить, что оставленный этим крупнейшим в истории Земли астероидом с диаметром порядка 10 км след (кратер) достигал

около 300 км в диаметре. По расчетам южноафриканских специалистов, около 70 км³ породы было испарено при падении этого небесного объекта около 2,02 млрд лет назад.

Хотя конгломераты надгруппы Витватерсранд начали формироваться еще в архее около 2,9 млрд лет назад, рудоносность в них проявилась только около 2,5–2,4 млрд лет, а в архее урановые месторождения вообще отсутствуют. Вопросы о роли пирита и урановых минералов в образовании рудных концентраций золота и механизмах реализации этого процесса также являются предметом острых дискуссий. Состав и геохимические особенности пиритовых псевдогалек, высокие содержания ртути в золоте (до 5,9 %), присутствие в рудах кобальтовых минералов, а также повышенные концентрации кобальта в пирите, соотношения хрома, цезия и кобальта в пиритах и кварце, изотопный состав серы пиритов — все это в совокупности свидетельствует о мантийной природе рудоносных гидротерм (Щеглов, 1994). На это указывает и наличие эндогенных битумов в рудах, что характерно для месторождений мантийного класса. Урановые минералы в конгломератах имеют осадочное происхождение и связаны с размывом древних гранитов. Обращает внимание отсутствие в конгломератах самородков золота, которые характерны для россыпей, образующихся при размыве золото-кварцевых месторождений. Однако это не исключает наличие в конгломератах россыпного золота из коренных месторождений зеленокаменных поясов (Schidlowski, 1968).

Наиболее приемлема полигенно-полихронная концепция, согласно которой к северу от впадины под покровом платформенных отложений имеются выходы архейских гранитоидов с возрастом 2,8–2,6–2,4 млрд лет. При взаимодействии двух групп процессов: экзогенных, протекавших во впадине, эндогенных и метаморфогенных, имевших место на смежных территориях, где внедрялись граниты, формировались серии мелких и средних золоторудных месторождений и происходила их последующая эрозия, приведшая к появлению огромных скоплений золота. В последующей геологической истории эти скопления ремобилизовывались и переотлагались в течение нескольких гидротермальных этапов, в т. ч. при аккреции окенической коры в западной окраине Каапвальского кратона (2,83 млрд), в процессе континентального рифтогенеза (2,70–2,67 млрд лет), при внедрении Бушвельдского комплекса (2,06–2,05 млрд лет) и в результате воздействия астероида Вредефорт. Уран поступал в растворенной форме с кислыми речными водами и в восстановительной зоне, обогащенной органикой, преобразовывался в уранинит, который затем вместе с золотом захоронялся. Таким образом, возникли крупнейшие в мире полигенно-полихронные месторождения золота и урана.

ВПАДИНА УДОКАН

Располагается в западной части Алданского щита (Восточная Сибирь) в пределах Чаро-Олекминского кратона (2,8–2,6 млрд лет). Общая мощ-

ность осадков 6–10 км — песчаники, аргиллиты, алевролиты, доломиты и известняки, являющиеся протоорогенными, протоплатформенными отложениями. Рудные тела имеют пласто- и линзообразную формы, достигающие мощности 300 м, и сложены пирит-халькопиритовым (глубоководные фации), халькопирит-борнитовым и борнит-халькозиновыми типами. Они образовались в результате седиментации (дельтовые фации), диагенеза и катагенеза минерализованных осадков. Южную часть кратона перекрывает Удоканская серия (2,1–2,4 млрд лет). На юго-востоке региона находится хребет Становик с анортозитами Джугжура и титано-магнетитовыми месторождениями, большая часть которых эродирована.

Вблизи Удоканского месторождения проходит крупный разлом и предполагается расслоенный Чинейский массив. Он залегает среди песчаников удоканской свиты. Возраст массива 2,0 млрд лет. В его пределах установлено два типа оруденения: магнетит-ильменитовое и сульфидное медное с никелем, платиноидами. О соотношении магматических руд Чинейского массива и осадочных руд месторождения Удокан имеется три гипотезы.

1. Массив внедрился в Удоканскую серию и заимствовал медь из осадочных пород. Возражения таковы — массив располагается стратиграфически ниже (на 1,5–2,0 км) меденосного горизонта Удокана.

2. Предполагается, что под Удоканским месторождением на глубине находится интрузивный массив, аналогичный Чинейскому, который продуцировал гидротермальную рудоносную систему. Возражения: нет гравиметрических аномалий и других геофизических признаков, доказывающих существование скрытого plutона.

3. Наиболее вероятная гипотеза. Происходил размыв архейских и нижнепротерозойских меденосных пород и медных месторождений различного генезиса (гидротермальных, магматических, скарновых, пегматитовых); перенос рудного вещества в форме комплексных соединений, истинных и коллоидных соединений и взвесей и отложение в дельтах и лагунах в мелководном палеобассейне.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ (МОБИЛЬНЫЕ) ПОЯСА

Протерозойские пояса существенно отличаются от архейских супракрустальных поясов. В них более широко представлен спектр геологических формаций от субмаринных базальтоидных, через островодужные до кислых субаэральных; развиты все осадочные формации от граувакковой до карбонатной; в больших объемах представлена черносланцевая формация (ее не было в архее) и сильнее варьирует региональный метаморфизм от низких ступеней до амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Для протерозойских поясов характерно развитие четырех типов руд: колчеданных, железистых кварцитов, золоторудных и урановых. Колчеданное оруденение представлено крупными и уникальными месторождениями. Среди

них Брокен-Хилл (Австралия) с 60 млн т руды при содержании Pb-Zn до 20 %. В пределах поясов располагаются главные метаморфизованные железорудные месторождения мира. Характерны для всех континентов. Золотое оруденение сконцентрировано в черносланцевых формациях. Например, Мурунтау (Узбекистан), Сухой Лог (Сибирь) и др. Урановые месторождения развиты в зонах стратиграфического и структурного несогласия. Широко распространены в Австралии и Канаде.

В качестве примера рассмотрим два из классических и наиболее изученных протерозойских поясов мира: Криворожский бассейн (Украина) и Пайн-Крик (С. Австралия).

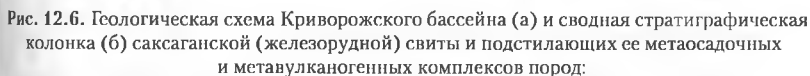
КРИВОРОЖСКИЙ БАССЕЙН (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Это сложный синклиниорий с сорванным по разлому западным крылом. Он полого ($18-21^\circ$) погружается на север и осложнен более мелкими складками (рис. 12.6).

Бассейн целесообразно рассматривать (по В. И. Казанскому) как чешуйчато-моноклиналичную структуру, на которую надвинуты архейские и протерозойские граниты. Здесь слабо проявился интрузивный магматизм. При составлении геологических и металлогенических карт Украинского щита в его восточной части выделены Приднепровский архейский кратон, Кировоградский раннепротерозойский блок и расположенный на их границе Криворожско-Кременчугский подвижный пояс — это краевая структура на западной границе Приднепровской зеленокаменной области (или кратона) (рис. 12.6, 12.7, 12.8, 12.9). Криворожский бассейн является одним из крупнейших в мире железорудных бассейнов. Руды образовались осадочно-гидротермальным и осадочным путем и затем были метаморфизованы. Для изучения строения месторождения, полного разреза криворожской серии, в центральной части бассейна была забурена сверхглубокая скважина. Предполагалось, что она полностью пересечет всю серию и на глубине 10–12 км выйдет в архейские граниты. Главная структура бассейна (Саксаганская синклиналь) согласно принятой концепции должна была продолжаться до глубины 15 км. Результаты бурения оказались иными. На глубине 2,3 км вскрыты гранитоиды и древняя кора выветривания.

Таким образом, разрез бассейна представлен не одной непрерывной криворожской серией, а двумя — прежняя криворожская и новая, залегающая стратиграфически выше.

Предложены две плейттектонические модели строения рудной провинции: субдукционная и протоастенолитовая. Обе модели не обоснованы геолого-геофизическими материалами. Вероятнее всего, это усложненный продольными чешуйчатыми взбросо-сдвигами линейный Криворожско-Кременчугский подвижный пояс, являющийся краевой структурой на западной границе Приднепровской зеленокаменной области (или кратона).



1 – метатерригенные и метаксеногенно-терригенные отложения гданцевской и глеватской свит (gd + gl) – сланцы кварц-биотитовые, углистые, метанесчаники, доломиты метаконгломераты и др.; саксаганская свита (sx): 2 – железистые горизонты (железистые кварциты силикатно-магнетитовые, джессилиты гематит-магнетитовые и др.); 3 – сланцевые горизонты (сланцы кварц-хлорит-биотитовые, безрудные кварциты и др.); 4 – ЖКСФ саксаганской свиты; скелетовская свита (sk): 5 – метавултрабазиты (сланцы тальк-хлоритовые, тальк-хлорит-карбонатные и др.), 6 – сланцы кварц-серцитовые, биотит-кварц-серцитовые и др., 7 – метанесчаники полевошпат-кварцевые и др., 8 – метаконгломераты и метаравнины существенно оолитовые и др.; 9 – метавулканиты основного и среднего состава новокриворожской свиты; 10 – метанесчаники и метагравелиты мономиктовые кварцевые латовского горизонта (свиты); 11 – плагиограниты архейского фундамента; 12 – линии стратиграфического несогласия

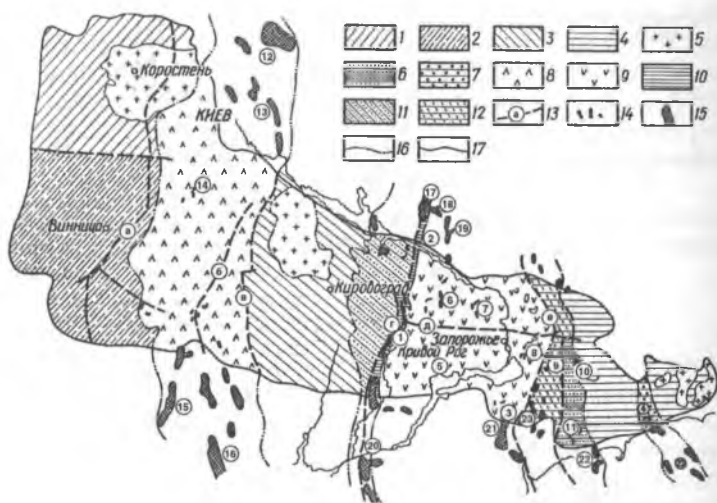


Рис. 12.7. Геотектоническое районирование Украинского щита (по Г. И. Каляеву и др., 1974):

Протоплатформенные блоки: 1 — Волынский; 2 — Подольский; 3 — Кировоградский; 4 — Приазовский; 5 — массивы рапакиви и гранитоидной щелочной формации в протоплатформенных блоках. Парагеосинклинальные зоны в Приазовском блоке: 6 — Западно-Приазовская; 7 — Мангушская.

Области геосинклинального режима: 8 — нерасчлененная Белоцерковско-Одесская ветвь; система Большого Кривого Рога; 9 — внутренняя эвгеосинклинальная область; 10 — внутренняя Криворожско-Кременчугская зона красного прогиба; 11 — внешняя Западно-Ингулская зона красного прогиба на протоплатформенном основании Кировоградского блока, 12 — внешняя Орехово-Павлоградская зона; 13 — глубинные разломы (обозначения на карте): а — Житомирский, б — Восточно-Уманский, в — Бугско-Мироновский, г — Криворожский, д — Девладовский, е — Орехово-Павлоградский; 14 — железистые породы; 15 — интенсивные малоизученные магнитные аномалии, вызванные преимущественно глубоко залегающими железистыми породами, 16 — границы геотектонических подразделений, 17 — условная граница Украинского щита;

Криворожский бассейн (1) и месторождения железных руд (цифры в кружках): 2 — Кременчугское; 3 — Белозерское; 4 — Мариупольское; районы интенсивных магнитных аномалий: 5 — Чертомлыкский; 6 — Верховцевский; 7 — Сурский; 8 — Конкский; 9 — Орехово-Павлоградский; 10 — Гуляйпольский; 11 — Западно-Приазовский; 12 — Черниговский; 13 — Трахтомировский; 14 — Володарский; 15 — Анапьевский; 16 — Одесский; 17 — Хорольский; 18 — Толоко-Подянский; 19 — Кобелякский; 20 — Херсонский; 21 — Весселовский; 22 — Азовский; 23 — Таврический

ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС ПАЙН-КРИК

В Северной Австралии в 60–70 годах XX века открыт новый межформационный тип урановых месторождений стратиграфического несогласия (рис. 12.10). Например, пояс Пайн-Крик, сформировавшийся на позднеархейском фундаменте (гнейсы, мигматиты и граниты). В пределах пояса нижняя часть разреза представлена нижнепротерозойскими вулканогенными, терригенными и карбонатными отложениями, которые смяты в крупные брахиформные и линейные складки. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой — амфиболитовой фации и прорваны магматическими



Рис. 12.8. Металлогеническое районирование Криворожско-Кременчугской зоны
(по Я. Н. Белевцеву и др., 1974):

геологические формации протерозойского цикла — интрузивно-магматические и ультрамстаморфические: 1 — дайковая; 2 — малых интрузий гипербазитов; 3 — малых интрузий аплито-пагматоидных гранитов; 4 — гранитовая (граниты токовского и боковьянского типов); 5 — мигматитовая и гранитовая Кировоградско-Житомирского комплекса; 6 — мигматитовая Западно-Ингулецкой внешней зоны; метаформизированные вулканогенно-осадочные и эффузивно-магматические; 7 — терригенная, 8 — молассовая; 9 — лагунно-доломитовая; 10 — верхняя терригенная; 11 — джеспилитовая; 12 — нижняя терригенная; 13 — основных эффузивов; 14 — диабазоспилитовая; геологические формации архейского цикла — интрузивно-магматические и ультрамстаморфические: 15 — дайковая; 16 — мигматитовая диспровского комплекса; 17 — гранитоидная (граниты саксаганские, мигматиты гранодиоритового и диоритового состава); 18 — гипербазитовая (межпластовые ультрабазиты внутри диабазоспилитовой формации); вулканогенно-осадочные: 19 — диабазоспилитовая; 20 — региональные глубинные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 21 — региональные разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 22 — оси антиклиналей: а — достоверные, б — предполагаемые; 23 — оси синклиналей: а — достоверные, б — предполагаемые; 24 — замки антиклиналей; 25 — замки синклиналей; 26 — граница Криворожско-Кременчугской зоны; 27 — граница Ингулецкой и Криворожско-Кременчугской подзон; 28 — граница Карачуновско-Лозоватской подзоны II порядка

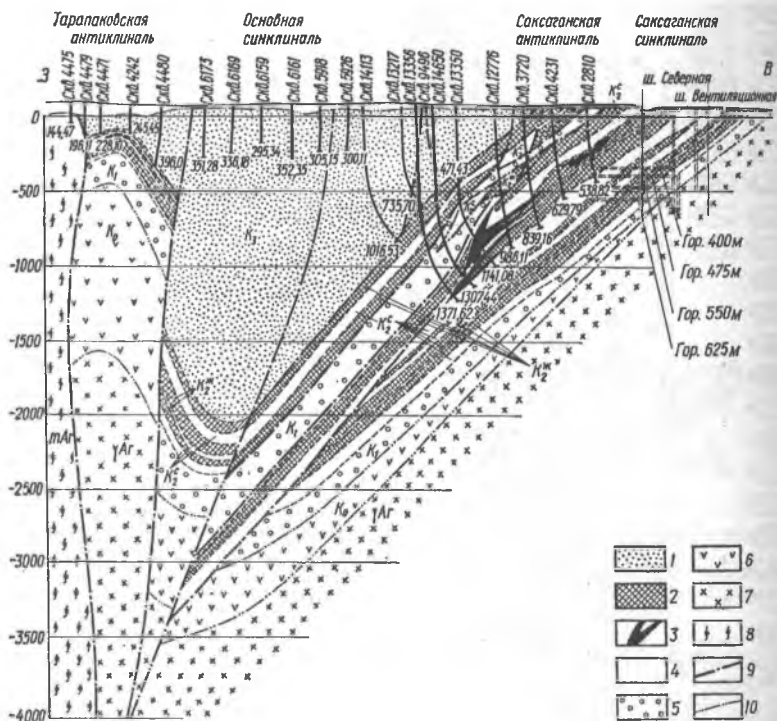


Рис. 12.9. Геологический разрез по месторождению рудника им. Кирова (по Я. Н. Белевцеву и др., 1974):

породы криворожской серии: 1 — верхняя свита (K_3), 2 — железистые горизонты средней свиты (K_2^*), 3 — богатые руды (K_2^*), 4 — сланцевые горизонты средней свиты (K_2^*), 5 — породы нижней свиты (K_1), 6 — сланцево-амфиболитовая свита (K_0), 7 — саксаганские плагиоклазовые граниты (γPlAg); 8 — мигматиты микроклин-плагиоклазовые ($m \text{Ag}$), 9 — зоны разломов, 10 — стратиграфическое несогласие

телями основного, среднего и кислого составов. Верхняя часть разреза — песчаники, алевролиты, углеродистые сланцы и доломиты (прибрежно-морские фации). Выделяется два интрузивных комплекса: ранний — липаритовый и поздний — долеритовый.

К поясу приурочено наиболее крупное урановое месторождение Рейнджер, открытое в начале 1969 г. (эксплуатируется с 1981 года). На его долю в 70-е годы XX века приходилось 7 % мировой добычи урана.

Здесь работает образцовое международное горнорудное предприятие (Япония, ФРГ). Оно находится в пределах национального заповедника провинции Аллигейтор-Ривер. Месторождение Рейнджер и другие урановые проявления Сев. Австралии располагаются в пределах регионального

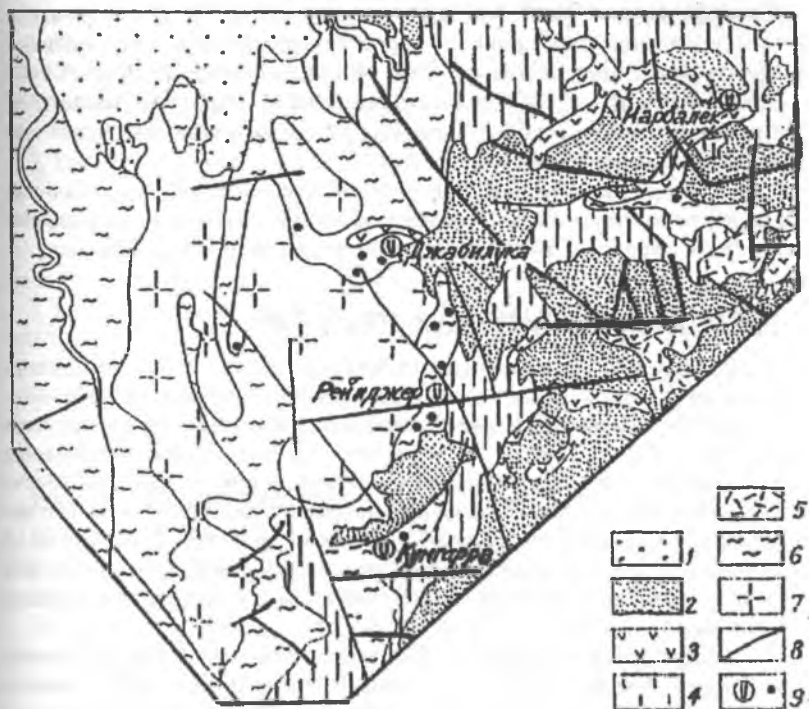


Рис. 12.10. Схема геологического строения региона Пайн-Крик (по Г. Р. Эверсу и др.):

1–2 — отложения платформенного чехла: 1 — меловые; 2 — позднерифесские формации Комболли; 3–7 интрузивные и метаморфические комплексы раннего протерозоя: 3 — долериты; 4 — метаморфизированные мигматиты; 5 — гранитизированные породы; 6 — геосинклинальные комплексы раннего протерозоя; 7 — породы архейского фундамента — комплекс Напамбу; 8 — тектонические нарушения; 9 — урановые месторождения и рудопроявления

металлогенического пояса, приуроченного к зонам стратиграфического несогласия в нижнепротерозойских формациях.

Генезис месторождения спорен и объясняется тремя возможными моделями: кора выветривания, гидротермальное образование, брекчии выщелачивания. В ореоле месторождений развиты зоны хлорит-карбонат-серицитовых изменений. Наиболее вероятна модель, согласно которой формирование месторождений протекало в три этапа: сингенетическое накопление урана в богатых органикой осадках нижнего протерозоя; отложение урана в геологических структурах из растворов, возникших при метаморфизме осадков; выщелачивание и переотложение урана циркулирующими термальными водами в зоне регионального несогласия.

Специфика пояса Пайн-Крик заключается в том, что в его пределах базальтоидный вулканизм проявился после внедрения гранитных интрузий в субплатформенных условиях. Отмечается последовательный переход в разрезе нижнепротерозойских отложений от субмаринных терригенно-карбонатных фаций к субаэральным песчаникам и конгломератам (уже платформенной формации).

Подобные металлогенические пояса широко распространены также в Канаде, провинция Атабаска. Здесь известно крупное месторождение Сигар Лейк с запасами руд 150 тыс. т и содержанием U_3O_8 15 %.

ОБЛАСТИ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ ДОКЕМБРИЯ

На границе архея и протерозоя стабилизированные блоки земной коры были рассечены разломами и испытали интенсивные деформации, сопровождаемые субаэральным вулканизмом и осадконакоплением, внедрением интрузий основного, ультраосновного, щелочного и кислого составов, прогрессивным и регрессивным метаморфизмом, мощным и разнообразным эндогенным оруденением. На каждой платформе выделяется несколько эпох активизации (в млрд лет). Так на Украинском щите три: 2,5–2,6; 1,9–1,6; ~1,2. На Балтийском щите также четыре эпохи: 2,5–2,6; 1,8–1,6; 1,4–1,3 и 1,0–0,9. В металлогеническом отношении наиболее продуктивны обычно первые две эпохи.

В областях протоактивизации происходило наложение новых тектонических импульсов на ранее сформированные структуры докембрия. Возникли системы крупных разломов, представленных зонами дислокационного метаморфизма наиболее глубинного типа — инъекционными магматитами, бластомилонитами амфиболитовой фации и т. д. В это время господствовали субаэральные континентальные условия осадкообразования, происходило внедрение гигантских мантийных интрузий ультраосновного, основного, кислого состава и первых в геологической истории Земли полиформационных магматических комплексов центрального типа. Преобладают гипабиссальные и субвулканические интрузии кислого, субщелочного и щелочного составов.

Типоморфные рудные месторождения представлены: магматическими залежами Cu-Ni, Cr, Pt и Ti руд в ассоциации с базит-гипербазитами; метаморфогенными редкометалльными и слюдоносными пегматитами, постметаморфогенными гидротермальными месторождениями типа щелочных метасоматитов. А также широким набором постмагматических гидротермальных месторождений Sn, W, Mo; поствулканических гидротермальных месторождений Au, U, флюорита, стратиформных месторождений Pb и Zn, редкометалльных карбонатитов и алмазонасных кимберлитов. В зависимости от ведущего геологического и рудообразующего процесса В. И. Казанским

выделено три типа областей протоактивизации: тектоно-плутонический, тектоно-вулкано-плутонический и тектоно-метасоматический.

1. Тектоно-плутонический. В нем широко развиты основные и ультраосновных интрузии с месторождениями Cr, Ti, V, Pt, ультраосновных щелочных комплексов с карбонатитами.

2. Тектоно-вулкано-плутонический. Излияния первичных (мантийных) и вторичных (внутрикоровых) магм. Формируются месторождения редких металлов, Sn, Li, Au. Месторождения Cu-Ni в ультраосновных породах. Это протерозойские аналоги месторождений Mz-Kz Охотско-Чукотского пояса.

3. Тектоно-метасоматический. Активизация и переработка докембрийских толщ. Разрыв между возрастом субстрата и возникающими магматическими и метасоматическими породами достигает 1,0 млрд лет.

В широком температурном диапазоне возникают палингенные граниты, пегматиты и щелочные метасоматиты в зонах глубинных разломов с крупными месторождениями Be, Ta, Nb и U.

ТЕКТОНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ТИП

К нему относятся Великая Дайка Зимбабве и Бушвелд (ЮАР), Чинейский массив в Забайкалье, Стиллуотер в США и др. Рассмотрим строение этого типа на примере области Великой Дайки Зимбабве (рис. 12.11).

Ее длина 550 км, ширина 4–12 км. Дайка рассекает весь архейский кратон Зимбабве. Возникла 2,5 млрд лет тому назад. Кратон Зимбабве формировался раньше (3,5–2,8 млрд л.). В его пределах выделяется две генерации зеленокаменных поясов: 3,2 млрд лет и 2,8 млрд лет. В верхней части дайки до глубины 2–3 км породы залегают горизонтально, а глубже представлены вертикальным плитообразным телом дунитов. Верхняя часть дайки состоит из двух (комплексов) серий: габбровой и ультраосновной (расслоенной с горизонтами хромитов). На контакте ультраосновной и габбровой серий расположен горизонт, сложенный дунитами, пироксенитами и перидотитами (мощность 15–20 см, прослежен на 100 км). С ним связаны месторождения Cu, Ni, Pt. На происхождение дайки имеются три точки зрения: интрузивное образование платформенного чехла; гигантский рифт (однако она целиком в архейских породах и нет рифтогенных щелочных и иных пород) и третья наиболее вероятная концепция — это единое интрузивное тело в зоне крупного глубинного разлома. Установлена аномально высокая скорость протекания геологических процессов. Интрузивный комплекс возник практически мгновенно за 50 тыс. лет. Механизм образования следующий: сначала сформировалась система скалывания, изменилось поле напряжений и наступило латеральное растяжение, в образовавшуюся полость раздвигаясь огромные массы мантийного материала.

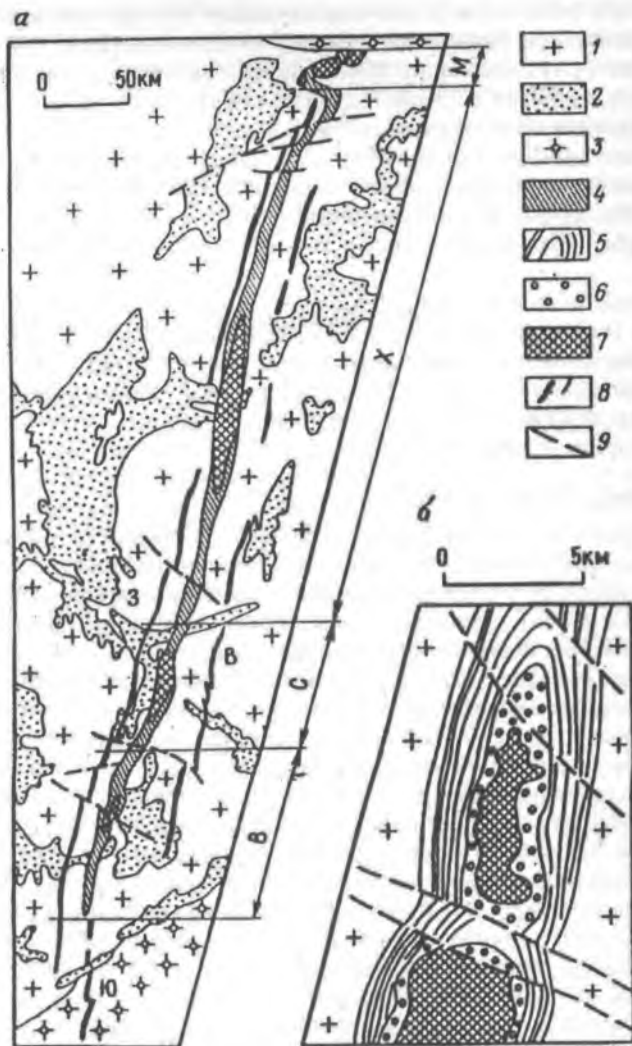


Рис. 12.11. Геологическая позиция Великой Дайки Зимбабве (а) и ее внутреннее строение в районе шахты Вездза (б) (по А. Вильсону и М. Прендергасту).

1 — архейские гранитоиды; 2 — архейские зеленокаменные породы; 3 — раннедокембрийские глубококоматоморфизованные породы; 4–7 — Великая Дайка: 4 — ультрамафическая серия; 5 — циклическое чередование дунитов и пироксенитов; 6 — верхний горизонт пироксенитов с Главной сульфидной зоной; 7 — мафическая серия; 8 — спутательные дайки (В — Восточная, З — Западная, Ю — Южная); 9 — разрывные нарушения; мафит-ультрамафитовые комплексы: М — Музенгези, Х — Хартли, С — Селюки, В — Вездза

ТЕКТОНО-ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ТИП

К этому типу относятся Печенга-Имандра-Варзугская шовная зона, Аткинский вулканический пояс (СЗ Прибайкалье) и ряд других поясов. Рассмотрим в качестве примера Печенга-Имандра-Варзугскую шовную зону. Наиболее важным объектом в пределах зоны является Печенгское рудное поле. Слагающий ее вулканический комплекс состоит из двух частей: нижней — базальты, андезиты и дациты и верхней — трахибазальты.

Рассматриваемая зона образовалась в центральной части удлиненно-го сводового поднятия по оси глубинного разлома. Сформировались два структурных этажа. Нижний этаж, сложенный осадочными и вулканогенными образованиями внутрикратонных линейных зон (похожих на рифтогенные). Мощность 5–6 км. Автономные грабен-синклинали. Верхний этаж — вулканогенно-осадочные толщи мульдобразных приразломных прогибов. Мощность 7–8 км (варзугская и печенгская серии). Преобладают терригенно-карбонатно-сланцевые отложения с прослоями пикрит-базальтов, трахибазальт-андезитов и толеитовых базальтов.

Наиболее важным объектом в пределах зоны является Печенгское рудное поле (рис. 12.12). Здесь среди пород вулканогенно-осадочной серии развиты тела габбро-диабазов, габбро-норитов, перидотитов. Выделяют два этапа формирования — растяжение и вулканизм, сжатие и метаморфизм от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фаций. Ведущим типом рудных проявлений являются ликвационные Cu-Ni сульфидные месторождения, связанные с пластовыми интрузиями основных и ультраосновных пород. Они локализованы в туфогенно-осадочной (четвертой) толще печенгской серии. Структура рудного района — чешуйчато-надвиговая. Формирование вулканитов происходило 2,2 млрд лет тому назад, а завершение прогрессивного метаморфизма $\approx 1,7$ млрд лет.

ТЕКТОНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ ТИП ОБЛАСТЕЙ ПРОТОАКТИВИЗАЦИИ

Этот тип впервые был выделен в СССР в 1961–1965 гг. на Украинском, Алданском щитах и в других докембрийских структурах. Были обнаружены поля, сложенные странными, гранитоподобными породами, с которыми ассоциируют огромные скопления вкрапленных руд Be, Ta, Nb, U. В результате исследований установлена природа подобных образований. Это оказались щелочные метасоматиты, состоящие из альбита, микроклина, эригина, амфибола, архведсонита и других щелочных минералов. Доказано, что данные породы не имеют связи со многими интрузивными комплексами, развитыми на территории исследованных областей активизации. Метасоматические тела залегают в фундаменте древних щитов. Тела имеют протяженность 15–20 км и мощность 300–500 м. К началу 70-х годов XX века стало ясно, что мы имеем дело с особой генетической группой месторождений, которые контролируются крупными региональными разломами, образовались из высокотемпературных щелочных растворов. В них отмечается тесная связь

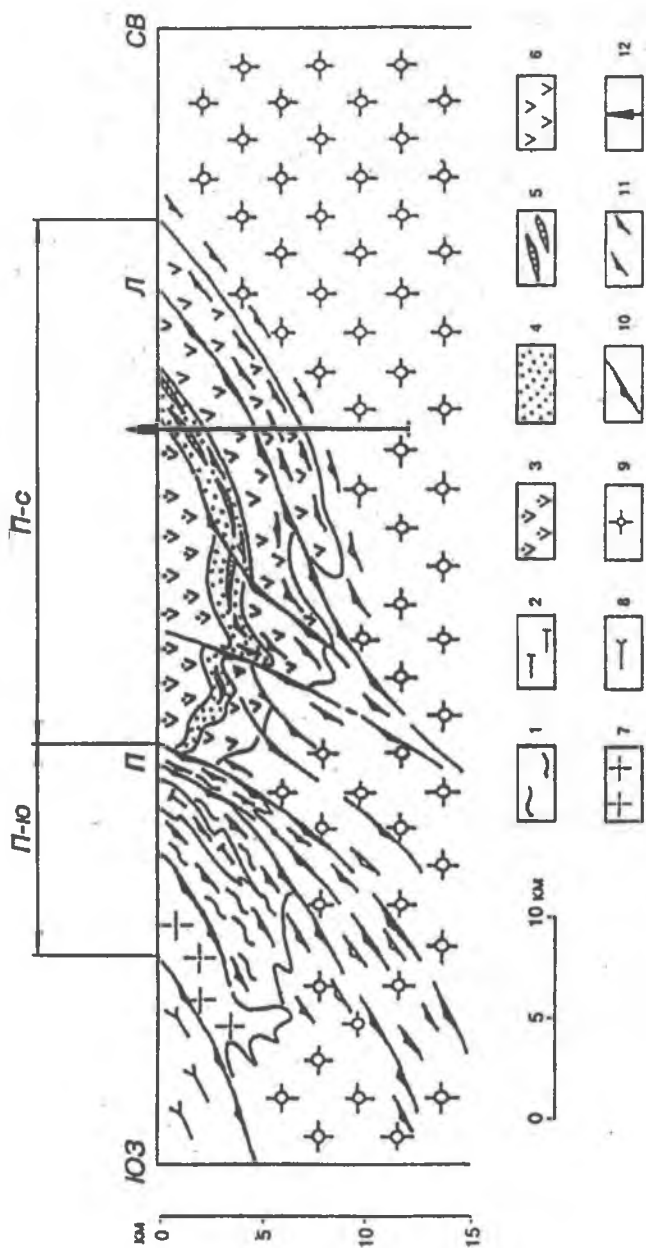


Рис. 12.12. Схематический разрез интегральной геодинамической модели Печенгского рудного района вдоль профиля I—I (составил В. И. Казанский).

1-2 — Южное крыло Печенгской структуры, южнопеченгская серия; 3 — метавулканиты и сланцы; 4 — метавулканиты с пильгуйри; 5 — метавулканиты с пильгуйри; 6 — метавулканиты с пильгуйри; 7 — метавулканиты с пильгуйри; 8 — метавулканиты с пильгуйри; 9 — метавулканиты с пильгуйри; 10 — метавулканиты с пильгуйри; 11 — метавулканиты с пильгуйри; 12 — метавулканиты с пильгуйри.

метасоматоза и рудообразования. Рудные тела занимают строго определенное положение в метасоматических ореолах (они располагаются во внутренних частях метасоматических колонок). Выявлен необычно большой вертикальный размах метасоматоза и оруденения — сотни и тысячи метров по падению, что указывает на глубинный источник этих месторождений.

К данному типу областей протоактивизации относятся металлогенические пояса Алданского щита: Северо-Байкальский, Чарский, Кодаро-Удоканский, Селенчинский, Чикойский и др. Примером наиболее типичного месторождения тектоно-метасоматических областей протоактивизации является Катугинское (Ta-Nb, REE-Zn, криолит) месторождение в Забайкалье, имеющее возраст 2,0–1,9 млрд лет (рис. 12.13, 12.14).

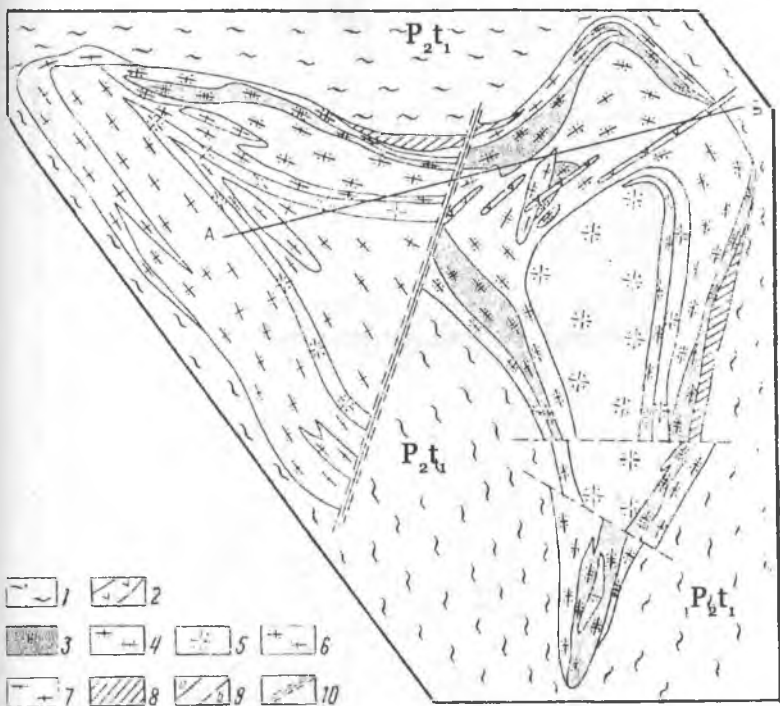


Рис. 12.13. Схематическая геологическая карта метаморфогенных редкометалльных щелочных метасоматитов (по Ю. В. Быкову):

1 — гранитогнейсы, гнейсограниты раннепротерозойские; 2 — диабазовые порфиры раннепротерозойские; 3–8 — метаморфогенные редкометалльные щелочные метасоматиты раннепротерозойские: 3 — эгирин-амфиболовые; 4 — амфиболовые мезократовые; 5 — амфиболовые лейкократовые; 6 — биотит-амфиболовые; 7 — биотитовые; 8 — негматойдные; 9 — тектоно-метасоматические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 10 — зоны смятия и милонитизации

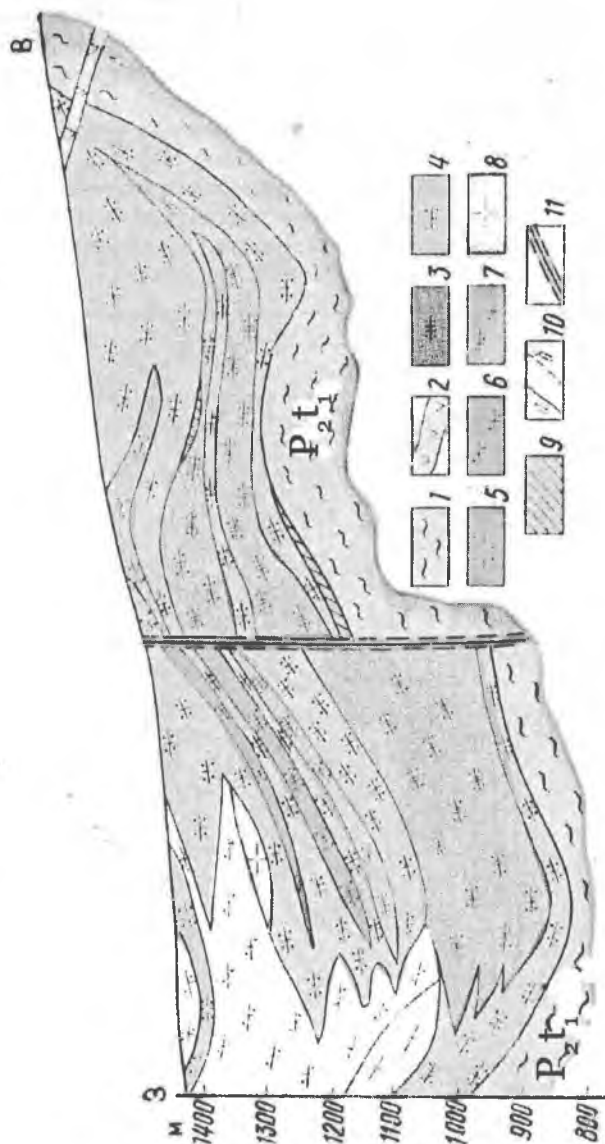


Рис. 12.14. Схематический геологический разрез по метаморфическим редкометаллическим щелочным метасоматитам (по Ю. В. Быкову):

1 — гранитоиды, гнейсограниты раннепротерозойские; 2 — диориты раннепротерозойские; 3 — 9 — метаморфические редкометаллические щелочные метасоматиты раннепротерозойские; 3 — эгирин-амфиболовые; 4 — амфиболовые мезократовые; 5 — амфиболовые лейкократовые; 6 — биотит-амфиболовые; 7 — биотитовые; 8 — биотитовые; 9 — пегматитовые; 10 — тектонические нарушения; а — достоверные, б — предполагаемые; 11 — зоны снятия и милонитизации

В областях тектоно-метасоматической активизации развиты следующие рудные формации: высокотемпературные калиевые метасоматиты с Be (гельвиновым) оруденением; высокотемпературные натриевые метасоматиты с Ta-Nb оруденением; высоко-среднетемпературные K-Na метасоматиты с U.

Разрыв между возрастом докембрийского щита (3,2–2,8 млрд лет) и пород зон тектоно-метасоматической активизации около 1,0 млрд лет. Развивается наложенная гранитизация, возникают реоморфические граниты (похожи на граниты-рапакиви). Подобные данные получены и на рудных проявлениях Анабарского щита (рис. 12.15). Прежде всего, возникают зоны протоклаза в еще не застывшем метаморфическом расплаве (абиссальный



Рис. 12.15. Тектоно-метасоматический тип областей протоактивизации

уровень глубинности). Затем зоны протоклаза преобразуются в бластомилониты в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. В заключительные стадии формируются рудные метасоматические залежи. Во внутренней зоне залегания происходит привнос натрия и вынос кремнезема (кварца). Именно здесь располагаются вкрапленные руды. В промежуточной зоне образуются эпидот, хлорит, альбит, калишпат. Во внешней зоне отлагается вторичный кварц. В областях протоактивизации помимо щелочных метасоматитов возникают интрузии анортозитов и рапакиевидных гранитов мантийного происхождения.

Глава 13

МИНЕРАГЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Возраст отложений платформенного чехла — от рифея до современного. В молодых платформах возрастной диапазон меньше и зависит от времени завершающей складчатости, сформировавшей кристаллическое основание. Мощность чехла 3–5 км, иногда более. Чехол слабо дислоцирован, иногда не дислоцирован совсем. Степень метаморфизма пород обычно не превышает зеленосланцевую фацию. Рассмотрим основные черты минерации платформенного чехла: эволюцию минерационных процессов во времени и пространстве; минерационное районирование на примере Русской платформы и основные геолого-генетические типы месторождений полезных ископаемых платформенного чехла.

ЭВОЛЮЦИОННАЯ ЭКЗОГЕННАЯ МИНЕРАЦИЯ

Экзогенная минерация крупных блоков земной коры формируется под влиянием факторов, среди которых первое место занимают такие явления, как смена палеоклиматических обстановок, трансгрессии и регрессии морских бассейнов, тектонические движения, вулканизм и, как один из главных процессов, развитие органического мира. Взаимодействие этих факторов определяет общую эволюцию экзорудогенеза в истории Земли, а их благоприятное сочетание — возникновение эпох рудообразования. Из анализа карты экзогенной минерации масштаба 1:5 000 000 для территории Северной Евразии (Михайлов и др., 1989) схематически можно выделить четыре эпохи, проявившиеся как на платформах, так и в ограничивающих их подвижных поясах: дорифейская и рифейско-вендская; среднепалеозойская; позднемезозойская и олигоцен-четвертичная.

ДОРИФЕЙСКАЯ И РИФЕЙСКО-ВЕНДСКАЯ ЭПОХА

Огромный отрезок времени, захвативший неоархей и протерозой, характеризуется слабой поверхностно-гипергенной дифференциацией вещества. В это время формировались не месторождения, а очень мощные геохимические аномалии (рудные праформации по А. А. Сидорову). Это

целые серии осадочных пород, в которых аккумуляровались повышенные концентрации рудных компонентов. Выделяются две подобных праформации — эпиконтинентальная и рифтогенная. С ними связаны огромные массы преимущественно бедных не промышленных руд гидротермально-осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса. Это, прежде всего, железистые кварциты, кремнистые фосфоритовые руды, карбонатные марганцевые руды, ванадиевые сланцы и медистые песчаники.

Экзогенная минерагения докембрия определяется развитием большой группы эпигенетических и гидротермально-осадочных рудных месторождений (медных, свинцово-цинковых, редкометалльных и др.), сформированных на путях миграции различного типа подземных вод. Геохимические барьеры, на которых осаждались рудные компоненты, возникали не только в водоносных горизонтах, но и в местах разгрузки водных растворов в придонных частях морских бассейнов.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭПОХА (Є₂ — С₁)

В этот период на Земле распространяется новый тип дифференциации вещества, обусловленный химическим разложением пород, главным образом под воздействием органической жизни. Появляются новые промышленные месторождения в латеритных корах выветривания алюмосиликатных пород. Для платформенных областей характерно появление бокситоносных формаций, богатых элювиальных руд железа, углей, россыпей минералов титана и других полезных ископаемых, типичных представителей гумидного континентального литогенеза.

Одновременно с этим в подвижных поясах продолжалось накопление морских осадков с гидротермально-осадочными свинцово-цинково-медными месторождениями.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКАЯ ЭПОХА (J — K₂)

Максимальная продуктивность характерна для верхнего мела, когда господствовал жаркий и влажный климат.

Минерагения мела для платформенного блока характеризуется формированием крупных промышленных месторождений бокситов, железных руд, гипергенных руд Ni и Co. Возникают залежи высококачественных каолиновых и бентонитовых глин. Гипергенная дифференциация вещества и, как итог, формирование месторождений охватило широкие пространства.

Особую значимость приобрело образование рудных карстов и «железных шляп». Этот процесс сопровождался появлением зон оксидного и сульфидного обогащения, представляющих собой основной объект промышленной эксплуатации на многих полиметаллических, золотоносных и редкометалльных месторождениях мира. Формировался широкий спектр древних россыпей титана, циркония, олова, вольфрама и других полезных ископаемых.

Экзогенная минерагения подвижных областей, развивающихся вдоль южных и восточных окраин континентального блока, была более бедной. Она характеризовалась формированием немногочисленных вулканогенно-осадочных месторождений Pb, Zn, Cu, Mn и др. Отсутствие крупных месторождений богатых гипергенных руд мелового возраста в альпийских подвижных поясах, а также вообще в мезозоидах подтверждает тезис о преобладающей роли континентального, главным образом гумидного, выветривания при формировании экзогенной минерагении крупных блоков земной коры.

ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЭПОХА

Многие геологи выделяют этот этап как самостоятельный «новейший» этап развития Земли. Наиболее глубокие химические преобразования пород, выходявших на дневную поверхность в это время, строго ограничены современной тропической зоной Земли. Именно здесь в гипергенных (латеритных) покровах сконцентрировано огромное количество бокситов (более 80 % мировых запасов) и более половины мировых запасов оксидных руд Mg, Ni, Co, Fe, Au и др.

Олигоцен-четвертичная эпоха рудообразования в умеренном поясе Северного полушария, где расположена наша страна, в целом отчетливо подразделяется на два этапа: ранний — олигоценовый — наиболее длительный, когда повсеместно были развиты процессы окремнения и ожелезнения, и поздний — плиоцен-четвертичный, характеризующийся процессами карбонатизации, огипсования, засоления самой поверхности Земли. На территории нашей страны более продуктивным был ранний этап. Марганцево-рудные конкреционные залежи, приуроченные к олигоценовым отложениям, протягиваются в виде широтной полосы из Болгарии через Украину, Кавказ вплоть до Восточной Сибири и Камчатки, не подчиняясь ни характеру тектонических структур (платформы, зоны активизации), ни палеогеографическим особенностям территорий (морские, прибрежно-морские, континентальные, гористые, равнинные).

Минерагения олигоценового этапа примечательна, кроме марганцевых, крупных (с запасами в миллиарды тонн), формированием месторождений оолитовых железных руд, а также богатых россыпей титана и циркония, лигнитов, огнеупорных глин, осадочных бентонитов и других полезных ископаемых.

Экзогенная минерагения позднейшего олигоцен-четвертичного этапа хорошо коррелируется с особенностями палеогеографии регионов. Так на юге, в пустынных районах Средней Азии и Казахстана, возникают крупнейшие месторождения солей, сульфатов бария и других элементов; в семиаридном климате Поволжья залежи осадочных бентонитов; во влажном климате Причерноморья — месторождения железных руд, на Дальнем Востоке в гористой местности с многочисленными водотоками — россыпи редких и рассеянных элементов (Михайлов, 1977).

В развитии платформенных чехлов Ю. Г. Старицкий выделяет три этапа, разделенные периодами интенсивных тектонических движений.

Первый этап ($Prt_1 - Pz_1$) характеризуется континентальным режимом. Только в локальных прогибах формировались карбонатные и эвапоритовые толщи. Второй этап в Северном полушарии захватывает весь палеозой, продолжаясь до среднего мезозоя. В Южном полушарии начало этапа приходится на поздний палеозой. В это время на всех платформах существовали крупные эпиконтинентальные моря, в которых отлагались карбонатные, терригенно-карбонатные и угленосные формации. Третий этап ($Mz_2 - Kz$) отличался усилением тектонических процессов; развитием дифференциальных блоковых перемещений. Возникли поднятия, впадины, валы, мульды, крупные флексуры. В отрицательных структурах накапливались терригенно-карбонатные отложения.

На платформах активно протекали процессы магматизма. По объему магматиты платформ превосходят эти образования складчатых областей. Наибольшие по масштабу проявления характерны для двух формаций — трапповой и щелочной ультраосновной.

С трапповой формацией связаны следующие месторождения: ликвационные медно-никелевые с платиноидами и кобальтом; самородной меди; вулканогенно-гидротермальные железорудные, магматические титаномангнетитовые; гидротермальные исландского шпата, метаморфические графитовые и хризотил-асбестовые. Со щелочной ультраосновной формацией ассоциируют три группы месторождений: 1) карбонатитовые с редкими землями, фосфором, ураном, флюоритом и железом; 2) алмазонасные кимберлитовые и лампроитовые; 3) апатитовые, нефелиновые и редкоземельные, ассоциирующие с интрузиями нефелиновых сиенитов.

Магматизм многократно проявлялся в истории развития платформ. Для него характерно двухцикловое проявление. В первый трапповый цикл намечается две фазы: эффузивно-туфовая и более поздняя интрузивная по составу от ультраосновной и щелочной до кислой. Второй цикл представлен кимберлитовым, лампроитовым и карбонатитовым магматизмом, проявленным в форме аппаратов центрального типа.

Выделять в пределах платформ металлогенические провинции очень сложно ввиду их субгоризонтального многоэтажного строения. Большинство исследователей за основу подобного районирования принят структурно-формационный анализ. Он учитывает литологический и фациальный состав разреза платформенного чехла, масштабы проявления магматизма, характер тектонических движений в период формирования чехла, строения фундамента и особенности развития подвижных поясов, располагающихся на границах платформ. Все эти данные получают при мелкомасштабном геологическом картировании, при бурении опорных профилей и с помощью комплексных геофизических исследований.

С учетом отмеченных выше положений на платформах Северной Евразии выделяют два главных типа металлогенических провинций — магматический и амагматический. Магматический тип представлен двумя подтипами — тунгусским и якутским. Тунгусский подтип развит в синеклизах и характеризуется широким проявлением траппового магматизма. Якутский подтип приурочен к антеклизам и выступам кристаллического фундамента. В его пределах активно проявился щелочной ультраосновной магматизм.

Амагматический тип характеризуется экзогенной минерагенией и представлен также двумя подтипами — западно-сибирским и московским. Для западно-сибирского подтипа характерны осадочные месторождения марганца, железа, серы и фосфоритов; инфильтрационные урановые проявления; остаточные месторождения никеля, кобальта, железа и алюминия (бокситы), газа и нефти, циркон-ильменитовые россыпи. Московский подтип включает месторождения медистых песчаников, платформенных фосфоритов, каменных солей, углей, нефти и газа.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В качестве примера рассмотрим особенности металлогенического районирования и металлогенические провинции платформенного чехла Русской (Восточно-Европейской) платформы.

На всех платформах экзогенные процессы протекают циклично (циклы Бертрана) (табл. 13.1). На Восточно-Европейской выделено четыре таких цикла: поздневендский, раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, и мезо-кайнозойский. Каждый цикл состоит из четырех стадий: 1) трансгрессивная (в обстановке растяжения и опускания формируются мощные осадочные серии); 2) инундационная стадия (максимальное погружение, растяжение, образуются глубокие эпиконтинентальные моря). Далее происходит инверсия тектонического режима и сжатие: 3) регрессивная стадия (блоковые поднятия, континентальные валы); 4) эмерсивная стадия (горообразование, поднятие блоков, возвышенности на платформах, перерывы в осадконакоплении).

Это теоретическая основа развития любой платформы. Не с каждой из перечисленных стадий связаны конкретные месторождения, так как металлогеническое районирование не полностью соответствует геологоструктурному. Конкретные месторождения обычно приурочены к эпохам, охватывающим часть цикла Бертрана. На Русской платформе выделяются три такие эпохи: среднепалеозойская ($D_2 - C_1$), позднемезозойская ($J - K_2$) и олигоцен-четвертичная.

Среднепалеозойская ($D_2 - C_1$). В это время в связи с протеканием процессов латеритизации, каолинизации и механического выветривания образовались пять групп месторождений: бокситоносные формации (Урал, Тиман);

Таблица 13.1. Ассоциации геологических формаций и полезные ископаемые этапов и стадий плитного тектонического режима Восточно-Европейской платформы (по Р. Г. Ибламинову, 2001)

Стадия	Этап (цикл)			
	Поздневендский (V^2)	Райнпалеозойский ($E-D_1$)	Средне-позднепалеозойский (D_2-T_1)	Мезозойско-кайнозойский (T_2-Q)
Трансгрессивная	Континентальная конгломерато-песчано-алевритовая (V_2^1)	Прибрежно-морская терригенная сланцево-фосфоритовая ($E-O_{1-2}$)	Континентально-прибрежно-морская гравийно-песчано-глинистая бокситоносная железорудная с цирконий-титановыми россыпями (D_1-D_3kn)	Континентальная и прибрежно-морская пестроцветная угленосная железорудная с цирконий-титановыми россыпями (T_2-I_2)
Инчидационная	Морская вулканокласто-алевритоглинистая (V_2^2)	Морская глинисто-карбонатная с горючими сланцами ($O-D_1$)	Морская карбонатная с терригенным боксит-угленосным комплексом, нефтесодержащая (C_1-P_{1ar})	Морская песчаная глауконит-фосфоритовая и мергельно-меловая ($K_2d-N_2^2$)
Регрессивная	Пестроцветная глинисто-песчано-алевритовая (V_2^3)	Лагунно-морская терригенно-доломитовая нефтесодержащая (O_2-D_1)	Континентально-лагунно-морская Галогенная и красноватая меденосная нефтесодержащая ($P_{1ar}-P_2kz$)	Морская кремнисто-карбонатно-песчано-глинистая железорудная ($K_2d-N_2^1$)
Эмерсивная		Континентальная красноватая песчано-глинистая меденосная (S_2-D_1)	Континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная меденосная (P_2t-T_1)	Континентальная песчано-глинистая железорудная (N_2^2-Q)

богатые элювиальные руды железа (Михайловский рудник, Кривой Рог); лейкоксеновые россыпи; угли и медно-свинцово-цинковые колчеданные месторождения в вулканогенно-осадочных формациях (герциниды Урала).

Позднемезозойская ($J - K_2$). В условиях жаркого и влажного климата на востоке платформы образовались бокситы, железные руды, гипергенные силикатные руды никеля и кобальта (при выветривании ультраосновных массивов, Южный Урал); впервые появились месторождения каолина, бентонитовых глин. Сформировались древние россыпи титана, циркона, золота, вольфрама, олова; железные шляпы и рудные карсты; вулканогенно-осадочные колчеданные руды.

Олигоцен-четвертичная эпоха (самая продуктивная). Возникло восемь групп месторождений: латеритовые покровы (бокситы); окисные руды марганца; окисные руды кобальта и никеля по ультраосновным породам; окисленные

железные руды (КМА, Кривой Рог); элювиальные россыпи алмазов, циркона, золота; бентонитовые и огнеупорные глины; осадочные месторождения солей, барита; мелкие гидротермально-осадочные месторождения железа и марганца.

В пределах Русской платформы с помощью структурно-формационного анализа выделено 14 металлогенических провинций (рис. 13.1, табл. 13.2). Они существенно различаются по литологическому составу геологических формаций (терригенные, карбонатные, кремнистые и т.д.), фаціальным условиям образования (сероцветные, красноцветные, эвапоритовые), принадлежностью к стадиям тектоно-седиментационного цикла (ранняя, средняя, поздняя, конечная), масштабам и типам минарагенических проявлений. В каждой провинции в геологическом строении резко доминируют одна-две структуры, которые и определяют металлогенический облик этой территории. Все провинции условно разделяются на четыре группы: докембрийские; герцинские; краевые прогибы; синеклизы, впадины и авлакогены.

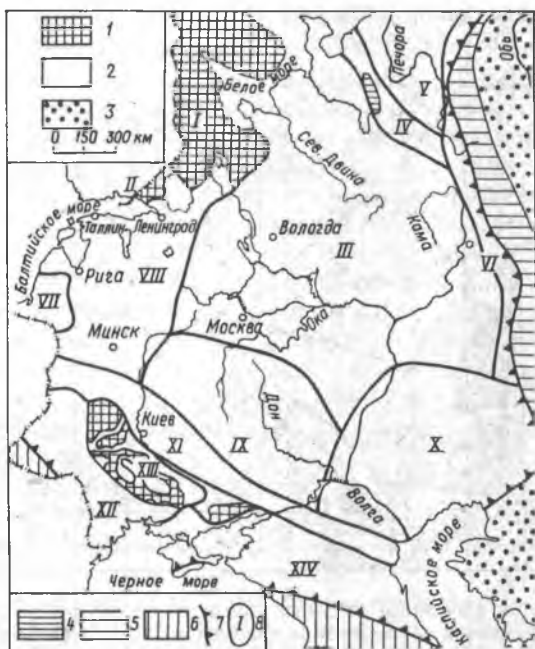


Рис. 13.1. Минарагенические провинции Восточно-Европейской минарагенической страны (по Ю. Г. Старицкому, 1981):

1 — выходы фундамента; 2 — чехол Русской платформы; 3 — чехол Туранской и Западно-Сибирской платформ; 4–6 — области складчатости: 4 — байкальской; 5 — варисской; 6 — альпийской; 7 — границы Восточно-Европейской минарагенической страны; 8 — границы минарагенических провинций. Римскими цифрами обозначены провинции (см. табл. 13.2)

Таблица 13.2. Краткая характеристика минералогических провинций Восточно-Европейской минералогической страны (без горячих ископаемых) (по Ю. Г. Старickому, 1981)

Номер на рис. 13.1.	Провинции	Установленные полезные ископаемые				Предполагаемые полезные ископаемые	
		Ведущие		Второстепенные		Экзогенные	Эндогенные
		Экзогенные	Эндогенные	Экзогенные	Эндогенные		
I	Карело-Кольская	Вермикулит	Fe, Ni, Cu, Co, мушкетит, флогопит, апатит	—	Fe, Pb, Zn, Al (нефелин)	Al (боксит), Ni	—
II	Свекофеннская	—	—	—	Sn, W, Cu, Zn, Pb, TR	—	Co
III	Московская	Al, Ti, фосфориты	—	Fe, NaCl, Sr, Pb, Zn, Cu, флюорит	—	Al (даунсонит)	—
IV	Тиманская	Ti, Al	—	Fe	Агат, исландский шпат, TR, Pb, Zn	—	—
V	Печорская	—	—	—	—	—	—
VI	Предуральская	NaCl, K	—	Cu, S	—	Sr	Графит
VII	Калининградская	Янтарь	—	NaCl	—	—	—
VIII	Балтийская	Фосфориты	—	Диктионемовые сланцы	Pb, Zn	Янтарь	—
IX	Воронежская	Fe, Al (боксит)	Fe	Pb, Zn, Mo, фосфориты, целестин	Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mo	—	TR, Ti
X	Прикаспийская	NaCl, B	—	Fe, Mg, S	—	—	—
XI	Припятско-Донецкая	NaCl, K	Hg	Al (боксит), фосфориты, S	Pb, Zn, Cu, Sb	B	—
XII	Львовско-Никопольская	Mn, NaCl, K, S	—	Флюорит, Pb, Zn, барит, янтарь	Cu, Pb, Zn	Ti, Zr, Al (боксит)	—
XIII	Украинская	Fe, Ti, Zr	Fe, TR, графит	Ni, Al (боксит)	Флюорит, Pb, Zn	—	Mo, W, Sn
XIV	Крымско-Предкавказская	Fe	—	Mn, NaCl, S, Ti	—	—	—

Докембрийские представлены Карело-Кольской, Свекофеннской, Воронежской и Украинской провинциями. В их пределах практически отсутствуют отложения платформенного чехла, а месторождения полезных ископаемых представлены, главным образом, экзогенными и метаморфогенными докембрийскими рудными формациями. К герцинским относится Тиманская провинция, представляющая собой складчатый пояс северо-западного простираия. В ее пределах практическое значение имеют девонские титаноносные и циркониеносные россыпи; бокситовые и марганцевые залежи. Исключительно важное значение имеет металлогеническая провинция, приуроченная к Предуральскому краевому прогибу.

Предуральская провинция простирается в виде меридиональной структуры вдоль западного склона Уральской складчатой системы. Основная масса экзогенного минерального сырья сформировалась в течение поздней (регрессивной) и конечной (эмерсивной) стадий осадочного цикла и в орогенный этап. В регрессивную стадию в ассоциации с известняково-доломитовой и сульфатно-карбонатной геологическими формациями поздней перми формировались месторождения самородной серы (Волжский бассейн). Ранее в девоне в эту же стадию образовались молибден-ванадиевые сланцы. В эмерсивную стадию синхронно с алевроито-песчаными красноцветными и известняково-глинистыми пестроцветными отложениями образовались значительные по запасам, но низкие по содержанию меди песчаники. В орогенный этап в зонах терригенного накопления в отложениях красноцветной и молассовой серий накапливались медистые песчаники и фосфоритовые формации. В это же время в ассоциации с эвапоритами возникли уникальные солеродные (каменные и калийные соли) бассейны (Верхнегорский, Верхнекамский, Южно-Предуральский).

Среди четвертой группы минерагенических провинций выделяются восемь провинций: Московская, Прикаспийская, Печерская, Припятско-Донецкая, Крымско-Предкавказская, Львовско-Никопольская, Калининградская и Балтийская. Каждая из них имеет свой специфический минерагенический облик.

Для *Московской* характерен широкий спектр минерального сырья: платформенные желваковые фосфориты, бурые угли, железорудные месторождения доверхневизейской коры выветривания, латеритные бокситы, рассолы, древние россыпи, стройматериалы.

Прикаспийская провинция, в структурном отношении совпадающая с одноименной впадиной, обладает огромными запасами солей, нефти и газа.

В *Припятско-Донецкой* провинции развиты каменный уголь (Донбасс), ртуть, сурьма, медистые песчаники, каменные соли. *Печорская* провинция характеризуется значительными запасами девонских титаноносных и циркониеносных россыпей, руд марганца и низкосортных бокситов.

Крымско-Предкавказская провинция включает осадочные месторождения железных руд (Керченский бассейн), палеоген-неогеновые титанонос-

ные и циркониеносные россыпи, залежи нефти и газа. Особо важное экономическое значение имеет *Львовско-Никопольская* провинция, включающая уникальное мирового масштаба Никопольское марганцевое месторождение олигоценного возраста. Две провинции (*Калининградская* и *Балтийская*) обладают наиболее крупными в мире запасами янтаря и являются главным поставщиком этого вида минерального сырья на мировой рынок.

В заключение можно отметить, что экзогенная минерализация Русской платформы в общих чертах коррелируется со стадиями цикла Бертраана. В трансрегрессивные стадии формировались месторождения железа, марганца, фосфоритов, янтаря, горючих сланцев; инундационные приводили к образованию горючих сланцев, свинцово-цинковой минерализации, фосфоритов, железа, барита и флюорита. В регрессивные стадии накапливались мощные серии каменных и калийных солей, бурые железняки и каменные угли. В заключительные эмерсивные стадии возникали титановые и циркониевые аллювиальные и элювиальные россыпи, бурые железняки, латеритные бокситы, каменноугольные отложения.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Основные месторождения, характерные для платформенного чехла, можно разделить на две группы: осадочные и магматогенные. Ассоциирующие с магматизмом месторождения можно подразделить по периодам проявления магматизма при формировании чехла (ранний и поздний периоды).

К месторождениям осадочного генезиса относятся стратиформные медные (иногда с цинком и свинцом) в пестроцветных терригенных формациях краевых эпиплатформенных прогибов; стратиформные свинцово-цинковые в карбонатных толщах; осадочные железо-марганцевые в терригенных, терригенно-карбонатных формациях окраинных частей мелководных прогибов; каменные соли в осадочных солеродных бассейнах; фосфоритовые во внутри- и окраинноконтинентальных бассейнах; урановые и уран-ванадиевые в обломочных отложениях; ванадиеносные углистые отложения; остаточные железа, никеля, кобальта и бокситов в корах выветривания; древние и современные россыпные золота, платины, алмазов, ильменита, цирконов, монацита, хромитов.

К месторождениям, связанным с магматизмом: относятся (ранний период) сульфидные медно-никелевые (с кобальтом и платиной) в расслоенных интрузивах трапповой вулканоплутонической ассоциации; железорудные магномагнетитовые, связанные с трапповым магматизмом; самородной меди (медно-целиковая формация) в вулканогенных образованиях; проявление жильной свинцово-цинковой минерализации в связи с интрузивными составляющими трапповой формации.

Поздний период — карбонатитовые перовскит-титаномagnetитовые, апатит-магнетитовые, апатит-нефелиновые, флогопитовые, редких металлов и редкоземельных элементов в щелочно-ультраосновных интрузивах центрального типа; алмазные в кимберлитовых и лампроитовых трубках и дайках. Рассмотрим условия образования наиболее важных геолого-генетические типов месторождений, развитых в платформенных чехлах.

СТРАТИФОРМНОЕ МЕДНОЕ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, АССОЦИИРУЮЩЕЕ С ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫМИ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Насыщенные органическим веществом толщи алевро-глинистых, глинисто-карбонатных и кремнистых пород, выделяемых как черносланцевые формации, давно привлекают внимание исследователей как концентраторы многих металлов — благородных, цветных, редких земель и др. Ныне накоплено множество доводов о полигенетичности и многоэтапности процессов рудообразования в этих формациях; при этом седиментогенному накоплению металлов в исходных осадках отводится не самая первостепенная роль, так как промышленные концентрации создаются в результате последующих (постседиментационных) процессов на многих стадиях: диагенеза, катагенеза внутри бассейна породообразования либо на стадиях метакатагенеза и раннего метаморфизма при тектонических дислокациях или на этапах его превращения в элемент складчатой системы. Однако познание седиментогенного этапа чрезвычайно важно, потому что от особенностей процессов и обстановок седиментации зависит качественный состав и объем привноса рассредоточенных в осадочной формации металлических компонент, которые перераспределены и сконцентрированы в рудах на постседиментационных стадиях эволюционирования палеобассейна. По вариациям содержаний $C_{орг}$ (в пересчетах на стадию начального катагенеза) выделяют породы: 1–3 % — низкоуглеродистые разности, 3–10 % — углеродистые и 10–15 % — высокоуглеродистые, сменяемые при $C_{орг} > 15$ % горючими сланцами.

В соответствии с представлениями большинства российских литологов «осадочные геологические формации являются естественными, парагенетически связанными местом и условиями накопления комплексами фаций (или генетических типов) осадков, приуроченных к конкретной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующих определенной стадии ее историко-геологического развития». Согласно представлениям Н. М. Страхова, Е. Е. Емельянова, О. В. Япаскурта и др., особенностями углеродистых формаций и их типичных представителей — сапропелевых илов, или сапропелей является образование в течение трансгрессивных этапов в истории седиментационных бассейнов в полужамкнутых морских водоёмах, обязательно сообщающихся по системе проливов с общепланетарной акваторией (с океаном) (рис. 13.2). В таких обстановках каждое трансгрессивное поднятие уровня моря влечет за собой резкие изменения гидродинамической, гидробиологической обстановок

и всего аккумулятивного осадочного процесса. Во впадинах полужамкнутого водоема формируются резко выраженные уровни галоклина и пиноклина (т. е. градиентов солености и плотности вод), наличие которых способствует застойности режима придонных вод и периодическому их заражению H_2S (массовые заморы бентоса и скопления останков планктона), что способствует возникновению окислительно-восстановительного геохимического барьера Eh в водной толще. Этот режим седиментации может периодически прерываться импульсами притоков океанских вод через проливы или тектоническими активизациями внутри самого бассейна. Длительность периода формирования формаций во впадинах обеспечивает устойчивый приток океанских вод, уравновешиваемый речным стоком, для чего необходим определенный баланс между скоростями дифференцированных тектонических проседаний дна бассейна и его перемычек с общепланетарной акваторией и скоростями осадконакопления.

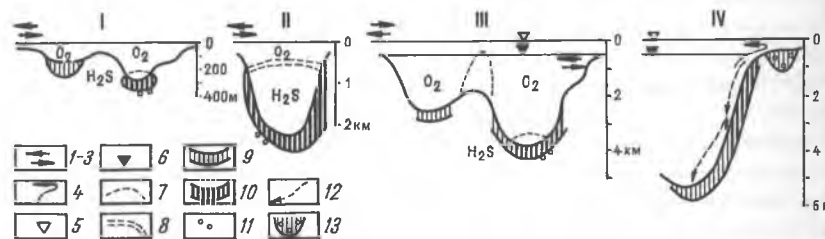


Рис. 13.2. Предполагаемые модели накопления сапропелевых илов (черных глин и сланцев) на дне океана и в более поздние этапы в Атлантическом этапе (на примере фациальных обстановок Атлантического океана и морей его бассейна) (по Е. М. Емельянову).

I — платформенное море с периодическим появлением H_2S в придонных водах (Балтийское море); II — котловинное море с постоянным заражением вод H_2S (Черное море); III — котловинное море с обособленными котловинами (Средиземное море); IV — область аридной климатической зоны океана с явно выраженным апвеллингом (Ангольская котловина);

1 — приток в распресненное море соленых океанских вод (I); 2 — приток в осолоненное море менее соленых океанских вод (II); 3 — приток в осолощенное море пресных вод (во время регрессии) (III); 4 — прибрежный апвеллинг; 5–6 — уровень моря (океана): 5 — во время трансгрессии; 6 — во время регрессии; 7 — граница придонного слоя вод с периодическим появлением в них H_2S ; 8 — граница вод с постоянным заражением H_2S ; 9 — гомогенные серые илы с повышенным содержанием C_{org} (3–5 %); 10 — микрослоистые сапропелевые илы (до 5–20 % C_{org}); 11 — наличие кремнистых остатков диатомовых водорослей (до 10–20 % SiO_{2am}); 12 — поступление с прибрежной зоны органического вещества и скелетов диатомовых водорослей в пелагической зоне котловины во время регрессии океана; 13 — диатомовые сапропелевые илы (до 10–20 % C_{org}).

Эти условия по-разному реализуются во внутри- и окраинноконтинентальных морских бассейнах различных типов (см. рис. 13.2): I — в эпиплатформенных водоемах с плоским профилем дна и отдельными впадинами глубиной в первые сотни метров и лагунами, где фиксируется периодическое появление и исчезновение придонных слоев H_2S (современная Балтика, позднелюрский палеобассейн в Поволжье, Баженовское позднелюрское

море в Западной Сибири); II — в котловинных морях орогенных областей, с глубинами свыше 1–1,5 км и постоянным H_2S -заражением (Черное море); III — в котловинных бассейнах, с обособленными глубокими котловинами (Средиземное море). Обращаясь к анализу обстановок формирования углеродистых формаций в докайнозойских палеобассейнах, необходимо учесть вероятность конвергентной схожести структурно-текстурных и др. генетических признаков осадков современных и древних геологических эпох, при отсутствии полной аналогии в обстановках их формирования. Древнюю седиментацию нельзя уложить в рамки современной. В современном фациальном анализе принцип актуализма дополняется представлением об эволюции фаций в истории Земли. Например, реставрируя условия формирования высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии (условий обитания, гибели и захоронения позднелюрской фауны, флоры и бактериальных сообществ), В. А. Захаров пришел к выводу: «В наши дни нет полных аналогов экосистем Баженовского моря. Оно представляло собой бассейн, гидрогеологические и гидробиологические особенности которого отдаленно напоминали, с одной стороны, таковые Черного моря, а с другой — Балтийского. Притом следует помнить, что Баженовское море было окружено совершенно иным ландшафтом, чем рассмотренные современные моря...» (2006) (рис. 13.3).

Рассмотрим общие условия, благоприятствующие накоплению Au и Cu в высокоуглеродистых осадках геологического прошлого. Этой проблеме посвящены работы Э. Я. Юдович, М. И. Кетрис (1988, 1994), О. В. Япаскурта (1992, 2005), Э. И. Фишер, В. Л. Фишер (1984), В. А. Буряк (2003), Н. Ф. Габлина (1983), Г. В. Войткевич, Л. Я. Кизельштейн, Ю. И. Холодкова (1983) и многие др. Установлено, что сорбция Au на гуминовых кислотах — непременных компонентах трансформаций ОВ в почвах и торфяниках, во взвешях речных вод (на суше), а также в морских илах — представляется одним из главнейших источников первичного накопления этого металла в углеродистых осадках. Известно также, что разные генетические типы ОВ любых осадков (лигнинная и липоидная) не одинаково взаимосвязаны с металлами, что имеет важные последствия для постседиментационного их перераспределения в породах. Так, в осадках с преимущественно гумусовым составом ОВ проявляется тенденция к рассеиванию микропримесей металлов на стадии катагенеза, в то время как иные породы, с преобладавшими примесями в них сапропелевого ОВ, накапливают и сохраняют рудные элементы вплоть до начала зеленосланцевой стадии метаморфизма включительно.

Осадки рассматриваемых формаций характеризуются смешанным составом ОВ, но всегда со значительной долей сапропелевой компоненты из собственного бассейна, в той или иной мере «разбавляемой» речными выносами с окружающей суши. Последние обогащены Au-носными гуминовыми кислотами в тех случаях, когда эта суша представляла собой пенеплен (или хотя бы холмисто-увалистую местность), с развитием на ней кор

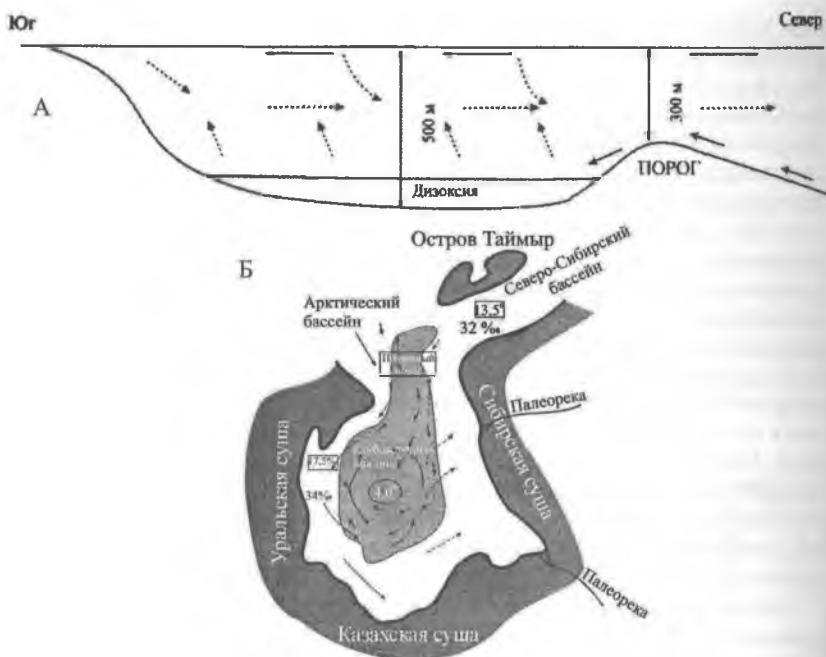


Рис. 13.3. Гидрогеологическая модель Западно-Сибирского моря баженовского времени в вертикальном срезе север-юг (А) и положение подводного порога на территории современного полуострова Ямал (Б). Стрелками показаны течения: длинными сплошными — поверхностные теплые, длинными пунктирными — нисходящие «тяжелые» и прохладные воды, короткими сплошными — холодные придонные воды, короткими пунктирными — восходящие (по В. А. Захарову)

выветривания и (или) торфяников. Формируемые при влажном и жарком климате латеритные коры или железистые панцири могут послужить другим важным источником Au, сорбируемого гидрооксидами Fe^{3+} . Третий источник — ионный раствор AuCl_2 в морской воде. Здесь важным фактором накопления Au служит режим стагнации с присутствием H_2S в придонных водах. Сероводородные воды из кислородных вод переводят гидрозоль AuO в осадок. Оптимально периодическое поступление к хемоклину $\text{O}_2/\text{H}_2\text{S}$ свежих морских вод, что обеспечивает периодическое пополнение ресурса растворенного золота.

Далее начинают свою рудоконцентрационную работу диагенетические процессы в сильно восстановительной геохимической среде, при пониженных значениях pH. Это — режим сульфидного диагенеза в осадке. Извлечение значительных масс Au из иловых вод с фиксацией их в объеме осадка возможно при условиях: а) длительного существования зоны сероводородного

заражения; б) постоянного пополнения ресурса AuCl_2 — в иловых водах путем диффузии его из наддонных вод вместе с сульфатом. Эти условия выполняются при замедленной седиментации. Геохимические особенности переноса и накопления меди во многом отличны. Соединения Cu , подвижные в сильно окислительной и щелочной среде (их подвижность на порядок усиливается при наличии в воде растворенных хлоридов) — выщелачиваются из красноцветных осадков и пород континентальных и лагунно-мелководно-морских формаций аридных климатических поясов. Углеродистые отложения играют роль восстановительного геохимического барьера для кристаллизующихся на нем Cu -содержащих сульфидов. Золотоносные комплексы представляют собой образования трансгрессивных фаз развития морских бассейнов, тогда как комплексы, накопленные в фазе тектонического покоя либо регрессии, оказываются незолотоносными или слабее золотоносными, но, при благоприятных геологических условиях (парагенетическом сочетании с толщами красноцветных терригенных и соленосно-карбонатных отложений), они могут оказаться концентраторами меди. Станут ли возникать во всех вышеотмеченных случаях рудные концентрации Au и Cu — зависит от множества последиагенетических факторов литогенеза и метаморфизма.

Условно можно выделить следующие группы типовых осадочных углеродсодержащих формаций.

1. Преимущественно терригенно-глинистые и кремнисто-глинистые отложения эпиконтинентальных мелководных морских бассейнов трансгрессивных этапов формирования чехла кратонов и молодых платформ. Они представлены фациями насыщенных ОВ пелитовых осадков удаленных от берега западин шельфа. Типичные представители: на кратонах — отложения волжского века J_3 на Волго-Уральском своде и возможные их гомологи — диктиопемовые сланцы раннего ордовика северо-западной (Прибалтийской) окраины платформы. Представитель формаций молодых (эпипалеозойских) плит: баженовская свита J_3 Западной Сибири. Примеси металлов в рассмотренных отложениях превышают кларковые, но нигде не достигают рудных концентраций.

2. Группа формаций осадков западин внешнего шельфа и континентального склона окраинных морей ранних этапов формирования перикратонных прогибов и тектонически подвижных поясов. Развитию таких прогибов предшествовали эпохи регрессии, пенеппенизации суши и активизации рифтогенеза. Господствовал раздвиговой тектонический режим. Много позднее (через многие десятки или первые сотни миллионов лет) он сменялся коллизионным режимом, и накопленные к тому времени осадочные толщи большей частью становились элементами складчато-надвиговых поясов.

Данная группа формаций объединила два основных типа: 1) формации преимущественно карбонатных и карбонатно-глинистых (кремнисто-карбонатно-глинистых) осадков окраинных морей; типичный представитель — доманикоиды (семилукский горизонт нижнефранского подъяруса

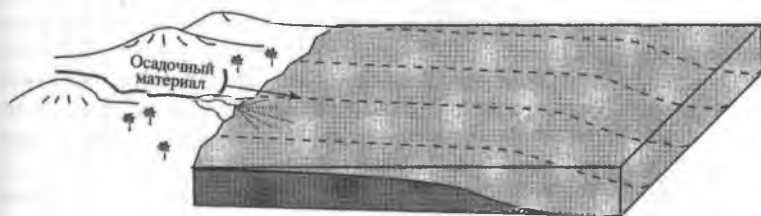
D₃ Западного Урала, Южного Тимана и восточных окраин ВЕП) и 2) формации терригенных осадков дельт, шельфа и континентального склона окраинных морей; тип — верхояноиды (от поздневизейского подъяруса C₁ до J₃ включительно, к востоку от р.р. Лена и Алдан).

Помимо всего вышесказанного, очень важное значение имели общерегиональные трансгрессивно-регрессивные циклы развития палеобассейнов. Это наглядно представлено моделью, которая предложена Ю. О. Гавриловым и Е. М. Щербининой для Северо-Восточного Перитетиса в период «термального максимума» на границе палеоцена и эоцена (рис. 13.4). Суть модели сводится к следующему. Этапу массивированного накопления сапропелевых осадков предшествует регрессия моря, в результате которой на его периферии и вокруг архипелагов возникли обширные, выровненные морской эрозией низины. Субаэральное выветривание нелитифицированных морских осадков (содержавших аутигенные сульфиды и фосфаты) порождало окисление их минеральных компонент с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активизировали процессы гипергенного разрушения подстилающих пород. Возникали озерно-болотные ландшафты с агрессивной, кислой средой, растворявшей терригенные минералы субстрата и выводившей из него многие микроэлементы (металлы, в том числе), обогащая ими поверхностные и подземные воды. В них поступало ОВ не только в твердой, но и в растворенной фазе. Вне торфяников в почвах также концентрировались многие элементы, включая биофильные. Затем стремительно развивающаяся трансгрессия поглощала все это, причем, в условиях пенепленизированной суши даже незначительный эвстатический подъем уровня моря обеспечил затопление колоссальных площадей. Их донные вещества перемешивались волнением и перераспределялись течениями в депрессионные ловушки.

Близкий к этому же механизм формирования углеродистых формаций был характерен для ранних периодов формирования. Но здесь начинал свою работу еще один мощный механизм перераспределения осаждаемых веществ — турбидитные потоки, формировавшие систему подводных конусов выноса песчано-алевро-пелитового материала вдоль подножий континентального склона, а также перераспределения этих веществ донными течениями в гемипелагиали (на глубинах 1–1,5 км или несколько больше) (рис. 13.5). В такого рода бассейнах механизм процессов фациального дифференцирования металлов представляется таким: автохтонное ОВ шельфа (морской фитопланктон и зоопланктон), а также аллохтонное ОВ, генетически связанное с фитопланктоном суши, гумусом почв и эродированных древних пород (поставляемое в морской бассейн разными путями, среди которых наиболее вероятен речной сток), попадают на шельф и скапливаются на подводном продолжении речных дельт. Отсюда огромные запасы алевропелитового материала устремляются к подножию континентального склона в турбидитных потоках. При этом ОВ и связанные с ним рудные

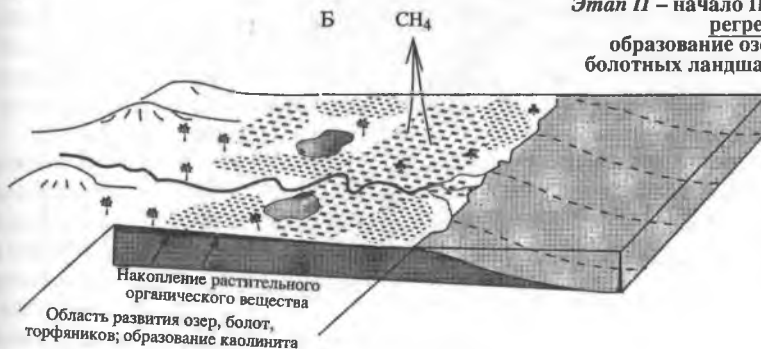
А

Этап I – до начала ИЕТМ



Б

Этап II – начало ИЕТМ, регрессия, образование озерно-болотных ландшафтов



В

Этап III – развитие ИЕТМ, трансгрессия, образование морских осадков, обогащенных органическим веществом

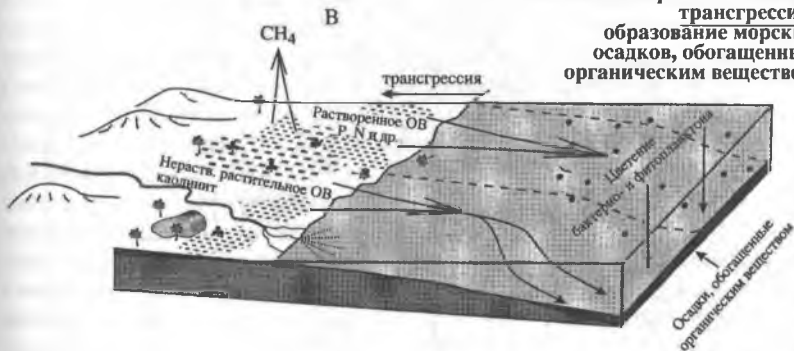


Рис. 13.4. Модель образования пограничного палеоцен-эоценового сапропелитового прослоя в акватории Северо-Восточного Перитетиса:

А – прибрежный ландшафт до ИЕТМ (нормальная седиментация); Б – развитие прибрежных ландшафтов в ходе резкого падения уровня моря непосредственно перед началом кризиса ИЕТМ; В – затопление прибрежных ландшафтов в ходе быстрой эвстатической трансгрессии, массивное выделение метана и развитие кризисных обстановок за счет вспышки биопродуктивности органикостенного и бактериопланктона в прибрежных зонах; ИЕТМ – термальный максимум начала эоцена

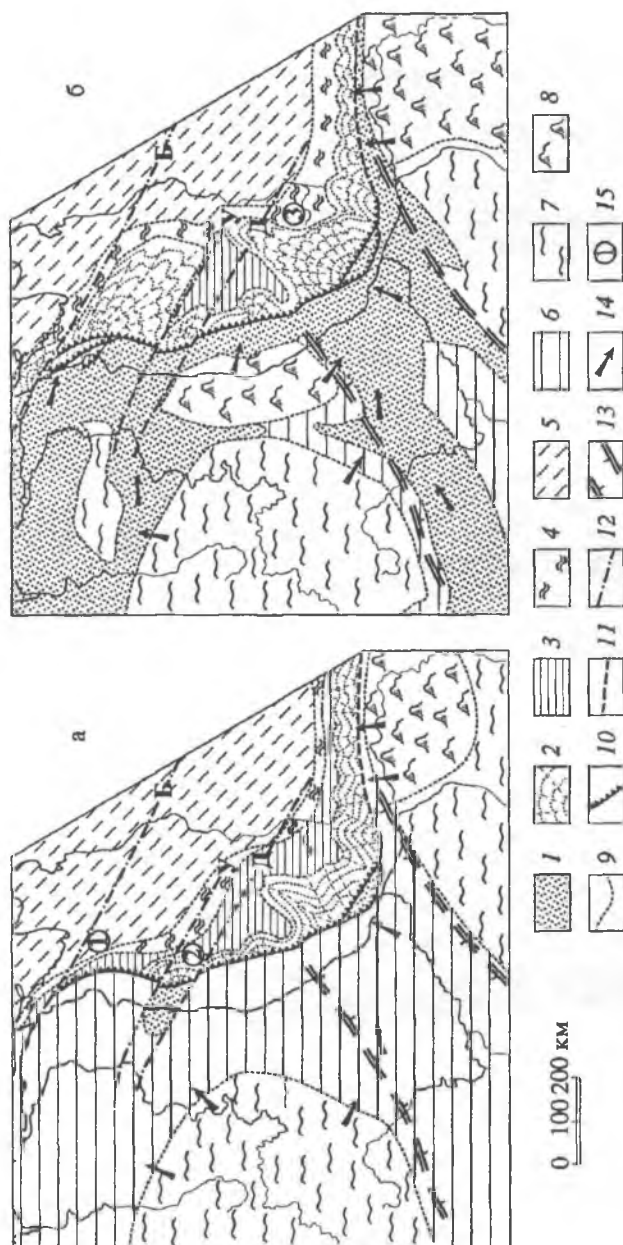


Рис. 13.5. Схемы палеогеографии поднекаменноугольной (а) и конца раннепермской (б) эпох:

1–5 – области седиментации: 1 – аллювиальной; 2 – подводно-дельтовой; 3 – окраинно-шельфовой; 4 – склоновой; 5 – гемипелитической; 6–8 – поднятия суши: 6 – низкие, местами затопляемые; 7 – полотно-холмистые; 8 – горные; 9 – границы ландшафтов; 10–12 – зоны постседиментационного тектонического обложения фаций: 10 – Западно-Верхонисского краевого шва; 11 – его широтного отрезка; 12 – прочих разломов (Б – Богучанский, У – Угрюмтахский, Д – Джарджанский); 13 – борта среднепалеозойского Вилтойского рифта; 14 – направление привноса терригенного вещества; 15 – участки, описанные в тексте, и их номера

элементы оказываются в благоприятных для сохранности условиях, консервируясь в дистальных турбидитах вследствие практически мгновенного их осаждения. Глубоководье обеспечивает здесь наличие примесей планктонного ОВ сапропелевого ряда. Благодаря им подводные конуса становились геохимическими барьерами для концентрирования не только золота, но также молибдена, ванадия, меди, цинка, никеля, хрома, кобальта, рения, серебра, мышьяка и редких земель.

За счет этих элементов возникали сингенетичные выделения рудных минералов в форме сульфидов. Они нигде не образуют промышленных концентраций, однако их наличие само по себе служит благоприятной предпосылкой для физико-химических реакций на последующих стадиях катагенеза, метagenеза и раннего метаморфизма, в процессе которых осуществлялось перераспределение и вторичная локализация кварцевой и золоторудной минерализации на 150 млн лет позднее — в период тектонической активизации, складчатости и метаморфизма в позднем мезозое.

3. Формации глинистых и карбонатно-эвапоритовых лагунно-шельфовых осадков мелководных эпиконтинентальных (орогенных) этапов формирования тектонически подвижных поясов, например, образования цехштейна (P_2) Центральной Европы. Им предшествовало в ранней перми формирование мощной (250–500 м) толщи красноцветных глинисто-алевро-песчаных, с линзами конгломератов, континентальных осадков пролювиального, аллювиального, эолового, а также озёрного генезиса (сульфатно-соленосно-глинистых пачек), заполнивших обширную Среднеевропейскую впадину в условиях существенной аридизации климата. Привнос туда обломочного материала осуществлялся с более южных горно-складчатых сооружений Реногерцинского пояса, а отчасти с запада, со стороны Пеннинского «порога». На рубеже ранне- и позднепермской эпох фиксируется новый цикл седиментации. На месте Арктическо-Североатлантического пояса каледонид развилась рифтовая система, вдоль которой трансгрессия проникла из Бореального бассейна в Северное море и Центральную Европу с образованием в начале эпохи огромного солеродного Цехштейнового бассейна. Разрез отложений этого бассейна начинается горизонтом мелкогалечного конгломерата, трансгрессивно перекрывшего красноцветы P_1 , над которым находится пласт черной битуминозной глинистой породы, широко известной в литературе под названием «медистого сланца», с мощностью не более 1 м, чрезвычайно выдержанного на всём протяжении западной и южной окраины впадины — от Англии до Польши включительно. Привнос обломочного материала в этот плоский палеобассейн был очень слабым, и в придонной области в результате заморов создавалась гниlostная среда, неблагоприятная для жизни донных организмов.

Для подобных условий была необходима существенная пенеplenезация соседней горной суши, осуществленная к концу предыдущей (раннепермской) эпохи. Медистый сланец затем был перекрыт известково-доломитовой галогенной толщей лагунно-морского генезиса. Высокоуглеродистый

комплекс в основании цехштейна в течение многих столетий служит источниками добычи Cu, Pb, Zn; а также содержит рассеянные элементы V, Cr, Mo и др. Им в середине XX в. многие европейские геологи приписывали седиментогенную природу, считая эти элементы выщелоченными из красноцветных пород нижней перми, затем стали высказываться доводы в пользу диагенетической ремобилизации металлов. После накопления сведений о том, что рудные тела в региональном плане залегают явно несогласно относительно седиментогенной слоистости (рис. 13.6, 13.7), утвердилась версия относительно приоритетной роли постседиментационного перераспределения металлов путем фильтрации их растворов в подземных хлоридных водах (хлориды заимствованы из вышележащих эвапоритов цехштейна) и осаждения меди на восстановительных геохимических барьерах, т. е. при фильтрации вод через углеродсодержащие отложения.

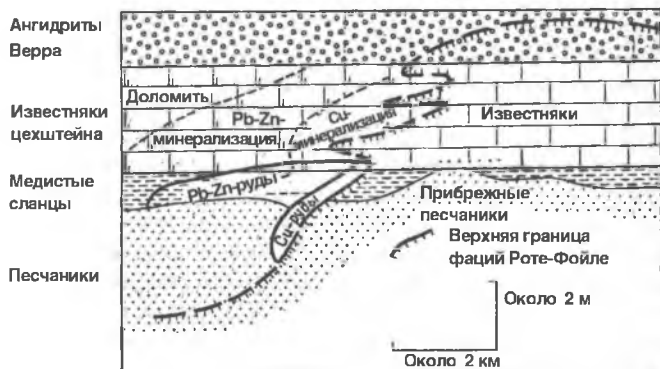


Рис. 13.6. Рудная минерализация в медистых сланцах не согласна относительно слоистости. Обратите внимание, что сланцы выклиниваются вблизи поднятий кровли нижележащих песчаников

4. Формации аллювиально-дельтово-лагунных и прибрежно-морских осадков орогенных тектонических структур; типичные представители — пестроцветные аргиллиты-алевриты-песчаные отложения средне-, верхнекаменноугольного и раннепермского возраста Джезказганской впадины в структуре герцинид Центрального Казахстана, к которым приурочено известное Джезказганское месторождение меди. Здесь меденосные песчаники и глинистые породы представляют собой смешанные образования, в которых обломочные кварц-силикатные и глинистые частицы сцементированы аутигенными сульфидами меди: халькозином Cu_2S , ковеллином CuS , борнитом Cu_5FeS_4 , халькопиритом CuFeS_2 и др., иногда с самородной медью; в зоне гипергенеза по ним развиваются карбонаты меди — малахит и азурит. Эти породы, как правило, принадлежат к фациям отложений

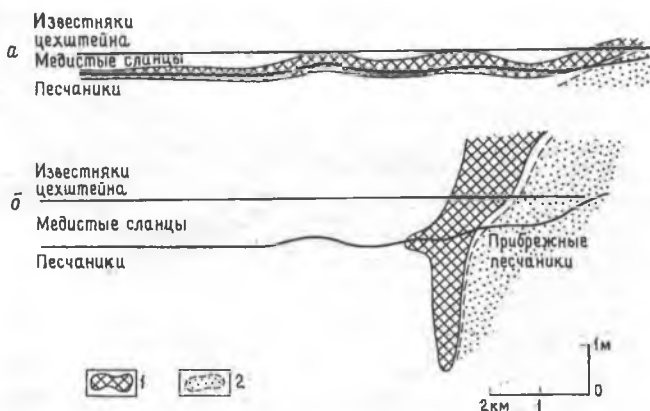


Рис. 13.7. Взаимоотношение медной минерализации (1) с фациями Роте-Фойле (2) в районах Мансфельд-Зангерхаузен (а) и Лусатия-Рихельсдорф (б)

древних речных русел, дельт и лагун, существовавших в эпоху аридизации климата. Е. Ф. Габлина (1983) в деталях проработала механизм привноса и концентрации меди. Суть предложенной ею модели (рис. 13.8) состояла в том, что элизионные солоноватые воды стадии глубинного катагенеза выжимались из осевой зоны впадины к ее бортам. Они проникали сквозь красноцветные песчано-алевритовые песчаные толщи, содержавшие изначально повышенные кларковые содержания меди. Она в условиях высоких E_h выщелачивалась из песчаников и алевролитов, мигрировала в хлоридных соединениях вплоть до прохождения воды через геохимические барьеры — участки контрастно менявшихся значений E_h и pH на противоположные. Таковыми были подстилающие красноцветную толщу «сероцветные», т. е. насыщенные ОВ пачки терригенных пород на бортах Джезказганской впадины. Медь в них появлялась вместе с синевато-серыми и зелеными окрасками, сменившими красно-коричневые тона.

Примечательно, что все эти образования сконцентрированы, во-первых, внутри пестроцветных осадочных комплексов, накопленных при жарком аридном климате; и, во-вторых, они парагенетически (и отчасти генетически) взаимосвязаны с эвапоритовыми и рифтогенно-карбонатными толщами. Механизм концентрации меди в этих породах обусловлен геохимическими особенностями этого элемента, являющегося антиподом золота и железа в зависимостях их подвижностей от pH и E_h . Кроме того, насыщенные хлоридными солями водные растворы существенно повышают миграционную способность Cu . Вот как об этом пишет Дж. Мейнард (1985): «Изменение условий E_h и pH среды и образование комплексных хлоридных соединений определяют поведение Cu и Ag при низких температурах. ... В окислительной среде при средних и низких значениях pH медь остается

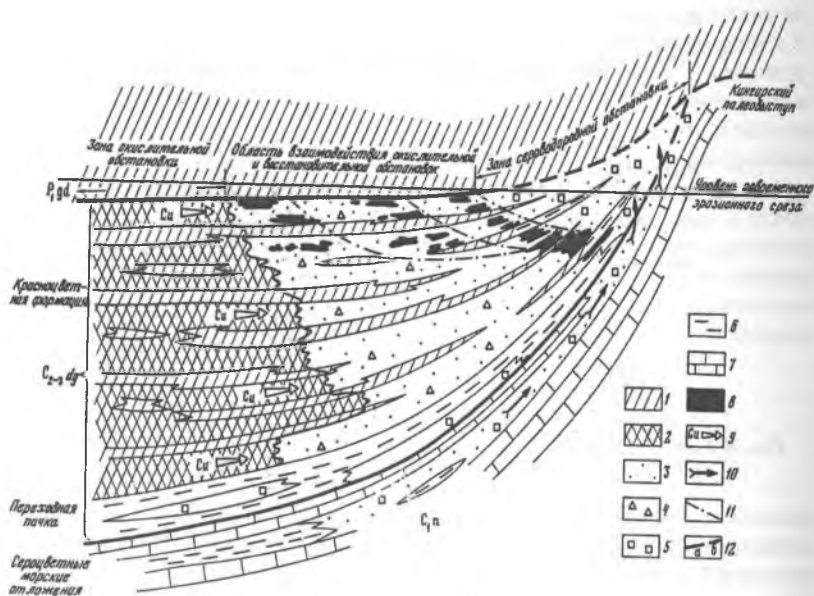


Рис. 13.8. Схема процессов экзогенного рудообразования Джезказганского месторождения меди (по Е. Ф. Габлюиной):

1 — красноцветные аргиллиты, алевролиты; 2 — красноцветные песчаники, конгломераты; 3 — сероцветные песчаники и конгломераты; 4 — рассеянная вкрапленность сульфидов меди; 5 — рассеянная вкрапленность пирита; 6 — серые аргиллиты, алевролиты; 7 — известняки; 8 — рудные залежи; 9 — направления движения меденосных растворов; 10 — пути миграции углеводородов; 11 — уровни последовательного смещения зоны взаимодействия окислительных и восстановительных обстановок; 12 — стратиграфические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); P_1gd — нижнепермские отложения (жиделисайская свита); $C_{2-3}dg$ — продуктивная (джезказганская) толща среднего — верхнего карбона; C_1n — нижнекарбоновые отложения (намюрский ярус)

в растворе. Железо при тех же самых условиях отличается пониженной растворимостью, и в этом заключается суть очень эффективного механизма отделения Cu от Fe . Обратите внимание также на то, что в восстановительных условиях происходит осаждение меди в виде сульфидов или самородного металла. Таким образом, существует общая тенденция миграции меди из областей, где поддерживаются окислительные условия, и концентрация ее в восстановительных средах».

Рассмотренными здесь видами осадочных формаций, вместивших потенциально металлоносные отложения, далеко не исчерпано их природное многообразие. Здесь сделан начальный шаг к последующей их типизации. Однако многие общие особенности и закономерности, предопределившие возникновение руд благородных, цветных и редких металлов, становятся очевидными на примере вышеизложенной информации.

УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

Очевидна «стартовая» роль высокоуглеродистых формаций как первичного накопителя металлов и как своеобразного «экрана» для постседиментационного их улавливания. Но качественный набор и количественные распределения элементов-примесей в осадках различных формаций изначально не одинаковы и находятся в зависимости от конкретного сочетания ряда благоприятных (либо неблагоприятных) факторов различного ранга: локального (или фациально-бассейнового) и общепланетарного. При этом для золота и меди благоприятные факторы концентрирования совпадают только отчасти.

1. Для седиментогенного накопления золота благоприятны следующие условия: 1) пострифтогенная эпоха регионального пенеплена, но не абсолютного, а с сохранением котловин и эскарпов, которые при последующей трансгрессии обеспечат неровности дна моря и западины, т. е. потенциальные ловушки для металлоносных компонент ОВ; 2) стабильная эпоха влажного и теплого, а лучше жаркого климата, обеспечившего интенсификацию гипергенных процессов мобилизации веществ, необходимых для жизнедеятельности биоса и для транспортировки химических элементов: массовое формирование кор выветривания (с гидрооксидами Fe — концентраторами Au), почв и торфяников — доноров гуминовых кислот и металлоорганических коллоидных образований; 3) многообразие подверженных гипергенезу пород — магматических, метаморфических, метасоматитов (доноров металла), а также осадочных (поставщиков фосфора, азота и др. питательных веществ для морского планктона); 4) трансгрессия глобального масштаба, совпавшая по времени с климатическим оптимумом; он, вместе с обильными питательными веществами затопленной морем суши, обеспечивает расцвет биоса в целом и планктона — в особенности; 5) сохранение к моменту максимума трансгрессии и длительное существование (десяtkи миллионов лет) обширной приморской равнины и крупных рек, поставлявших с нее в морской бассейн коллоидные, ионные растворы металлов и тонкопелитовую взвесь, также сорбирующую металлы; 6) длительная сохранность баланса, установившегося между речными выносами в море, темпами погружения его дна и воздыманий водосборов, что обеспечивает стабильное существование вышеотмеченных ландшафтных обстановок, любая активизация орогенеза на размываемой суше вблизи палеобассейна относится к факторам, не благоприятным для накопления металлов, так как они в этих случаях разубоживаются терригенной минеральной примесью; 7) преобладание или, по крайней мере, существенная доля сапропелевых компонент в составе ОВ осадка; 8) стабильное господство низких (отрицательных) значений Eh при диагенезе, а для этого темпы накопления и массы биогенных компонент осадка должны поддерживать высокий уровень содержания в нем неокисленных ОВ. Они должны быть

ерекрываемы порциями новых илов с такой скоростью, чтобы свести к минимуму аэробные процессы раннего диагенеза; 9) благоприятны (хотя и обязательны) периодические возникновения обстановок сероводородного заражения донных вод. Соблюдение двух вышеупомянутых условий способствует интенсивной диагенетической пиритизации осадка, нередко вместе с изоморфным насыщением пирита золотом.

2. Отмеченные выше факторы, благоприятные для потенциальной золотоносности, в наибольшей степени присущи группе терригенных формаций садков окраинных морей, возникших на начальных этапах формирования тектонически подвижных поясов, вслед за активизацией рифтинга на платформенных окраинах. Пример — образования позднего палеозоя Верхояно-Солымского складчатого пояса. Однако седиментогенно-диагенетический тап этих прогибов представляется только подготовительным условием их золотоносности. Она не имеет перспектив в случаях, когда высокоуглеродистые комплексы не прошли через стадии: катагенеза и метакатагенеза раннего метаморфизма. Для постседиментационного перераспределения и вторичного концентрирования золота в тектонически подвижных областях необходимо не менее двух этапов преобразования: 1 — стремительное погружение пород на глубину многих километров и 2 — подверженность складчато-надвиговым дислокациям (при коллизионных тектонических режимах). При этом на породы, в конечном счете, оказывают влияния три вида давлений: литостатическое (P_s), флюидное (P_f) и стрессовое (P_{st}), а также тепловые импульсы, обусловленные: глубинным фоновым термальным градиентом (ΔT), стрессом (вследствие адиабатического эффекта сжатия массовых внутриминеральных флюидных включений — (T_{st}), а также вероятными термальными куполами — потоками горячих флюидов над глубинными очагами гранитизации фундамента осадочного бассейна (T_r) и над возможными интрузивными телами (T_{γ}). В таких ситуациях на первой стадии последиагенетического литогенеза, при катагенезе погружения, мы имеем условия $P_s = P_f$ при выдержанном ΔT ; а на последующих стадиях метакатагенеза и зонального метаморфизма $P_s > P_f$; $T = \Delta T + T_{st} + T_f + T_{\gamma}$ (последний параметр проявлен не везде, а только там, где была интрузивная деятельность). И в таких ситуациях золоторудные тела формируются под воздействием внутриформационных вод (талассогенной и элизионной природы), разогретых, начиная со стадии глубинного катагенеза ($T =$ от $100 \pm 200^\circ\text{C}$ до 200°C) и пополняемых на последующих стадиях метакатагенеза — раннего метаморфизма ($200\text{--}350^\circ\text{C}$) до состояния химически активных гидротерм. Ими осуществляется вторичная мобилизация, миграция и осаждение металлов на новых внутриформационных геохимических барьерах. Всё это усложняют отмеченные выше закономерности локализации рудных веществ, но принципиальной основы развития процессов черносланцевого рудообразования не меняет.

3. Медная минерализация ведет себя существенно иначе. 1) Меденосные формации тяготеют к орогенным и посторогенным тектоническим структурам. 2) Седиментогенным факторам для меденосных комплексов благоприятствует глобальный этап общерегрессивного режима, на фоне которого возникали отдельные (местные) трансгрессивные импульсы формирования мелководных впадин. 3) Формированию в них продуктивных отложений должен предшествовать и следовать затем жаркий аридный климат. 4) Особенности распространения и строения медистых песчаников и сланцев можно объяснить только исходя из представлений о выносе Си из красноцветных отложений с последующим ее осаждением на восстановительных барьерах, а условиями, необходимыми для концентрации Си, являются наличие органики и присутствие сульфатредуцирующих бактерий. 5) Миграционную способность Си при положительных значениях Eh резко усиливает присутствие в воде хлоридов, а они, в свою очередь, являются сопутствующими компонентами красноцветных и солеродных формаций аридных климатических зон. 6) Формирование медистых пород происходило на геохимических барьерах двух типов — сингенетическом (седиментогенно-диагенетическом) и эпигенетическом (постседиментационном — на катагенетической стадии). Сингенетические барьеры свойственны таким фациально-ландшафтным обстановкам: болотной, аллювиально-русловой, дельтовой, лагунной и мелководно-морской (шельфовых западин, насыщаемых сапропелевым ОВ). 7) Рудные тела возникают преимущественно на эпигенетических геохимических барьерах (см. рис. 13.8), при межформационном перераспределении элизионных вод (тогда как для Au достаточны внутрiformационные гидрогенные режимы). 8) Установлено парагенетическое единство меденосных комплексов с тремя-четырьмя категориями формаций: 1 — континентально-лагунных областей, 2 — карбонатно-эвапоритовых осадков эпиконтинентальных мелководно-морских бассейнов и 3 — нефтегазоносных терригенно-карбонатных отложений шельфа внутри-либо окраинноконтинентального моря. К этому ряду может быть добавлена и 4 — угленосная формация, как, например, в палеозоидах Волго-Уральского свода и Донбасса, хотя там имеются только мелкие месторождения. Более масштабного оруденения здесь не возникло, поскольку для полного выщелачивания и выноса Си из красноцветов растительная ткань их ОВ должно быть полностью окисленной (ибо остатки очагов с восстановительными геохимическими условиями задержат возле себя часть металла), а в пермских красноцветных отложениях этого региона содержится большое количество остатков растительной ткани, указывающих на восстановительную обстановку.

Процессы рудогенеза в высокоуглеродистых формациях характеризуются многостадийностью и полихронностью, когда главная стадия перераспределения и концентрации металлов обычно оторвана по времени на многие десятки или первые сотни миллионов лет от седиментогенного

этапа. В частности, концентрирование меди началось задолго до начала метаморфизма, на стадии глубинного (позднего) катагенеза; протекало дискретно в пространстве и времени в соответствии с последовательностью седиментогенных и постседиментационных породо- и рудообразующих процессов. Установлена их явная унаследованность от ландшафтно-тектонических и климатических условий седиментации и несомненной зависимости рудогенеза от этапности постседиментационного литогенеза, метаморфизма и характера тектонических перестроек структуры осадочно-породного бассейна.

Стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев приурочены к пестроцветным терригенным толщам, сформированным в платформенных условиях в осадочных бассейнах; имеют согласное с вмещающими породами залегание рудных залежей, которые характеризуются выдержанностью и значительной протяженностью (до нескольких километров) при относительно малой мощности (от десятков сантиметров до первых метров). На месторождениях установлено: наличие многоярусных залежей; отсутствие околорудных изменений, слабо проявленные карбонатизация, окварцевание, являющиеся следствием поздних преобразований; относительно простой минеральный состав руд (халькозин, борнит, халькопирит, пирит); 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 определяются типом рудоносных формаций.

Месторождения характеризуются крупными размерами, нередко относятся к уникальным по масштабам запасов. Содержания меди в рудах колеблются от 1 до 6 %. Кроме того, в них присутствуют серебро, платиноиды, полиметаллы, рений, селен, теллур, а в месторождениях Замбии и Заира — кобальт и уран. Наиболее распространенными минеральными типами руд являются халькопирит-борнит-халькозиновый, галенит-халькопирит-борнит-халькозиновый. В настоящее время большинство исследователей поддерживает концепцию полигенного и полихронного генезиса стратиформных месторождений, сформулированную В. И. Смирновым, согласно которой первичные руды имеют осадочное происхождение, но в более позднее время, в результате процессов диа- и катагенеза и под воздействием подземных горячих минерализованных вод испытали заметные преобразования. Месторождения связаны с формациями красноцветных, пестроцветных, сероцветных песчано-сланцевых осадочных (иногда вулканогенно-осадочных) пород, формирующимися в крупных депрессионных структурах орогенного этапа или режима активизации платформ. Выделяются структуры внутриплатформенных краевых и предгорных прогибов и краевых частей платформ. Минерализованные отложения приурочены к сочленению структур двух типов — областям

сноса и питания обломочным и рудным веществом и участкам накопления и захоронения этих веществ.

Меденосные формации подразделяются на ряд типов по геотектонической позиции, режимам накопления, стратиграфическим, литолого-фациальным, металлогеническим особенностям. 1. Дезказганский — формируется в орогенных впадинах, в пестроцветных молассовых или молассоидных формациях с характерными типами рудовмещающих фаций: песчано-алевритовых, заливно-мелководных, песчаных дельтовых, песчано-глинистых, континентально-лагунных. 2. Замбийский — располагается во внутриплатформенных прогибах. Литолого-фациальные типы рудовмещающих отложений представлены грубообломочными континентальными и прибрежно-морскими, песчано-глинистыми прибрежно-морскими, глинисто-карбонатными и карбонатными морскими мелководными. 3. Мансфельдский — приурочен к краевым частям платформ. Представлен меденосными битуминозными глинисто-песчано-карбонатными отложениями мелководного внутриконтинентального бассейна. Преобладающими литолого-фациальными типами рудовмещающих отложений являются терригенно-карбонатные, карбонатные заливно-лагунные и прибрежно-морские. 4. Каргалинский — (приуральский) приурочен к межгорным и наложенным впадинам, внутриплатформенным прогибам и формируется в обстановке приморских наземных равнин (аллювиально-озерные отложения). 5. Минусинский — (сетте-дабанский) отличается от остальных присутствием в разрезе эффузивов. Рудовмещающая формация представлена пестроцветными вулканогенно-осадочными и эффузивно-осадочными толщами, выполняющими межгорные впадины и грабены. Многоярусное оруждение локализовано в речных и дельтовых конгломератах, косослоистых песчаниках, озерно-лагунных волнисто-слоистых алевролитах, песчаниках, дельтовых и прибрежно-морских песчано-конгломератовых толщах.

Медистые песчаники и сланцы накапливались на всем протяжении геологической истории — от протерозоя до кайнозоя, но наиболее крупные скопления были сформированы в протерозое и верхнем палеозое. Всего в них заключено более 22 % мировых запасов меди. Выделяется несколько типов меденосных поясов: планетарные (полузамкнутые и линейно вытянутые на древних платформах), региональные (полудуговые и вытянутые на молодых платформах и во внутренних впадинах складчатых областей) и локальные. Все они обрамляют области сноса — древние щиты, молодые выступы, срединные массивы, складчатые сооружения — и располагаются на различных расстояниях от областей питания. Среди меденосных формаций выделяются молассовые и молассоидные, флишевые, аспидные, терригенно-карбонатные, редко другие виды.

Вероятными источниками металлов являлись различные геологические формации, развитые в областях сноса: вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации основного состава, вмещающие колчеданные

месторождения, а также медные и медно-никелевые проявления минерализации, ассоциирующие с основными и ультраосновными комплексами. Благоприятные условия для образования осадочных концентраций меди возникают на обширных аллювиально-дельтовых равнинах, где в условиях развития лагунно-дельтовых фаций образуются седиментационные ловушки, аккумулирующие медь и другие металлы. Одним из необходимых условий накопления медных осадков является климатическая зональность, выражающаяся в постоянной смене гумидного климата области денудации аридным в акватории седиментации.

Наиболее крупные стратиформные месторождения медистых песчаников и сланцев находятся в Казахстане (Джезказган), Польше (Легницко-Глогувское рудное поле), Замбии (Нчанга, Муфугир, Нкана и др.), Заире (Камото, Мусоши), Афганистане (Айнак). Из российских месторождений наибольший интерес представляет Удокан.

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

В чехле докембрийских и более молодых платформ широко развито свинцово-цинковое оруденение. К наиболее крупным провинциям с уникальными запасами руд относятся провинции Верхнего Миссисипи, Юго-Восточного Миссури, Три-Стейт и др. (США), Пайн-Пойнт (Канада), Верхней Силезии (Польша), Ирландии и др.

Они обладают рядом характерных черт. Рудные тела размещаются в карбонатных породах, подвергшихся эпигенетической доломитизации, реже в окварцованных песчаниках, они представлены согласными с вмещающими породами пластообразными и линзообразными залежами. Текстуры руд прожилковые и прожилково-вкрапленные. В районе месторождений, за исключением редких даек основного состава, отсутствуют магматические породы. Руды представлены сфалеритом и галенитом, жильными минералами (карбонат, кварц и барит). Большая часть месторождений и рудопроявлений локализуется вблизи кристаллических щитов или выступов древнего фундамента. Так, месторождения Юго-Восточного Миссури, района Три-Стейт расположены вблизи купола Озарк, ядро которого сложено породами докембрийского возраста; рудный район Пайн-Пойнт приурочен к окраине Канадского щита; месторождения Верхней Силезии находятся около Чешского кристаллического массива. Очень четко эта закономерность проявляется в пределах Восточно-Европейской платформы. Здесь, на северо-западной оконечности Балтийского щита расположены свинцовые месторождения, на западной (в Эстонии и Латвии) — многочисленные свинцово-цинковые рудопроявления. В центральной части Восточно-Европейской платформы известные свинцово-цинковые рудопроявления располагаются по обе стороны Воронежского массива: Михайловская зона рудопроявлений с юго-запада, Воронежская с северо-востока.

Свинцово-цинковые проявления Донбасса локализованы в пределах Донецко-Днепровского авлакогена, обрамленного с обеих сторон древними поднятиями. Наконец, свинцово-цинковые рудопроявления Приднестровья расположены вблизи южного края Украинского кристаллического массива.

Отложения платформенного чехла в районах распространения свинцово-цинковых месторождений слабо дислоцированы; большей частью они образуют очень пологие складки с углами падения крыльев до первых градусов. Установлено, что для их формирования важным условием является пространственная ассоциация с краевыми частями нефтегазоносных бассейнов. Такую позицию занимают месторождения Верхнего Миссисипи, Юго-Восточного Миссури, Три-Стейт и др. в США, Верхней Силезии в Польше, Западного Прибайкалья, Якутии и др. Следует отметить, что рудовмещающие и нефтесодержащие отложения имеют близкий геологический возраст и, следовательно, обладают не только пространственной, но и возрастной связью. Их совместное нахождение, по-видимому, обусловлено тем, что как рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения, так и залежи нефти и газа локализируются преимущественно на пассивных окраинах палеоконтинентов, часто в рифовых фациях карбонатных пород. Так, западно-канадские месторождения локализованы в рифогенных постройках, содержащих проявления газа и битумов. Очевидно, углеводороды из соседнего Западно-Канадского нефтегазоносного бассейна вместе с рассольными водами мигрировали от центра бассейна, по пути выщелачивая из пластов металлы, и затем осаждались в пористых карбонатных породах вблизи краевых частей бассейна.

Свидетельствами парагенетической связи свинцово-цинковых месторождений чехла платформ и скоплений нефти и газа являются также частые находки нефти и битумов в газово-жидких включениях рудных и жильных минералов. Кристаллы доломита, заключенные в руде, часто обволакиваются пленкой углеродистого вещества. Содержание цинка в золе нефтей достигает 0,8 %. Одной из возможных причин связи руд и углеводородов являются восстановительные свойства углеродистого вещества, которое, реагируя с сульфатами, может образовывать сероводород. Другой причиной является наличие бактерий в углеродистых толщах. В восстановительной среде в донных отложениях количество сульфатредуцирующих бактерий обычно находится в пределах 10^3 – 10^5 на 1 г осадков. Доказательством важного значения подобных бактерий для формирования сульфидов свинца и цинка является их присутствие в современных рудопроявлениях Мексиканского и Калифорнийского заливов. Нефтегазоносные флюиды способствуют образованию сульфидной серы, а также способствуют превращению залежей эвапоритов в агрессивные рассолы. Последние, перемещаясь к краевым частям бассейна, мобилизуют свинец и цинк из пород и переносят их в области рудоотложения.

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА

Осадочные марганцево-рудные залежи чехла платформ приурочены к обломочным породам, образовавшимся как в морских, так и в континентальных условиях. К этому типу относятся как уникальные по запасам марганцевых руд Никопольское и Чиатурское месторождения, залегающие в глинисто-песчаных отложениях олигоцена, так и мелкие полупромышленные марганцево-рудные залежи калифорнийского типа в юрских отложениях францисканской серии береговых хребтов Калифорнии и пермско-юрской граувакковой серии Новой Зеландии. В обломочных, песчано-глинистых породах, впоследствии глубоко метаморфизованных, образовались и марганцево-рудные залежи гондитовых формаций, широко развитых в докембрийских отложениях Индии, Африки и Южной Америки.

На Никопольском месторождении марганцевые залежи залегают в трансгрессивной серии осадков харьковского яруса олигоцена и расположены на южном склоне Украинского щита. Они приурочены к углублениям докембрийского фундамента, образующим локальные меридиональные депрессии, очень полого погружающиеся к югу. Мощность рудных тел достигает 4–5 м, в среднем составляет 2–2,5 м. Вмещающими являются песчаные, алевритовые, глинистые породы, в низах рудной пачки — дресвяники и конгломераты. Все они формировались в условиях фации подводного склона дельты и ее верхней подводной площадки. Воды мелкого бассейна были нормальной солености, хорошо прогревались и были насыщены достаточным количеством кислорода. Отмечается четкая фациальная зональность. Цементационные, конкреционные пиролюзит-псиломелановые руды гравийно-песчаных отложений дельтовой фации к югу постепенно сменяются конкреционными, сливными, пизолитовыми и оолитовыми манганит-псиломелановыми и манганитовыми рудами в алевритовой фации осадков нижней части подводного склона дельты. Далее к югу они сменяются желваковыми манганокальцитовыми и кальциево-родохрозитовыми рудами, приуроченными к алеврито-глинистым мелководно-морским осадкам. Время накопления рудных и рудовмещающих отложений оценивается в пределах 1 млн лет.

Аналогичные фациальные переходы отмечены и на Чиатурском месторождении, отличающиеся от Никопольского своей структурной позицией. Оно расположено не на склоне щита, а на северном борту Дзирульского докембрийского срединного массива.

УРАНОВЫЕ И УРАН-ВОЛЬФРАМОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Из месторождений этого типа добывают в мире около половины урановых руд. Они широко распространены на всех континентах и во многих странах мира: в Северной Америке (Колорадско-Вайомингская рудная провинция), в западной части Аргентины, вдоль восточных предгорий Анд, в Нигерии (Мали-Нигерийская рудная провинция), в пределах Средне-Чешского

и Центрально-Французского срединных массивов, на территории Мексики, Канады, Австралии, Италии, Югославии, Венгрии, Японии. Крупные запасы разведаны на территории Казахстана и Узбекистана — Чу-Сарысуйская, Сыр-Дарьинская, Кызыл-Кумская и другие рудные провинции.

На большинстве рассматриваемых месторождений рудные тела имеют простую пласто- и линзообразную форму и обычно залегают согласно с вмещающими породами. Месторождения урана древних и молодых платформ объединяются под названием «месторождения песчаникового типа». Среди них наиболее важным поставщиком урановых руд являются месторождения селен-ванадий-урановой формации. Они формируются в областях с аридным климатом. Отсутствие в этих областях сплошного растительного покрова и крайне низкое содержание органического вещества в почвах благоприятствует обогащению подземных вод кислородом. Интенсивное испарение приводит к повышению концентраций урана в водах. Это способствует накоплению и миграции урана в форме уранил-карбонатных комплексов.

Большинство рудных районов приурочено к артезианским бассейнам инфильтрационного типа, где нисходящие потоки обогащенных кислородом пластово-поровых вод в верхней части разреза контактируют с грунтовыми водами. Распространяясь по проницаемым пластам песчаников, воды формируют зоны пластового окисления (ЗПО) протяженностью в десятки и сотни километров. Рудовмещающими обычно являются сероцветные водопроницаемые породы. Среди тектонических факторов, благоприятных для локализации руд, выделяются региональные и локальные. Региональный рудоконтроль проявляется в приуроченности рудных районов к областям тектонической активизации молодых платформ, а локальный выражается в приуроченности месторождений к антиклинальным структурам: горст-антиклиналям, флексурным изгибам, участкам периклинальных замыканий. Рудные тела имеют форму пологих залежей крупных размеров (линзы, ленты, овалы). В разрезах для большинства тел характерна специфическая уплощенная серповидная форма; выпуклой стороной залежи ориентированы по падению рудоносного пласта песчаников, а вверх по восстанию они раздваиваются, сохраняясь в кровле и почве рудоносного горизонта. Рудные тела подобной морфологии получили название роллов. В разрезе месторождений рудоносные пласты залегают полого ($1-5^\circ$) и часто располагаются многоярусно, образуя продуктивные пачки мощностью до первых сотен метров. Отдельные проницаемые рудовмещающие горизонты имеют мощность от 10 до 20 м. В плане рудоносные зоны пластового окисления прослеживаются до первых десятков километров.

Типичными примерами селен-ванадий-уранового оруденения в песчаниках, локализованного на выклинивании ЗПО, являются месторождения ураново-рудной провинции Вайоминг. Провинция представляет собой ряд депрессий, выполненных платформенными отложениями мезо-кайнозоя

и ограниченных поднятиями, в пределах которых обнажаются кристаллические породы докембрия. Территория испытывала процессы фанерозойской тектонической активизации.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАМЕННЫХ СОЛЕЙ

Образование месторождений каменных солей связывают с процессом соленакопления в осадочных солеродных бассейнах — галогенезом. Выделяют три типа галогенеза — хлоридный, сульфатный и содовый, в которых по разному распределены минералы каменных солей. Им соответствуют хлоридные, сульфатные и содовые соленосные толщи. В рассматриваемых минеральных парагенезисах 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 выровненным рельефом;
- локализация в соленосных преимущественно хемогенно-осадочных толщах и связь с первично красноцветными тонкообломочными отложениями;
- отчетливый стратиграфический контроль рудных залежей;
- хроостратиграфическая 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 тыс. км² до $n \cdot 100$ тыс. км² и более 1 млн км²;
- характерные тонколистоватые текстуры руд, часто нарушенные оползневыми деформациями, присутствие текстур растворения;
- частые проявления солевой тектоники, обусловленный способностью каменных солей к вязкому течению;
- обязательное присутствие в разрезах перекрывающей соли бронирующих глинистых толщ.

Современные районы образования эвапоритов располагаются исключительно в аридных областях: в предгорных равнинах (Чили, Перу); пустынях (Намибия, Сомали, Западная Австралия и Средняя Азия); прибрежных равнинах (сабхе) (Персидский залив); в морских бассейнах (Мертвое море). Среди солеродных бассейнов выделяют четыре типа: осолоненных озер, небольших заливов и лагун; крупных морских заливов или мелководных изометричных (типа Кара-Богаз-Гола в восточном Прикаспии) или глубоко-

ководных линейных (типа Бокано-де-Вирилла в Южной Америке); эпиконтинентальных морей (Мертвое море); крупных внутриконтинентальных морей (предполагаются лишь аналоги пермского возраста).

Имеются собственно соляные, соленосные и вмещающие их осадочные породы. Соленосные породы чаще всего ассоциируют с хемогенными карбонатными и терригенными песчано-глинистыми красноцветными отложениями, реже включают биогенные и вулканогенные образования. Как правило, разрез галогенной формации представляет собой регрессивную серию отложений. Наиболее распространены галитосодержащие, менее калийно-магниевого и содовые. Характерны фациальные переходы соленосных отложений, с одной стороны, в морские карбонатные, а с другой — в глинистые континентальные. Отложения, вмещающие залежи гипса, галита и сильвинита, представлены красноцветными породами. Толщи, содержащие ассоциации содового галогенеза, концентрации бора и цеолиты, располагаются только в сероцветных комплексах.

Рельеф областей соленакпления отличается выровненностью и отсутствием долин. Это предопределяет возможность длительной хемогенной седиментации. Большое количество терригенного материала подавляет образование эвапоритов. Аридные условия и высокая соленость определяют стерилизацию водоемов и незначительное развитие биогенных осадков.

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). М. К. Калинин отмечает наибольшую интенсивность галогенеза в пермском, юрском и четвертичном периодах. М. А. Жарков отмечает эволюцию эвапоритовых формаций, которая выражается в увеличении их разнообразия от гипсовых в протерозое — гипсовых и хлоридных в раннем палеозое до гипсовых, хлоридных и различных по составу калийно-сульфатных, натриево-сульфатных и хлоридно-карбонатных в кайнозое.

Солеродные бассейны располагаются в депрессиях, чаще платформенных, а также в их краевых прогибах (Приуральском, Предкарпатском и др.) или межгорных впадинах, рифтогенных зонах (Днепровско-Донецкая впадина и др.). Калийные соли встречаются исключительно в платформенных структурах, натровые и магниевые не имеют такого ограничения. Депрессионные зоны соленакпления должны быть отгорожены от открытых морских бассейнов и включать промежуточные бассейны, в континентальных условиях должны быть конечными водоемами стока.

Солеродные бассейны существенно отличаются 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, пермские Восточно-Европейский и Западно-Европейский.

Пласты каменных солей характеризуются внутренним ритмичным строением. Как правило, в основании ритмов залегают гипс-ангидритовые слои, выше переходящие в галитовые, сменяющиеся карналлитом. Соленосные формации могут слагать толщи мощностью 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.

Типичны структуры ленточной слоистости, которые интерпретируются в качестве сезонных или годовых слоев. Часто встречаются текстуры оползания, обрушения и брекчий растворения, свидетельствующие о сложных диагенетических и постседиментационных процессах растворения и выщелачивания соленосных отложений.

Характерными особенностями эвапоритовых месторождений являются проявления галотектоники — вязко-пластических деформаций солей и соленосных глинистых пачек. Особенно ярко это выражается в древних месторождениях, где мощные залежи соли перекрыты вышележащими толщами. Для соляных залежей достаточно иметь мощность более 300 м, чтобы начались пластические деформации в основании таких пачек.

В этой связи залежь каменной соли, при получении определенного литостатического или тектонического давления, начинает двигаться в зону с меньшим напряжением и формировать причудливые сложные складки нагнетания. Там, где мощность вышележащих отложений небольшая (из-за замедленного осадконакопления или из-за постседиментационной эрозии, а также из-за вертикальных и/или горизонтальных блоковых движений), соль начинает двигаться, часто выдавливается вверх, поднимает и прорывает вышележащую толщу. Так формируются соляные купола и диапиры.

Существует четыре типа галогеновых месторождений: современные рассолы соленосных озер и морей бассейнов (рапа), представляющие собой поверхностные скопления гидроминерального сырья; рассолы подземных вод (подземное гидроминеральное сырье); соли современной садки; древние соли.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

Наибольшее практическое значение имеют кайнозойские бокситовые месторождения латеритных кор выветривания. В России и на Украине развиты менее ценные погребенные латеритные месторождения в древних корах выветривания. Они обнаружены в Белгородском районе КМА (Висловское и др.) и в Ингулецко-Днепровском районе (Высокопольское и др.).

Крупнейшим в мире месторождением латеритных бокситов является Боке, расположенное в северо-западной части Гвинеи. Бокситовые залежи здесь приурочены к холмистым возвышенностям (бовалям), окаймленным долинами рек. Бокситовые латериты образовались в результате интенсивного выветривания силурийских граптолитовых сланцев в палеоген-неогеновое время в условиях слаборасчлененной пенепленизированной равнины. Мощность латеритной коры 10–15 м. На месторождении выявлено более 100 бокситных залежей, вытянутых в виде зоны северо-восточного простирания длиной 130 км при ширине 30–60 км, площадью свыше 3500 км². На месторождении отмечаются две разновидности бокситов — элювиальные и делювиальные. Генетически и пространственно они тесно связаны между собой и переходят друг в друга. Элювиальные бокситы представлены плотными каменистыми рудами и составляют верхнюю часть коры выветривания. Делювиальные бокситы состоят из угловатых или слегка округлых обломков элювиальных бокситов размером от нескольких до 15 см, сцементированных пелитовым, алевролитовым и псаммитовым материалом, образовавшимся за счет разрушения элювиальных бокситов.

Основными рудообразующими минералами бокситов являются гибсит и гематит с примесью в верхних частях залежи бемита (до 10 %), каолинита (2–3 %) и титановых минералов. Бокситы характеризуются высоким содержанием глинозема (51–62 %), низким содержанием кремнезема (1–2 %), оксидов железа (2–6 %) и титана (2–3 %). К особому типу относятся остаточные переотложенные латеритные бокситы. Они широко развиты в Арканзасском районе (США), Австралии и Гвианской береговой равнине (Гайана, Суринам и Гвиана). В России подобные месторождения не встречены. Месторождения Гвианской береговой равнины образуют бокситоносную провинцию, вытянутую вдоль побережья Атлантического океана на 600 км при ширине 100–150 км. Месторождения приурочены к северному склону Гвианского щита, сложенного гранитами, диоритами и метаморфизированными осадочными и вулканогенными докембрийскими породами. На породах древнего фундамента расположены песчано-глинистые отложения мезозойско-кайнозойского возраста. Латеритные бокситы залегают на плоских вершинах и склонах пологих холмов древнего фундамента высотой до 55 м, окаймляющих береговую равнину. Мощность бокситовых пластообразных залежей — до 12 м. Бокситы очень высокого качества содержат от 58 до 66 % Al_2O_3 при минимальной концентрации кремнезема и оксидов железа (0,1–2,5 %). Общие запасы бокситов провинции оцениваются в 850 млн т.

Крупнейшие в мире месторождения бокситов находятся в Северной и Юго-Западной Австралии. Они представлены пластообразными залежами площадью в сотни квадратных километров, приуроченными к площадям развития латеритного покрова по докембрийским метаморфическим и изверженным породам (месторождения Уэйпа, Гов), базальтам и пирокла-

стическим породам (Митчелл-Плато), долеритам и глинистым сланцам (Дарлинг Рейндж). В бокситоносной толще обычно выделяются два или три горизонта мощностью 2–15 м, которые сложены преимущественно пизолитовыми, галечными, гравийными и брекчиевыми бокситами, сцементированными более рыхлой массой такого же химического и минерального состава, что и обломочные бокситы. Промышленные залежи образовались в результате переотложения на небольшие расстояния и, возможно, последующей бокситизации продуктов латеритной коры выветривания в позднемеловое и раннепалеогеновое время; бокситообразование прекратилось в позднеэоценовое время в результате поднятия региона. Общие запасы бокситов месторождений Австралии — 6,7 млрд т.

ДРЕВНИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, ПЛАТИНЫ И АЛМАЗОВ

Россыпные месторождения платиноидов формируются в окрестностях платиноносных интрузивных массивов габбро-пироксенит-дуникового состава. Образуются делювиальные, элювиальные и аллювиальные россыпи, которые тесно связаны с коренными источниками платиновых минералов. Минеральный состав шлиховых комплексов — хромшпинелиды, оливин, пироксены, титаномагнетиты в сростках с минералами платиноидов. Последние представлены поликсомом, самородной платиной, ферроплатиной, купроплатиной, иридийной платиной, встречается иридийное и платинистое золото. Содержание платиноидов в аллювиальных россыпях изменяется от нескольких миллиграммов до сотен граммов на 1 м^3 . Россыпи платиноидов известны в России (Урал, Сибирь), США, Колумбии, Зимбабве, Заире, Эфиопии и других странах.

Золото концентрируется в элювиальных, делювиальных, аллювиальных и прибрежно-морских россыпях, но наибольшее значение имеют аллювиальные, особенно долинные и террасовые россыпи. В России широко известны россыпи Сибири (Бодайбо), Якутии (Туора Тас), Приамурья, Северо-Востока (Билибинский район). В Бодайбинском (Ленском) золотоносном районе наиболее известными являются россыпи рек Бодайбо, Большая Догаддын, Маракана и Нигри. Бодайбинский район представляет собой глубоко расчлененное низкогорье с глубиной долин 200–500 м. В долине р. Бодайбо установлено восемь террас. Наиболее крупные россыпи являются погребенными. Они относятся к сложным по генезису и характерны тем, что в одной и той же россыпи могут присутствовать золотоносные пласты аллювиального и делювиально-солифлюкционного генезиса. Россыпеобразующими формациями являются черносланцевые толщи протерозоя с зонами кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного золото-малосульфидного оруденения, характерного для бодайбинского синклиория. В последние годы в связи с проблемой освоения минеральных ресурсов зон перехода от континента к океану интерес представляют

прибрежно-морские россыпи. Их формирование происходит на стадии средней зрелости развития морского побережья.

Палеороссыпи представляют промышленный интерес для относительно слабо транспортабельных минералов (алмазы массой 0,2–2,0 карат; золото с размером частиц более 1 мм и другие), расположенные вблизи коренных источников, обнажающихся на локальных платформенных поднятиях. Типичным примером рудоносного палеоподнятия, испытавшего многоэтапный срез глубиной до 300 м, является центральная часть Ботуобинской (Средне-Сибирской) седловины Сибирской платформы. На седловине известны алмазоносные кимберлитовые трубки Мало-Ботуобинского поля, сформировавшиеся в среднем палеозое. С их размывом связаны древние россыпи алмазов в различных стратиграфических горизонтах верхнепалеозойского и мезозойского платформенного чехла. Общей особенностью палеороссыпей является их принадлежность к классам ближнего (менее 10 км) и умеренно-ближнего (10–20 км) переноса.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфоритами называются породы с экзогенными концентрациями скрыто- или микрокристаллического апатита. Нижний предел таких концентраций P_2O_5 5–12 %, верхний — 35 %. В мировом балансе фосфатного сырья осадочные фосфориты составляют около 80 %. По особенностям состава выделяют три типа осадочных фосфоритовых месторождений: желваковые, ракушечные и зернистые. Последние включают микрозернистые и собственно зернистые разновидности.

Характерными чертами геологического строения рассматриваемых месторождений являются их приуроченность к континентальным осадкам, отложениям древних шельфов и внутриконтинентальных морей, отличающихся высокой биопродуктивностью и проявлениями глубинных течений; ассоциация фосфоритов с кремнисто-карбонатными, карбонатными, сероцветными, терригенными песчано-глинистыми и чернослапцевыми 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: Скалистых гор, Восточно-Американской береговой равнины, Аравийско-Африканской и Русской платформ, Азиатской и Австралийской. Характерное положение этих провинций — вблизи современных или древних красных частей континентов. Это связано

с мелководно-морским осадконакоплением, отличающимся высокой биологической продуктивностью и приносом растворенных соединений фосфора с континентов или донными океаническими течениями.

А. В. Ильин выделяет внутри- и окраинноконтинентальные бассейны фосфатонакопления. В обоих типах бассейнов области фосфатонакопления протягивались параллельно береговой линии. Для фосфоритовых месторождений характерна связь с определенными геологическими эпохами и эволюционная смена типов фосфоритов. Более 80 % фосфоритовых руд сосредоточено в отложениях трех эпох: венд-кембрийской, пермской и поздней мел-палеогеновой. Существенные запасы отмечаются в неогеновых и ордовикских толщах. Эволюция фосфатонакопления выражается в смене в геологическом времени микрозернистых фосфоритов зернистыми, затем ракушняковыми и, наконец, желваковыми, что установлено Н. А. Красильниковой и А. Л. Яншиным.

Следует отметить две палеотектонические особенности, обуславливающие формирование руд. Во-первых, необходимо проявление конседиментационных осложнений таких бассейнов в виде пологих поднятий и впадин. Именно во впадинах происходит преимущественная седиментация фосфатов, интенсивно перемываемых на палеоподнятиях. Во-вторых, опускания должны быть стабильными и замедленными, определяющими длительную биогенную седиментацию. Одной из причин глобальных эпох фосфоритообразования считают эндогенное поступление фосфора из мантии во время интенсивного рифтогенеза. Тогда мантийные расколы могли достигать примантийных зон, активизировали щелочно-базальтоидный магматизм и фосфорсодержащие эманации в зонах спрединга. В качестве косвенного доказательства А. С. Соколов и А. А. Фролов рассматривают совпадение эпох интенсивного фосфоритообразования и формирования апатитовых месторождений в интрузивных массивах щелочных пород. Меньше разнообразия в месторождениях, связанных с магматизмом.

СУЛЬФИДНЫЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ликвационные магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд связаны с расслоенными интрузивами, входящими в состав формаций базит-гипербазитового ряда. Рудоносные интрузивы располагаются исключительно в пределах зон активизации платформ. Они приурочены к архейским зеленокаменным поясам, протерозойским рифтогенным структурам, каледонским и герцинским зонам тектоно-магматической активизации древних платформ. Рудоносные массивы являются составными частями длительно формировавшихся магматических комплексов, объединяющих ранние лавовые излияния и толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, следующие за ними пластовые рудоносные интрузии и поздние дайки основного состава. Интрузивные массивы, приуроченные обычно к пологим синклиналям, имеют форму лополитов. В их основа-

нии обособляются более основные разновидности (до перидотитов), а в верхних — более кислые (габбро, габбро-диориты). Нередко наблюдается послойное чередование основных и кислых дифференциатов.

Среди магматических образований базит-гипербазитового ряда, с которыми связаны медно-никелевые месторождения, выделяются три серии (содержащие MgO в %): мафическая бессульфидная и слабосульфидная (< 8), мезомафическая сульфидоносная (8–33), ультрамафическая бессульфидная (> 33). Каждая из серий разновидностей магм образует определенный набор магматических пород, составляющих магматические формации. Таким образом, выделено шесть медно-никелевых рудоносных формаций мезомафической серии: габбро-трактолитовая с богатыми медью рудами; габбро-норит-пероксенит-перидотитовая с типичными рудами; габбро-пероксенит-перидотитовая с обедненными медью рудами; пероксенит-перидотитовая с бедными медью рудами; перидотит-дунитовая с очень бедными медью рудами.

Особое место занимает долерит-норитовая формация с обедненными и бедными медью медно-никелевыми рудами, относящаяся к мафической первично-бессульфидной серии. Отчетливо видно, что соотношение главных рудообразующих компонентов меди и никеля находится в прямой зависимости от уровня содержания MgO в породах формации. Известно девять основных провинций сульфидных медно-никелевых месторождений: Кольский п-ов (Печенга, Мончегорское, Аллареченское); Воронежский кристаллический массив (Нижнемамонское, Еланское); Норильский район (Норильск-I, II, Талаханское, Октябрьское); Северное Прибайкалье (Чайское, Йоко-Давыденское); район Садбери в Канаде (Фруд, Грейтон и др.); район Томпсон в Канаде (Томпсон-Майн, Мистери-Лейк); район Бушвельда в ЮАР (месторождение рифа Меренского); провинция Карру в ЮАР (Инсизва); Западная Австралия (Камбалда, Маунт-Кейт). Отдельные небольшие месторождения известны в Норвегии, Швеции, Финляндии, на Аляске и в Японии.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОРОДНОЙ МЕДИ

Самородная медь в эффузивах и субвулканических телах представляет собой весьма своеобразный тип медной минерализации. Число известных промышленных объектов этого типа невелико. Наиболее крупными из них являются месторождения района оз. Верхнего в США. Рудное поле представляет собой серию покровов слабодислоцированных древних докембрийских базальтов, местами разделенных линзовидными телами конгломератов. Скопления самородной меди, часто совместно с цеолитами, халькозином и гематитом, выполняют трещины и миндалины в верхних частях покровов базальтов и в линзах конгломератов. Рудные тела имеют причудливую форму, но, в общем, близкую к пластовой. Их размещение, морфология и размеры контролируются структурно-литологическими

факторами — проницаемостью пород и их трещиноватостью, вызванной главным образом тектоническими причинами.

В странах СНГ известны лишь небольшие проявления самородной меди в палеогеновых эффузивах Азербайджана (Хал-Хальское) и Армении, в девонских вулканогенных толщах на севере Центрального Казахстана, на севере Сибирской платформы, в Горной Шории (Таймет).

КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Перовскит-титаномagnetитовые и апатит-магнетитовые месторождения в щелочно-ультраосновных интрузивах центрального типа известны в России на Балтийском щите (Африканда, Ковдор) и Сибирской платформе (Гулинский массив, Маймеча-Катунская провинция), за рубежом на Африканской платформе (Сукулу (Уганде); Дорова (Зимбабве); Люлекоп (ЮАР)). Железные руды, в которых минералы представлены титаномagnetитом и цериевым перовскитом, сосредоточены преимущественно в центральной части интрузивов. В интрузивах со значительным развитием карбонатов распространены апатит-форстеритовые, флогопит-форстеритовые, апатит-кальцитовые и кальцитовые образования по ультраосновным породам. Магматический генезис и последующие метасоматические воздействия наиболее вероятны для перовскит-титаномagnetитовых месторождений в интрузивах с преобладанием ультрабазитов и слабым развитием карбонатов. Апатит-магнетитовые месторождения в интрузивах со значительным развитием карбонатов ряд исследователей считает метасоматическими образованиями.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛМАЗОВ

В природе образование алмазов тесно связано с продуктами платформенного магматизма — кимберлитами и лампроитами, выполняющими так называемые трубки — копусообразные, суживающиеся вниз рвущие тела округлой, эллипсовидной, реже более сложной формы в плане, прослеживаемые на глубину (до 2 км и более) среди пород платформенного чехла и кристаллических образований фундамента.

В общем случае кимберлиты представляют собой обычно серпентизированную и карбонатизированную ультраосновную породу с повышенным содержанием щелочей (при преобладании калия над натрием), глинозема и титана, имеющую порфировую либо кластически порфировидную структуру с вкрапленниками оливина в окружении тонкозернистого агрегата серпентина. В настоящее время главным геолого-промышленным типом месторождений алмазов является собственно магматический — кимберлитовые и лампроитовые трубки, вторым — современные и древние россыпи различного генезиса. Кимберлитовые и лампроитовые трубки обычно характеризуются гнездово-кластерным распределением, обусловленным расположением глубинных разломов и их пересечений в кристаллическом фундаменте древних платформ.

Глава 14

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Региональная металлогения исследует закономерности распределения месторождений полезных ископаемых во времени и пространстве в связи с особенностями геологического развития и строения крупных территорий. Основной ее задачей является изучение геодинамических обстановок рудообразования и металлогеническое районирование, в результате которого выделяются участки земной коры определенного периода и типа тектонического и направленного металлогенического развития с характерными для них ассоциациями месторождений полезных ископаемых. Региональный металлогенический анализ включает три составные части.

1. Металлогеническое районирование, основанное на базовых иерархических структурно-металлогенических таксонах.
2. Составление металлогенических карт и схем.
3. Специальную металлогению.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

По особенностям строения, разнообразию, масштабам минерально-сырьевого потенциала и размерам рудоносных площадей намечается следующая 5-членная система таксонов: планетарный металлогенический пояс, металлогеническая провинция (область), металлогенический пояс, металлогеническая зона (район), перспективная зона.

Планетарный металлогенический пояс представляет собой линейную планетарную структуру, объединяющую разновозрастные геологические образования, в пределах которой размещены близкие по возрасту и особенностям формирования месторождения, относящиеся к разнообразным (больше десяти) рудным формациям. В пределах пояса проявляются обычно металлогенические процессы одной либо двух основных эпох и формируются 10–15 промышленно-генетических типов месторождений. Типичными примерами планетарных поясов являются следующие: Центрально-Азиатский (Евразийский пояс Тетиса), заложившийся при распаде палеоконтинентов — Пангеи и затем Лавразии, развивавшийся

в течение всего неогена и аккумуляровавший в своих пределах грандиозный миперагенический потенциал (Pb-Zn, Hg, Sb, Au, Ni, Pt, Cu, Cr.); Восточно-Тихоокеанский (киммерийский + альпийский) — (Ag-Au, Fe, Sn-W, Cu-Mo.); Чукотско-Катазиатский (киммерийский + альпийский) — (Ag-Au, Mo, Sn, W, Fe, U.); Урало-Монгольский (герцинский + каледонский) — (Cu, Pb, Zn, Sn-W, Au); Монголо-Охотский (киммерийский) — (Sn-W, Pb-Zn, Au); Западно-Австралийский (протерозойский) — (Au, Co-Ni, Pb-Zn.). Их особенностями являются — планетарная протяженность (тысячи километров); длительность формирования (20–200 млн лет); характерная группа геодинамических обстановок (субдукционных, коллизионных и др.); значительная глубина заложения разломов (нижняя часть земной коры — верхняя мантия); наличие многочисленных металлогенических провинций, поясов и зон; разнообразие и большое число геологических и рудных формаций; отчетливое зональное строение (как правило асимметричное); кулисное строение; широкое распространение ротационных сдвигов.

Металлогеническая провинция — это изометрический участок земной коры крупных размеров (десятки тысяч квадратных километров) определенного периода и типа тектонического и металлогенического развития с характерными для него геологическими и рудными (1–2) формациями и ассоциациями месторождений полезных ископаемых. В связи с большим разнообразием геодинамических обстановок на нашей планете провинции будут существенно различаться для платформенных, пассивно окраинных, шельфовых, задуговых и океанических бассейнов, покровно-складчатых и островодужных областей и др. Так, например, в пределах Западно-Американского планетарного пояса выделяются мезозойские провинции — Мексиканская флюоритоносная и Южно-Американская медно-порфировая.

На мелкомасштабных (1:5–10 000 000) и схематических картах обычно выделяют *металлогенические мегапровинции*, которые представляют собой геологические структуры первого ранга площадью несколько миллионов квадратных километров, расположенных на платформах или океанических бассейнах и сформировавшихся в течение нескольких геологических эр. Для подобных мегапровинций характерно развитие определенного набора ведущих типов полезных ископаемых (металлических, химического сырья, углеводородных и других). В качестве примера можно отметить, что на территории России выделяют более или менее крупные сегменты только четырех мегапровинций: Восточноевропейско-Баренцевской, Центральносибирской, Центральноарктической и Тихого океана. Металлогенические исследования и обобщение огромного фактического материала, пакопленного за более чем 150-летнюю историю изучения Европейской части России, позволили большому коллективу авторов во главе с Г. С. Гусевым, Н. В. Межеловским, А. Ф. Морозовым и В. А. Калипко создать уникальный труд, дающий оценку миперагенического потенциала этого региона (2008). В основу этой работы положена схема металлогенического районирования России 1:5 000 000 масштаба (2002) (рис. 14.1).

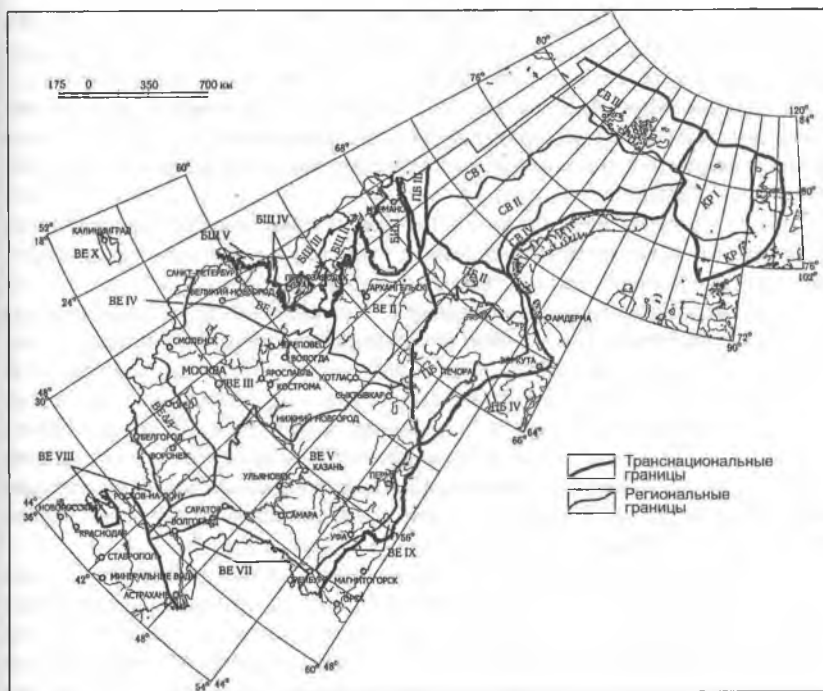


Рис. 14.1. Схема районирования Восточноевропейско-Баренцевской мегапровинции на единицы трансрегионального (область, провинция) и регионального (мегазона, субпровинция) уровня (по Г. С. Гусеву, Н. В. Межеловскому и др., 2008):

БЩ — область Балтийского щита. Мегазоны: БЩ I — Кольско-Норвежская, БЩ II — Кольско-Карельская, БЩ III — Карельская, БЩ IV — Свекофенская, БЩ V — Старорусско-Южнофинляндская. ВЕ — Восточно-Европейская провинция. Субпровинции: ВЕ I — Нарва-Онежская, ВЕ II — Архангельско-Мезенская, ВЕ III — Московская, ВЕ IV — Белорусская, ВЕ V — Волго-Уральская, ВЕ VI — Воронежская, ВЕ VII — Прикаспийская, ВЕ VIII — Приднепровно-Донецкая, ВЕ IX — Южно-Предуральская, ВЕ X — Балтийская;

СВ — Свальбардская провинция. Субпровинции: СВ I — Западно-Баренцевская, СВ II — Восточно-Баренцевская, СВ III — Франца-Иосифа, СВ IV — Приновоземельская;

КР — Карская провинция. Субпровинции: КР I — Западно-Карская, КР II — Восточно-Карская;

ПБ — Печора-Баренцевоморская провинция. Субпровинции: ПБ I — Тимано-Печорская, ПБ II — Канин-Колтуевская, ПБ III — Прикольская, ПБ IV — Печора-Кортаихинская

Металлогенический (рудный) пояс находится в составе как планетарного пояса, так и провинций и является крупной линейной рудоносной структурой, в пределах которой развиты месторождения определенных рудных формаций, возникающих в сходной тектоно-магматической обстановке, а в случае осадочных месторождений — близких по условиям седиментогенеза. В составе комплексной металлогенической провинции Забайкалья выделяют ряд подобных поясов: золото-молибденовый (Au-Mo); оловянно-

вольфрамовый (Sn-W); полиметаллический (Pb-Zn-Cu). Примером сочетания структурно-металлогенических таксонов разного ранга является схема районирования фундамента Сибирского кратона (см. рис. 11.13).

Металлогеническая зона (район) входит в состав металлогенических провинций и поясов и характеризуется развитием в ее пределах одной рудной формации, которая проявляется в строго определенных условиях тектонического режима.

Перспективная зона (район) — локальная рудоносная перспективная площадь, представляющая потенциально высокий экономический интерес. Это не металлогеническая, а географо-экономическая категория.

В металлогенической и тектонической литературе в последние четверть века широко используется английский термин «террейн» для выделения «ограниченного разрывами блока горных пород регионального масштаба, характеризующийся историей геологического развития, отличной от таковой сопредельных регионов или прилежащих континентов. Обычно считается отдельным аллохтонным фрагментом океанического или континентального материала, присоединенным к активной континентальной окраине кратона в результате аккреции....» (Толковый словарь англ. геолог. терминов, т. 2, 2002) (см. рис. 11.11).

В задачи металлогенического районирования входит также выявление региональной металлогенической зональности. Современные представления по этой проблеме основаны на большом эмпирическом фактическом материале, полученном в мире и, прежде всего, в странах СНГ в результате составления металлогенических карт крупных рудных провинций. Явления региональной зональности различны по масштабам. Выделяют зональность крупных рудных провинций, имеющих планетарное значение (первого рода) и зональность рудных поясов или региональных структур, которые отчетливо выделяются в пределах крупных провинций и отличаются линейным (поясовым) размещением отдельных групп месторождений, закономерно проявляющихся в определенных типах тектоно-магматических (структурно-металлогенических) зон (второго рода).

При изучении планетарных структур особое значение имеет выявление зональности, связанной с закономерным расположением в их пределах рудных поясов и провинций. Примеры подобных рудных поясов хорошо известны. К ним относятся полиметаллические и редкометалльные пояса Рудного Алтая; флюоритовый пояс Западного Забайкалья; Колымский пояс золоторудных месторождений; Ферганский ртутно-сурьмяный пояс, оловянный пояс Нигерии, ртутно-сурьмяный пояс Южного Китая, медно-порфиновый пояс Чили, поперечные рудные пояса Колорадо и др. Примеры рудоносных поясов многочисленны, они известны практически в каждом рудном регионе.

Широкое распространение региональной металлогенической зональности, развитие ее в различных регионах, существование рудных поясов

с разными по возрасту и составу месторождениями позволяет говорить о региональной металлогенической зональности как о глобальном явлении, характерном для всех континентальных структур земной коры. Региональная металлогеническая зональность — одна из наиболее ярко выраженных закономерностей пространственного размещения рудных месторождений. Наиболее отчетливо эта закономерность проявляется на примере рудных поясов — крупных линейных региональных структур, в пределах которых в основном сосредоточены промышленные месторождения.

Вопросы зональности рудных провинций или глобальных рудных поясов, иногда охватывающих разные континенты, изучены еще недостаточно полно. Впервые на глобальные закономерности в размещении месторождений в земной коре обратил внимание С. С. Смирнов, показав на примере Тихоокеанского кольца строгую принадлежность определенных рудных месторождений к определенным частям (внутренним и внешним) этой планетарной структуры. В дальнейшем идеи С. С. Смирнова получили широкое развитие, особенно в трудах Е. А. Радкевич и М. И. Ицксона, которые глобальную зональность Тихоокеанского пояса объяснили первичной неоднородностью земной коры и мантии.

В сущности, в настоящее время представления о зональности глобальных рудных поясов получили развитие только на примере Тихоокеанского рудного кольца, где по отношению к акватории Тихого океана наиболее отчетливо выделяются различные рудные провинции, несущие промышленные концентрации разных металлов. Совершенно иное значение имеет проблема рудных поясов, рассматривающая региональную металлогеническую зональность в пределах провинций и крупных регионов. Здесь вопросы региональной зональности, помимо теоретического значения, связаны с решением прикладных задач: направлением поисковых работ, определением и выявлением новых перспективных рудных площадей. Поэтому вопросам региональной металлогенической зональности в масштабе рудных поясов особое внимание уделяли многие исследователи: В. И. Смирнов, Д. И. Горжевский, В. И. Козеренко, А. И. Семенов, В. С. Кормилицын, А. С. Великий, А. Д. Щеглов, Г. А. Твалчрелидзе, Д. В. Рундквист и др.

Современная региональная металлогения представлена следующими основными направлениями научно-практических исследований: 1) планетарным (глобальным) — металлогения континентов и океанов; 2) трансрегиональным, посвященным крупным территориям, выбор которых базируется на различных принципах — геологических, географо-экономических, геополитических, территориально-административных и других (например, металлогения Урала, Туранской плиты, Карпат, Родопского срединного массива; России, Китая, Албании, Франции; Мурманской области, Большого Кавказа и др.); 3) собственно региональным, изучающим металлогенические (рудные) пояса и провинции как единые структуры, а не их отдельные фрагменты.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

На основе теоретических положений, изложенных в главах, посвященных общей, эволюционной, региональной и специальной металлогении, и по материалам региональных геолого-металлогенических исследований составляются металлогенические и минерагенические карты. Основным принцип подобного картографирования заключается в том, что образование месторождений полезных ископаемых является органической частью единого процесса формирования Земли и прежде всего геологического развития земной коры (Билибин, 1955, Шацкий, 1958, Смирнов, 1963 и др.).

Разработаны историко-геологические методы металлогенического анализа и составления карт, включающие три последовательные операции: 1) выделение тектоно-магматических циклов (периодов); 2) выявление парагенетических связей минерагенических образований со структурно-вещественными комплексами этих циклов и 3) разработку иерархической системы металлогенических таксонов (провинции, пояса, зоны) (Богданов и др., 1996; Лаверов и др., 1996; Егоров, Роднов, 2000 и др.) Последовательно составляются карты двух масштабных уровней — мелкомасштабный и крупномасштабный.

МЕЛКОМАСШТАБНЫЕ КАРТЫ

По теоретическим основам и методике составления этот тип карт условно можно разделить на три категории: 1) ранние фиксистские, 2) структурно-формационные и 3) геодинамические. В основу первых двух категорий положены принципы геосинклинальной концепции, а третья базируется на представлениях тектоники литосферных плит и содержит сведения о геодинамических процессах.

Ранние металлогенические карты составлялись по принципу оконтуривания площадей развития месторождений определенной металлогенической эпохи. В соответствии с геосинклинальной концепцией каждая эпоха разделяется на три стадии, отвечающие последовательным этапам преобразования геосинклинали в платформу. Рудные провинции складчатых зон выделяются по минеральным образованиям завершающей эпохи оруденения. В соответствии с этими представлениями, например, на территории СНГ выделяются следующие провинции: 1) Альпийские (Дальний Северо-Восток, Кавказ, Карпаты, Капет-Даг); 2) Мезозойские (Забайкальско-Приморская); 3) Герцинские (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Донбасс, Новая Земля, Таймыр, Томь-Колыванская зона); 4) Каледонские (Алтае-Саянская область) и 5) Протерозойские (юг Сибирской платформы, Балтийский щит, Украинский щит). Принципы составления металлогенических карт для платформ наиболее полно с позиции геосинклинальной концепции были разработаны Ю. Г. Старицким в 1959 году. Они заключаются в следующем — основание платформ представлено докембрийскими складчатыми комплексами; взаимосвязь платформ с геосинклиналиями выражается в об-

разовании промежуточных структур — передовых, предгорных прогибов и красевых швов, а также в том, что платформы развиваются на месте геосинклиналей; платформы развивались в три этапа: синий — нижний палеозой, средний палеозой — середина мезозоя и середина мезозоя — настоящее время; выделяются две магматические формации, с которыми ассоциирует эндогенная минерализация (трапповая, формирующаяся в конце любого из отмеченных выше этапов, и пестрая по составу формация ультраосновных, средних и кислых пород с повышенной щелочностью). Подобного типа карты составлялись вплоть до 70-х годов XX века и известны практически для всех металлогенических провинций мира.

Структурно-формационные металлогенические карты завершают период комплексного изучения региона. Их составление осуществляется в два этапа — производится структурно-формационное районирование и затем осуществляется металлогеническое районирование и геохимический анализ геологических образований. Основным элементом структурно-формационного районирования является структурно-формационный комплекс (СФК), который представляет собой геологическое тело, сложенное определенным набором формаций горных пород. В составе СФК выделяют группы и ряды геологических формаций, которые формировались в определенных тектонических, термодинамических и ландшафтно-геохимических обстановках и которые характеризуются отчетливо выраженной металлогенической специализацией. На картах оттенками цвета показывают все выделенные возрастные группы структурно-формационных комплексов от архея до кайнозоя включительно. Обычно выделяют пять групп: плитные протогеосинклинальные, протоорогенные, геосинклинально-складчатые, оргенные и активизированных областей. Плитная группа включает следующие СФК: экзогенные — терригенно-карбонатные, угленосные, кор выветривания, терригенно-вулканогенные и магматические — трапповые и щелочные ультрамафитовые. Протогеосинклинальная группа состоит из гнейсо-сланцевых, амфиболитовых, габбро-анортозитовых и гранитоидных комплексов. Протоорогенная представлена метаморфизованными терригенными и терригенно-вулканогенными формациями приразломных прогибов и вулканоплутонических поясов, а также габброидными и гранитоидными формациями сводово-глыбовых поднятий. Геосинклинально-складчатые СФК относятся к неогее и представлены терригенными, терригенно-карбонатными, терригенно-вулканогенными, ультрабазитовыми, габброидными и гранитоидными образованиями. Среди СФК орогенных и активизированных областей выделяют две генетические подгруппы — комплексы межгорных, предгорных и рифтовых впадин (молассовые формации); образования сводово-глыбовых и блоковых поднятий (вулканоплутонические формации). Металлогеническое районирование производится на основе уже проведенного структурно-формационного районирования и предварительно составленных карт — геохимической и полезных ископаемых; учитываются

геофизические карты (магнитометрические, гравитационные, петрофизические и другие). Рудные формации являются главным элементом металлогенической карты. С учетом отмеченного выше картографического материала выделяются металлогенические провинции, области, зоны и рудные районы. Цветными линиями, соответствующими определенным видам полезных ископаемых, огибаются площади металлогенических зон, которые соответствуют полям развития структурно-формационных комплексов. Виды полезных ископаемых показываются специальными геометрическими символами, а рудные формации более сложными символами.

Геодинамические металлогенические карты базируются на концепции тектоники литосферных плит. Одна из первых карт геодинамического направления была составлена для территории Урала коллективом авторов во главе с А. В. Пейве и С. Н. Ивановым в 1977 г. и имела масштаб 1:1 000 000. На ней были выделены области с континентальной корой, сформированной в докембрии и возникшей в верхнем палеозое. В областях докембрийской коры показаны участки, сформировавшиеся в архее, рифее, венде и палеозое, в пределах которых выделены шельфовые, орогенные и комплексы континентального склона. Специальными символами на эту основу нанесены месторождения: магнетитовых кварцитов, сидеритов, магнезитов, полиметаллов золота, вольфрама, молибдена, редкоземельных элементов, медистых песчаников, пьезокварца, фосфоритов, бокситов и угля. В *областях верхнепалеозойской коры* цветом выделены комплексы по стадиям геодинамического цикла: рифтовой, океанической, переходной, предконтинентальной и континентальной. *Рифтовая стадия* объединяет терригенные, вулканогенные, габброидные и щелочные ультраосновные комплексы и связанные с ними полезные ископаемые: хромиты, платиноиды, полиметаллы, алмазы. Океаническая стадия разделена на две части: меланократовое основание (слой 3) (гипербазиты, ультрабазиты, габброиды) и приуроченные к нему месторождения хромитов, платиноидов, пикеля, кобальта, асбеста и талька; ранний (ордовик — нижний девон) и поздний (силур — средний девон) этапы, в течение которых формировалась вулканогенно-кремнистая формация окраинного моря (слои 1 и 2) с колчеданными и марганцевыми месторождениями. *Переходная стадия* разделяется на два этапа: ранний (силур — верхний девон), представленный вулканогенно-осадочными, габбро-норитовыми, плагиогранитными и тоналитовыми формациями с месторождениями титаномagnetитов, золото-сульфидными, баритовыми и полиметаллическими; поздний (верхний силур — верхний девон), состоящий из вулканогенно-осадочных, граувакковой и габбро-гранит-сиенитовой формаций, с которыми связаны скарновые магнетитовые и медно-магнетитовые руды и бокситы. *Предконтинентальная стадия* развивалась на коре гранитно-метаморфического состава и устанавливается по нижнекаменноугольным молассам, габброидным, граносиенитным тоналит-гранодиоритовым комплексам с минерализацией скарново-магнетитового,

медно-порфирового, золото-кварцевого и золото-мышьякового типов. *Континентальная стадия* разделяется на два этапа: ранний, представленный орогенными осадочными формациями, гранитными плутонами, интрузиями сиенитов и адамелитов, с которыми ассоциируют вольфрамовые, редкоземельные, пегматитовые, пьезокварцевые проявления, а также месторождения калийных солей и медистых песчаников; поздний мезозойский этап фиксируется по отложениям, выполняющим грабены и слагающим платформенный чехол, и по месторождениям бурых углей, бокситов и марганца.

Впервые *методика глубинного прогнозно-геодинамического картирования* была разработана А. А. Ковалевым и Е. И. Леоненко в 1993 году. Она учитывала не только различные стадии эволюции литосферы, но и позволяла отражать многообразие геодинамических обстановок, существовавших в рамках одной стадии. На картах цветом показываются комплексы основных структурных элементов земной коры: островных дуг, активных окраин плит, зон коллизий, областей океанической коры и др., а числовыми и буквенными индексами — их возраст. Геологические формации показываются крапом. В настоящее время основным материалом для составления таких карт являются существующие мелкомасштабные геологические карты, стратиграфические схемы, разнообразные тектонические карты и схемы и объяснительные записки к ним, существующие варианты мобилистских переинтерпретаций геологического строения исследуемых территорий и современные геодинамические модели. Трудность использования отмеченных выше материалов связана с тем, что с позиции тектоники плит в строении складчатых поясов типичными и широко распространенными являются чешуйчато-надвиговые структуры, а это значит, что многие толщи и серии пород неоднократно повторяются в разрезе земной коры и не формируют непрерывный разрез. Эти и другие проблемы совмещения фактического материала, полученного исследователями, придерживавшимися фиксистских взглядов, с новыми геодинамическими представлениями привели к тому, что качественных глубоко проработанных металлогенических карт геодинамического направления очень мало. Наиболее детально разработана легенда для подобных карт А. А. Ковалевым (1993). В ней предлагается выделять (в цвете): архейско-протерозойские щиты — серым; пояса раздвижения коры предрифтовой стадии — желтым, континентальные рифты — малиновым, авлакогены — светло-малиновым, пассивные окраины континентов — коричневым, срединно-океанические хребты — фиолетовым, пул-апорт-бассейны — голубым; пояса и зоны схождения, пододвигания и столкновения литосферных плит: скучивания на океанической коре — светло-фиолетовым, островные дуги на океанической коре — темно-зеленым, островные дуги на континентальной и переходного типа коре — светло-зеленым, активные окраины континентов — красным, все варианты столкновений — оттенками красного и оранжевого; зоны скольже-

ния литосферных плит — красным пунктиром с точками. Описанная выше легенда использована в геодинамической карте Северной Евразии масштаба 1:2 500 000, составленной Л. П. Зоненшайном, Н. В. Межеловским, Л. М. Натановым и др. в 1990 году, а также в нескольких картах, выполненных на геодинамических полигонах, в частности, в Средней Азии.

В 2001 г. в ФГУНПП «Аэрогеология» была закончена работа по составлению Минерагенической карты России и сопредельных стран на геодинамической основе масштаба 1:2 500 000. На составление этой карты ушло более 10 лет. Основными авторами карты являются Ю. Н. Роднов, И. Л. Белкина, Г. П. Быстрова, Л. В. Заботкин, А. П. Свиридов, Л. С. Симонова, В. И. Смоленков (ФГУНПП «Аэрогеология») и А. М. Ларин (ИГГД РАН). Однако в разное время в составлении карты участвовали и другие специалисты. Редактировали карту Л. М. Натапов, А. Ю. Егоров, Ю. Н. Роднов (ФГУНПП «Аэрогеология») и А. Ф. Морозов (МПР РФ). Главным редактором карты является Д. В. Рундквист. Карта выполнена в компьютерном варианте в формате Autodesk World. Она состоит из четырех главных слоев.

Первый слой составляет топографическую основу, которая выполнена в модифицированной поликонической проекции и включает в себя береговую линию, разреженную гидросеть, крупные города и поселки.

Второй отражает геодинамические обстановки, в которых формировались породы, вмещающие месторождения. В основу этого слоя положена в значительной степени модифицированная геодинамическая карта СССР масштаба 1:2 500 000, изданная еще в 1983 году. Цветом показаны геодинамические обстановки, а крапом — вещественно-структурные комплексы, характерные для этих обстановок. Легенда к этому слою включает в себя разделы, посвященные обстановкам и вещественно-структурным комплексам дивергентных, конвергентных и трансформных границ литосферных плит, а также внутриплитным геодинамическим обстановкам и комплексам.

Третий слой посвящен собственно месторождениям полезных ископаемых, которые показаны на карте в виде разноцветных значков сложной формы. Цвет значка и в какой-то степени его форма отражают вид полезного ископаемого. Дополнительно вид сырья обозначен латинским индексом, стоящим справа от значка. Размеры месторождения отражены в размере значка и в бергштрихах, расположенных по его периферии. Геодинамическая обстановка, в которой формировалось то или иное месторождение, показана цветом, в кольцевой оболочке вокруг значка. Если месторождение формировалось в несколько этапов, то оболочка состоит из нескольких цветных секторов. Легенда к слою составлена по матричному принципу. По оси абсцисс показаны геодинамические обстановки, в которых формировались месторождения, по оси ординат — рудные формации, наиболее типичные примеры месторождений и содержащиеся в них полезные компоненты. Таким образом, для каждой рудной формации при анализе легенды можно выбрать все геодинамические обстановки, в которых формировались месторождения

этой формации, и наоборот, для каждой обстановки можно выбрать все рудные формации, которые в ней формировались. Всего на карте показано около 8500 месторождений и проявлений 155 рудных формаций.

Четвертый слой посвящен минерагеническому районированию. Легенда к этому слою также составлена в матричном виде и по горизонтальной оси опять же представлены геодинамические обстановки. По вертикальной оси показаны минерагенические и рудные таксоны в ранге от провинции до зоны. В осадочных бассейнах, где полезными ископаемыми являются в основном углеводороды и распределение их многослойное, на карте показаны только глубины залегания фундамента бассейна и положение основных структур-ловушек. Однако для наиболее крупных бассейнов составлены дополнительные погоризонтные карты, иллюстрирующие закономерности размещения залежей углеводородов в различных горизонтах осадочного чехла.

В целом карта рассматривается как многоцелевая. В качестве примера получения информации о различных типах месторождений в руководстве описана методика работы с картой для сбора сведений о платиновых месторождениях России. Сначала выбираем из легенды к третьему слою карты (месторождения) все рудные формации, содержащие платину, и смотрим, в каких геодинамических обстановках они встречаются. Останавливаемся только на необходимых рудных формациях и геодинамических обстановках. При этом оказывается, что платина встречается только в семи рудных формациях, которые формируются лишь в четырех типах геодинамических обстановок.

Первый тип обстановок характерен для внутриконтинентальных рифтовых зон над горячими полями и точками. Для него типичны следующие месторождения: медно-никелевые с кобальтом и платиноидами в интрузиях габбро-норит-долеритовой формации (месторождения Норильской группы); платинометалльные малосульфидные в расслоенных интрузиях (Федорово-Панское месторождение на Балтийском щите, Йоко-Довыринское в северном Прибайкалье, Имангда в Норильском районе); платинометалльные в концентрически зональных ультраосновных и щелочно-ультраосновных комплексах (месторождения Кондер, Чад, Инагли на Алданском щите, Гулинский и другие массивы в Маймеча-Котуйской провинции). Эти месторождения россыпеобразующие и имеют несколько разную специализацию в разных провинциях.

Второй тип обстановок связан с энзиматическими островными дугами. К этой группе относятся платинометалльные и платиносодержащие месторождения и проявления, которые встречаются в породах дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Они имеют палладий-платиновую специализацию и формируют промышленные россыпи. При этом платиноидная минерализация обычно является попутной и сопровождается: хромитовую (Гальмоэнанское месторождение в Корякии и гора Соловьева на Урале);

ванадий-железородно-медную (Волковское месторождение на Урале); ванадий-железородно-титановую (Качканарское месторождение на Урале, Чинейское в Северном Забайкалье).

Третий тип обстановок связан с зонами океанического и задугового спрединга. В этих обстановках формировались проявления осмия, иридия и рутения в хромитсодержащих альпинотипных гипербазитах дунит-гарцбургитовой и дунит-лерцолитовой формаций. С ними связаны самостоятельные и комплексные (с золотом) россыпи. В коренных источниках промышленное оруденение не установлено. Перспективные площади расположены в различных районах Корякии и северной Камчатки, в Джигдинской зоне Монголо-Охотского пояса, в Кузнецком Алатау, на Салаире, Алтае, в Туве и на Урале.

Четвертый тип обстановок связан с черносланцевой формацией, развитой чаще всего на пассивных окраинах континентов. Платиновая минерализация в этих месторождениях, как правило, является попутной. Наиболее перспективными являются следующие регионы: Заопежский рудный узел, где в ряде крупных уран-ванадиевых месторождений, связанных с протоплатформенным осадочным чехлом, выявлена минерализация металлов платиновой группы (Восточное Верхоянье, Иньяли-Дебинский синклиниорий, Приколымская зона, Нижне-Амурская зона, Западная Чукотка, некоторые участки на Западном Урале, ряд участков в пределах Байкало-Патомской площади). Затем из базы данных по месторождениям выбираются соответствующие эталонные объекты, которые в дальнейшем используются для региональных прогнозов.

КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Металлогения рудных районов имеет целью более детальные исследования локальных рудоносных площадей, рудных районов, рудных зон и узлов, с составлением металлогенических прогнозных карт средних (1:200 000–1:100 000) и крупных (1:50 000–1:25 000) масштабов. На таких картах показываются закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, выявленных в пределах рудного района. Основной задачей составления карт является прогнозирование по внешне не связанным между собой рудопоявлениям и благоприятным геологическим предпосылкам вероятного распространения новых более локальных рудных площадей с возможной оценкой прогнозных запасов полезных ископаемых. На этих картах показываются районы, в которых рекомендуется в дальнейшем проводить геолого-съемочные и поисково-разведочные работы.

Прогнозно-металлогенические карты рудных районов в масштабе 1:50 000–1:25 000 являются основой поисковых работ. Они включают следующий комплект карт: схема геологической и поисковой изученности; специализированная геологическая карта; карта рудной нагрузки; металлогеническая карта; прогнозная схема. Помимо этих основных графических

материалов, составляются следующие дополнительные карты, которые являются вспомогательными: палеовулканическая, тектоническая, метаморфизма, геохимическая или карта геохимических аномалий, схема геологических предпосылок и поисковых признаков. Некоторые из них могут не прилагаться, хотя при составлении прогнозно-металлогенической карты они используются. Например, карта геофизических аномалий часто составляется соответствующими экспедициями и партиями, и поэтому дублировать их работу бывает нецелесообразно, но результаты этих исследований, во-первых, используются при составлении геологической карты, а во-вторых, при создании карты рудной нагрузки, геологических предпосылок и поисковых признаков и металлогенической. Так же в некоторых случаях можно поступать с картой геохимических аномалий, если такая сводная карта для рудного района имеется.

Для каждого типа рудных районов, приуроченных к областям вулканизма, карты различного назначения имеют некоторые особенности, поэтому рассмотрим их краткую характеристику и содержание.

Специализированная геологическая карта является основной при прогнозно-металлогенических исследованиях рудных районов. Особенности этой карты, пригодной для составления структурно-формационной основы прогнозно-металлогенической карты, обуславливаются задачей поисков месторождений, связанных с геологическими формациями и их металлогенической специализацией. Поэтому при ее создании особое внимание уделяется изучению литолого-фациального состава толщ, восстановлению истории осадочных и вулканических процессов, особенности формирования структурно-формационных комплексов, их генетическим и парагенетическим связям с рудной минерализацией. На этой карте с максимально возможной детальностью изображается внутреннее строение толщи, показывается петрографический состав пород и природа вулканитов, фиксируется литологический состав сопутствующих осадочных пород, разнофациальные вулканогенные образования (эффузивные, жерловые, субвулканические и др.). Показ указанных элементов на специальной геологической карте осуществляется общепринятыми способами. Стратиграфические подразделения индексируются и окрашиваются в соответствии с требованиями инструкции по возрастному принципу. Интрузии показываются путем окраски занимаемых ими площадей в зависимости от состава и принадлежности к определенным комплексам. Возраст и состав отображают индексы интрузий. По тому же принципу закрашиваются и индексируются субвулканические тела, но они в отличие от интрузивов имеют крап эффузивных пород. Условными внесмасштабными знаками изображаются дайки, возраст и состав которых указывается в индексах. Состав горных пород (петрографический и литологический), их текстурные и структурные особенности изображаются черными литологическими значками, наносимыми на окрашенные поля пород того или иного состава и возраста. Для осадочных пород

применяются значки, которыми можно изобразить геологическую структуру толщ. Остальные значки также являются общепринятыми. Разломы показываются красными линиями, а границы толщ и пород — черными. Маркирующие структурные линии, тонкие прослои пород того или иного состава, границы слоев и др. показываются коричневыми линиями. Мелкие линзы известняков изображены треугольниками, например, красного цвета для кембрийских известняков и черного для девонских. В необходимых случаях, при отсутствии специальной карты метаморфизма, цветными штриховками показываются ореолы контактного метаморфизма, рудных тел и околорудные гидротермальные изменения.

Толщи пород, не имеющие отношения к рудному процессу и неперспективные, на специализированной геологической карте изображаются менее подробно, по возможности «снимается» покров рыхлых отложений, к которому, например, на Южном Урале, кроме четвертичных, относятся субплатформенные отложения мелового и юрского возраста. Рудные тела, выходящие на поверхность и достаточно крупные, показываются черной штриховкой и контурами, соответствующими их форме. Для показа скрытых тел можно использовать пунктирную линию контура. Мелкие месторождения и рудопроявления можно изображать в зависимости от их типа и размеров различными значками.

Палеовулканические карты и схемы представляют собой палеогеографические реконструкции условий формирования вулканогенных толщ. Поэтому их составляют отдельно для каждой толщи или стратиграфической единицы. В рудных палеовулканических районах наибольший интерес представляют карты, составленные для эпох рудообразования. Они восстанавливают палеовулканическую обстановку, непосредственно предшествующую рудному процессу. Поскольку палеовулканическая карта является реконструкцией и на ней значительная часть контуров рисуется предположительно, на этой карте необходимо более четко, чем на других картах, отделять наблюдаемые границы от гипотетических, показывая первые сплошными, а вторые пунктирными линиями.

Основным элементом палеовулканической карты, составляемой на основе фациального анализа, являются фации. Для показа их используются значки, например, такого вида, которые применяются при вычерчивании структурно-формационной и фациальной основы металлогенической карты. Эти значки одновременно отображают состав пород данной фации и такие важные особенности фаций, как текстура и отдельность, а также величина обломков туфов. Значки указывают на положение фации относительно жерла вулкана. Вулканогенные и осадочные фации лучше показывать резко отличающимися значками, аналогичными используемым на геологической карте для показа осадочных и вулканогенных пород.

Тектоническая карта (или схема). На ней геологические образования расчленяются по тектоническому принципу и, следовательно, показываются

этажи и подэтажи, являющиеся вертикальными тектоническими единицами разреза, отдельными несогласиями, перерывами или резкой сменой тектонических режимов. Структурные этажи и подэтажи окрашиваются в цвета, соответствующие общепринятой легенде тектонических карт. Интрузивные тела окрашиваются более густо, цветом того структурного этажа, к которому они принадлежат; так же окрашиваются субвулканические тела. Состав интрузий и субвулканических тел отображается значками, принятыми для геологической карты. В случае необходимости структурные подэтажи и интрузивные комплексы, с которыми связано оруденение, показываются резко отличным типом окраски. На этой же карте изображается тектоническое районирование, причем для показа тектонических единиц используется штриховка, лучше редкая. Складчатое строение структурных этажей изображается различными изолиниями или специальными значками, показывающими положение осей и осевых поверхностей складок, элементы залегания пород и пр. Общепринятыми условными значками наносятся разломы, классифицирующиеся по генезису, возрасту и морфологии, системам трещин и т.д. Также общепринятыми значками рисуется внутренняя структура интрузивных массивов.

Карта метаморфизма показывает тип и степень метаморфизма горных пород и составляется в результате специализированного картирования. Она отражает картину распределения в районе парагенетических ассоциаций метаморфических минералов и позволяет судить о характере и эволюции метаморфических преобразований. В ее основу кладутся геологическая карта и схема, показывающие площади распространения отдельных метаморфических минералов и интенсивность их проявления.

Геохимическая карта. Результаты геохимических исследований обычно находят отражение на карте рудной нагрузки, схеме геологических предпосылок и поисковых признаков и металлогенической карте. Геохимическая карта составляется на геологической основе. На карту должны быть нанесены эндогенные и экзогенные ореолы основных рудообразующих и сопутствующих компонентов в виде цветных сплошных (для эндогенных) и пунктирных (для экзогенных ореолов) контуров. На эту карту наносятся результаты гидрохимических исследований: показываются аномалии содержания металлов в водах, а также области распространения различных по химизму подземных вод.

Геолого-геофизическая карта. Специализированные геофизические карты не являются обязательными в комплекте прогнозно-металлогенических карт. Как правило, все данные о площадных геофизических работах отражаются на геологической и прогнозно-металлогенической картах, а результаты поисковых геофизических методов используются при составлении карты рудной нагрузки. Однако нередко в процессе работы над созданием прогнозно-металлогенических карт возникает необходимость в составлении специальной геолого-геофизической карты. В первую очередь такую карту

необходимо составлять для закрытых районов, где геофизические работы являются одним из основных источников информации о геологическом строении. Геолого-геофизическая карта в этом случае должна отражать степень геофизической изученности, основные результаты геофизических работ, способы и результаты их геологической интерпретации, а также главные элементы геологического строения, установленные по геофизическим данным. Основной целью составления такой карты является отражение степени обоснованности геофизическими данными геологических построений.

Карта рудной нагрузки. Составление ее преследует цель сведения и систематизации всего фактического материала по месторождениям и рудопроявлениям района, а также всех поисковых признаков. Создание такой карты предшествует работе по составлению прогнозно-металлогенической карты. На последнюю с карты рудной нагрузки после тщательного анализа переносятся только наиболее важные данные, причем обычно в обобщенном виде. Таким образом, она является своего рода картой фактического материала для прогнозно-металлогенической карты. Карты рудной нагрузки составляются на схематизированной геологической основе в том же масштабе, что и прогнозно-металлогеническая карта.

На карту наносятся месторождения и рудопроявления. Они могут быть изображены в истинных контурах, если позволяет масштаб карты, или внесмасштабными условными знаками. Рекомендуются использовать комбинированные условные знаки, состоящие из отдельных элементов, каждый из которых отражает определенные сведения о рудном объекте. При разработке условных знаков необходимо предусмотреть, чтобы они давали возможность отразить все основные сведения о рудных объектах. К числу таких сведений относятся: принадлежность месторождения к определенной рудной формации и генетическому типу, масштаб месторождения, морфология рудных тел, текстурно-структурные особенности руд, а также отдельные наиболее важные данные об условиях залегания рудных тел, в некоторых случаях характеристика вмещающих пород.

В зависимости от конкретных условий исследуемого района, типа месторождений и степени изученности их на карте рудной нагрузки могут быть отражены и другие данные. Наиболее целесообразно при разработке условных знаков использовать следующие основные принципы. Тип месторождений или принадлежность его к определенной рудной формации отражается формой знака и его окраской. В зависимости от масштаба рудного объекта изменяется форма знака. При определении масштабности месторождений следует придерживаться тех определений, которые даются в соответствующих руководствах и инструкциях, где изложены требования промышленности к отдельным видам минерального сырья. Под рудопроявлением понимается объект, для которого установлены генетический тип, минеральный состав, геолого-структурная позиция и условия залегания (руды подсечены отдельными скважинами или горными выработками).

Пунктом рудной минерализации называют объект, для которого установлены масштабы оруденения, генетический тип и условия залегания, известен только минеральный состав.

Форма рудных тел показывается специальным знаком, расположенным внутри общего контура основного знака. В зависимости от текстурно-структурных типов руд этот внутренний знак может быть залит черным цветом или дан общим контуром. Состав вмещающих пород в случае необходимости может быть показан соответствующим знаком породы, помещенным рядом с общим знаком месторождения. Для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений большое значение имеют сведения о наличии или отсутствии локальных структурно-литологических экранов.

Помимо месторождений, рудопроявлений и пунктов рудной минерализации на карте рудной нагрузки показывается весь комплекс установленных поисковых признаков: геохимические и геофизические аномалии, а также прямые поисковые признаки. Первичные ореолы основных рудообразующих и сопутствующих элементов показываются сплошным контуром, отражающим форму аномалии.

На карте рудной нагрузки необходимо также показать ореолы гидротермально измененных пород с отражением зональности, если таковая выявлена. Особым знаком должны быть показаны околорудные метасоматиты внутри общего контура гидротермальных изменений. В частности одним из поисковых признаков на колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды являются ореолы пиритовой вкрапленности. На картах рудной нагрузки могут быть нанесены и другие поисковые признаки, установленные для конкретного района.

Составленная таким образом карта позволяет проанализировать весь имеющийся фактический материал по рудным объектам и поисковым признакам и отобрать из него наиболее важные данные, которые следует отразить на прогнозно-металлогенической карте.

Схема геологических предпосылок и поисковых признаков. Выявленные в процессе проведения металлогенических исследований магматические, литологические и структурные предпосылки, а также прямые и косвенные поисковые признаки отражаются на специальной схеме.

Прогнозно-металлогеническая карта составляется на базе карт специализированной геологической и рудной нагрузки, с учетом специальных графических материалов, таких как тектоническая схема, формационно-фациальная или фациальная (палеовулканическая) карта, схема геологических предпосылок и признаков, карта геофизических и геохимических аномалий. Эти карты имеют масштаб 1:50 000–1:25 000. Прогнозно-металлогеническая карта состоит из двух частей — металлогенической карты и схемы прогнозирования в виде кальки-накладки. Металлогеническая карта обязательно должна составляться на формационной и фациальной основе. На металлогенической карте наносятся формации и субформации,

которые представлены конкретными осадочными, вулканическими, интрузивными или вулканоплутоническими комплексами. Вторым планом показываются формации, с которыми генетически не связаны месторождения данного района, хотя к ним иногда и могут быть приурочены небольшие рудопроявления, обусловленные формациями, которые слагают соседние рудоносные зоны.

Примером подобного крупномасштабного прогнозно-металлогенического картирования являются комплекты карт, составленные коллективами геологов МГУ и ЦНИГРИ для рудных районов Южного Урала и Рудного Алтая (Яковлев и др., 1973).

СПЕЦИАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Под специальной металлогенией понимается металлогения отдельных видов полезных ископаемых или их генетических типов. Выделяются провинции и исследуются условия формирования Cu-Mo-порфировых, Sn-W, Hg, стратиформных Pb-Zn, флюоритовых, урановых, колчеданных и других групп месторождений.

При изучении подобных металлогенических провинций особое внимание обращается на глобальные геодинамические обстановки, приводящие к концентрации минерального вещества: докембрийские кратоны и эпикратонные впадины, протерозойские подвижные пояса, области тектоно-магматической активизации и протоактивизации, зоны спрединга, субдукции, коллизии и другие.

В качестве примеров кратко рассмотрим металлогенические особенности медно-молибден-порфировых и колчеданных провинций.

Медно-молибден-порфировые провинции. На их долю приходится более 50 % запасов Cu и Mo. Существенный вклад в изучение этой группы месторождений внесли Р. Х. Силлитоу (1972), С. Р. Титли и Р. Э. Бин (1984), А. И. Кривцов (1986, 2001), И. И. Абрамович (1993, 2010), А. Х. Г. Митчелл и М. С. Гарсон (1984) и многие др. Возраст оруденения от протерозойского до кайнозойского, однако основной тип приходится на неогеновое время. Главные провинции расположены в четырех планетарных металлогенических поясах: Центрально-Азиатском, Восточно-Тихоокеанском, Чукотско-Катазиатском и Урало-Монгольском. Установлена связь оруденения с вулканоплутоническими комплексами среднего и умеренно-кислого состава. Медная минерализация в большей мере ассоциирует с андезит-базальтовым вулканизмом, а молибденовая с гранитоидами K-Na ряда. Комплексная Cu-Mo минерализация связана преимущественно с монцонитами. В промышленных рудах отношение Cu/Mo колеблется в широких пределах от 0,4 до 200 и более. Медно-молибден-порфировые провинции чаще всего приурочены к зонам субдукции, в пределах которых широко проявился базальтоидный и андезитовый магматизм. Базальтоидные вулканические

ассоциации развиты во внутритрокеанических и окраинно-континентальных островных дугах. Андезитовые ассоциации маркируют активные края континентов. Медная минерализация локализована преимущественно во фронтальной части зоны взаимодействия плит, а молибденовая тяготеет к ее тыловой части и приурочена к структурам растяжения.

Наиболее грандиозное скопление промышленных медно-молибден-порфировых руд установлено в пределах глобального Восточно-Тихоокеанского металлогенического пояса. В зависимости от геодинамической обстановки руды месторождений имеют либо медный, либо молибденовый состав. Медно-порфировое оруденение размещается во фронтальной части зон субдукции вместе с вулканоплутоническими образованиями среднего и умеренного кислого составов, но в продольном профиле развито не повсеместно. Дополнительным условием служит эпизодическое кратковременное поглощение литосферного материала. В результате во фронтальной части зоны субдукции создается большое избыточное давление, убывающее к тыловым частям, которые остаются относительно холодными. На Перуанском отрезке Тихоокеанского пояса (район г. Лимы) зона Бенъофа падает круто, избыточное давление отсутствует и этот участок Анд является безрудным. Более благоприятны умеренные углы погружения океанских плит под континентальные.

Молибден-порфировое оруденение наиболее интенсивно генерируется в условиях разогретой и приподнятой астеносферы. Здесь температура мантии повышена, а железистость минимальна, давление умеренное. Отмечается длительная вялотекущая субдукция. Намечается парагенетическая связь молибденовой минерализации с кислыми калиевыми магматитами поздних стадий развития зон субдукции. Таким образом, во фронтальной части субдукции вблизи океанического бассейна развиты существенные медные месторождения, а на удалении от океана, вглубь континента появляются обогащенные молибденом месторождения. Если астеносферный прогрев и динамика перемещения плит создают условия, при которых тыловые части зоны субдукции холоднее фронтальных, то впоследствии образуются молибденовые или комплексные медно-молибденовые руды. Другим важным фактором является железистость мантии. Большая скорость субдукции и, как следствие, высокая железистость мантии отрицательно влияют на молибденовую продуктивность рудного процесса.

Интенсивность медно-молибден-порфирового орудения связана, в значительной мере, с мощностью литосферы. Чем она выше, тем больше шансов встретить богатое оруденение. Состав руд будет зависеть от скорости субдукции, угла погружения океанической плиты, астеносферного прогрева, железистости мантии и, возможно, других еще не учтенных факторов. Таким образом, провинции с запасами более 10 млн т. Cu возникают в условиях повышенной проницаемости подкоровых глубин. С повышением температуры мантии растет масштаб провинции при постоянстве отношения Mo/Cu

(для средних и крупных месторождений). Повышенная температура соответствует пониженной мощности литосферы и наоборот.

КОЛЧЕДАНОСНЫЕ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ

Из месторождений данного типа провинций получают 5–15 % мировой добычи меди, свинца, цинка, а также попутно извлекают Ag, Au, Ba, Cd и другие металлы. Большой вклад в изучение колчеданных месторождений внесли В. И. Смирнов, М. Б. Бородаевская, Э. Н. Баранов, Д. И. Горжевский, А. Н. Заварицкий, С. Н. Иванов, А. И. Кривцов, В. А. Прокин, Н. С. Скрипченко, И. Б. Серавкин, Т. Н. Шадлун, Г. Н. Щерба, Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Н. И. Еремин, В. И. Старостин, В. В. Зайков и много других российских исследователей. За рубежом эту тематику изучали Т. Ватанабе, Дж. У. Лайдон, Р. Р. Лардж, Д. Ф. Сангстер, Б. Скиппер, М. Соломон, Дж. М. Франклин, Р. И. Хатчинсон и др.

Месторождения ассоциируют с вулканогенной липарит-базальтовой субмаринной формацией. Характер минерализации практически не меняется на протяжении всей геологической истории. Источник рудного вещества — мантийный и мантийно-коровый. Рудоносная формация разделяется на три субформации: слабо дифференцированную, полно дифференцированную и контрастно дифференцированную. По комплексу признаков — связи с магматическими породами, геологическим условиям залегания и особенностям состава и строения можно выделить четыре подкласса месторождений: Кипрский, Уральский, Куроко (алтайский) и Беспи (филиппинский). Рассмотрим каждый из них подробнее.

К *Кипрскому подклассу* относятся серно- и медно- и медно-цинково-колчеданные месторождения, связанные с недифференцированной базальтовой субформацией, характерной для коры океанического типа. 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 др., и современные сульфидные залежи срединно-океанических хребтов. Месторождения Ньюфаундленда входят составной частью в раннепалеозойский офиолитовый комплекс, в разрезе которого выделяются (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 толще пиллоу-лав устанавливается сульфидный штокверк, фиксирующий рудоподводящий канал. Над ним располагается горизонт кремнистых сульфидов (яшмоидов) и пласто- и линзообразных залежей сплошных колчеданных руд. Его венчает поверхность размыва и поверхностного 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-липаритовой субформацией. По составу месторождения либо медноколчеданные (Блява, Южный Урал), либо медно-цинково-колчеданные (Гай, Ю. Урал, Уруп, С. 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 липарито-дацитового состава; развито в областях бимодального липарит-базальтового вулканизма и отчетливо контролируется вулканическими структурами. Месторождения образовывались на ранних стадиях эволюции энсиматических островных дуг и локализованы в пределах вулканических трогов.

Типичный геологический разрез представлен двумя контрастными толщами: внизу — липаритовой, а сверху — базальтовой. Рудные 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, туффилов и гематит-содержащих кремнистых пород. Выше залегает толща альбитизированных пиллоу-лав. Непременными элементами разреза месторождений являются сложные, часто ветвящиеся тела эксплозивных брекчий, синвулканические разломы и радиоляриевые 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-вкрапленных руд. Эта часть возникла в рудоподводящих каналах.

В верхней части и рудных залежах наблюдаются следующие зоны (снизу вверх): 1) пирит-халькопиритовая, 2) 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 месторож-

дений 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 — пропитовая (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-липаритовой субформацией и сложены свинцово-цинково-медными рудами. Месторождения приурочены к зрелым внутренним островным дугам; формируются в субдукционных обстановках в пределах подвижных поясов на гранитогнейсовой коре. Наиболее яркими представителями данного подкласса являются месторождения Алтая (рудноалтайский 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 (филизчайский) развит в терригенных флишеидных толщах складчатых миогеосинклинальных поясов. 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 (педифференцированная 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 пачках базальтовых вулканитов и перекрываются толщей 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.

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 калинатровыми.

Накопившиеся за последние годы материалы показали, что колчеданосные провинции в целом формировались на разных стадиях развития земной коры, но всегда в обстановке растяжения. Для них характерны четыре основных геотектонических типа обстановок: зоны Беньофа-Заварицкого; срединно-океанические хребты; рифтовые структуры глубоководных впадин тыловодужных бассейнов; зоны трансформных сдвиговых разломов (pull-apart бассейнов). Рассмотрим каждый из них подробнее.

Островные дуги над зонами Беньофа-Заварицкого. В целом накопление известково-щелочных вулканогенных комплексов здесь протекало в обстановке сжатия. Однако формирование месторождений повсеместно совпадало с этапами растяжения. Что доказывается присутствием базальт-липаритового бимодального вулканизма, развитием кальдерообразования, многочисленными грабенами, ориентированными перпендикулярно региональным растягивающим напряжениям, а также присутствием изотропных по петрофизическим параметрам магматических и рудных образований. На ранних стадиях субдукции в результате анатектического переплавления погружающейся океанической коры или частичного плавления мантийного материала проявился базальт-андезитовый вулканизм. Эти условия способствовали образованию Zn-Cu месторождений раннегеосинклипальных стадий развития фанерозойских орогенных поясов. На более поздних стадиях субдукции происходит переплавление возрастающих объемов материала сиалической коры. Состав вулканитов становится более кислым и известково-щелочным. Образуются Pb-Zn и Cu-Ag месторождения. Примером могут служить колчеданные провинции Калифорнии и Японии.

В Калифорнии в провинции Западная Шаста развиты девонские колчеданные Zn-Cu-Au-Ag месторождения, которые формировались в острово-

дужных условиях. Здесь выделяются подрудные кератофиро-спилитовые толщи. В последнюю стадию вулканизма, когда в обстановке растяжения имели место излияния риолитов, сформировался подводный грабен. В его пределах возник ряд центров извержений, с которыми ассоциируют колчеданные месторождения.

Другим примером островодужных провинций являются месторождения Куроко в Японии. Японские геологи считают, что в миоцене на северо-востоке Японии сформировался кулисный ряд вулканических трогов. В его пределах возник ряд резургентных кальдер. В одной из них, Одате (диаметр 10 км), локализовались многочисленные месторождения (Фуказавы, Езури, Шинсавы). В целом распространение пострудных риолитовых куполов и рудных тел не выходит за границы кальдер, а последние контролировались грабеном (трогом). Близкая геодинамическая обстановка отмечается и для силурийского месторождения Вудлон в Австралии. Оно приурочено к грабенообразной впадине, разломам обрамления, которые контролировали проявления кислого вулканизма и пластовых синвулканических рудных тел с подрудным медноколчеданным штокверком.

Срединно-океанические хребты. В палеобстановках подобного типа формировались колчеданные и медноколчеданные месторождения офиолитовых поясов. Они приурочены к чашеобразным впадинам и разлагаются вблизи центров активного вулканизма. Для рудных провинций и районов характерны пучки субпараллельных базальтовых даек (Урал), развитых вдоль оси офиолитовых поясов, и конические системы даек с центрами кислого вулканизма (Оман). В подобной обстановке происходит растяжение земной коры, рифтообразование и раздвижение плит (спрединг), что создает благоприятную обстановку для формирования колчеданно-полиметаллических месторождений. Они образовались вдоль развивающейся системы «океанический хребет — рифт» в результате подводной фумарольной деятельности, связанной с офиолитами. Наиболее типичными примерами считаются месторождения: мезозойские — Тродос на Кипре и Семейл в Омане и кембрийско-силурийские района Беттс-Ков на Ньюфаундленде. К этому типу относятся и ряд палеозойских месторождений Урала, Скандинавии, Алып, Апеннин и других районов.

Рифтовые структуры глубоководных впадин. К подобному типу относятся среднепалеозойские колчеданные месторождения Иберии (Пиритовый пояс Испании и Португалии). Для них характерен бимодальный базальт-риолитовый вулканизм, развитие локальных рифтовых впадин и глубоководные фации осадочных пород. Все это указывает на режим растяжения.

Зоны трансформных сдвиговых разломов. Рассмотрим данный тип на примере Прииртышского рудного района на Рудном Алтае. Район приурочен к краевой вулcano-тектонической депрессии, осложняющей Алтайское вулканическое поднятие. Заложение депрессии произошло в D_{1-2} , а с живетского по фаменский век формировалась базальт-риолитовая формация. В пределах депрессии широкое развитие получили процессы кальдерообразования.

Раннедевонское палеотектоническое поле напряжений характеризовалось пологой северо-восточной ориентировкой растягивающей и крутой сжимающей осей напряжений. Положение депрессии совпадало с позицией промежуточной оси напряжений. С позднего эйфеля активно протекали сдвиговые перемещения по Иртышскому глубинному разлому и сопряженным с ним разломам ССВ простираия. Для данного поля напряжений характерно горизонтальное положение σ_1 и σ_2 . В этом режиме сформировалась мощная толща вулканогенно-осадочных пород и возникли стратовулканы и осложняющие их кальдеры. С ними связаны промышленные месторождения района. В пределах кальдер и стратовулканов происходит одновременное извержение кислых и основных вулканитов. Выделяются до- и посткальдерные комплексы. Кальдеры приурочены к зонам нарушений, расположенных перпендикулярно Иртышскому глубинному разлому.

Характерной чертой рудного района является рой субвулканических даек базальтового и риолитового состава. Наибольшая их густота отмечается на протяжении магмавыводящего канала. Ориентировка наиболее проницаемых структур растяжения совпадает с положением промежуточной оси напряжений. На удалении от активных центров вулканизма пучки субвулканических даек вытягиваются вдоль оси регионального сжатия. В изученном районе становление режима северо-восточного сжатия началось еще в фаменское время, но в полной мере проявилось в среднем и позднем карбоне. Именно в это время произошла смена базальт-риолитового вулканизма, характерного для зон трансформных разломов, андезито-дацитовым и установление обстановки островной дуги с Иртышским разломом, как эквиваленте зоны Бенъофа-Заварицкого.

Формирование колчедановых месторождений в Прииртышском районе протекало в четыре этапа. Первый этап имел место в раннедевонское время. В это время горизонтальные растягивающие и вертикальные сжимающие усилия привели к заложению рудоносных вулканогенных депрессий, ориентированных вдоль оси σ_2 регионального поля напряжений. Это рифты, заложившиеся на коре континентального типа. Второй этап протекал с позднего эйфеля до начала фамена. Структурная эволюция депрессии определялась сдвиговыми перемещениями по Иртышскому разлому и сопряженными с ним нарушениями. Возникли стратовулканы, кальдеры и субвулканические разрывы. Третий этап. В пределах стратовулканов и кальдер возникли локальные поля напряжений, которые и определили размещение вулканических центров, рои субвулканических даек, ориентировку магмо- и рудоподводящих каналов, морфологию подрудных штокверков и собственно рудных тел. Четвертый этап начался с фаменского века, когда произошла перестройка структуры, базальт-риолитовый вулканизм сменился на андезит-дацитовый. Возникли островные дуги с крупными андезитовыми стратовулканами. Этот режим существовал до карбона, сопровождаясь образованием складчатых динамо-метаморфических комплексов.

Глава 15

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

На базе рассмотренных нами основных положений общей, исторической, региональной и специальной металлогении разработаны принципы современных прогнозно-металлогенических построений, являющихся главным результатом и целью прикладной металлогении. В сферу прикладной металлогении попадает решение следующих вопросов:

- 1) выявление и типизация металлогенических *обстановок*;
- 2) введение в практику исследований *формационного и рудноформационного* анализа; *разделение* геологических *формаций по роли в рудогенезе*;
- 3) *типизация рудообразующих процессов* с учетом источников вещества, энергии, транспортирующих агентов и среды рудонакопления;
- 4) выделение и группировка *рудных формаций*, связанных с разными процессами рудогенеза.

Эти вопросы в значительной степени были разработаны А. И. Кривцовым, А. А. Ковалевым, В. Е. Бойцовым, А. Ф. Коробейниковым, А. А. Фроловым, С. В. Беловым, Г. В. Ручкиным, В. Д. Конкиным и др.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ПРИКЛАДНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Возникновение полезных ископаемых определенного типа связано с формированием строго определенных типов геологических формаций. Месторождения являются естественными членами конкретных геологических обстановок, в которых они образовались. В геологическом пространстве выделяются площади развития рудоносных геологических формаций и их частей с учетом тектонических режимов и структурных условий, кардинально влиявших на формирование месторождений.

Цель исследований и практических работ — выделение и прогноз крупных металлогенических единиц (зон, подзон, рудных районов и полей), необходимых для составления мелко- и среднемасштабных металлогенических и прогнозно-металлогенических карт. Базовые таксоны прикладной металлогении — иерархия площадей: металлогеническая зона, рудный район (или потенциальный рудный район), рудное поле, поисковый участок.

Металлогеническая зона — геологический эквивалент — *структурно-формационная зона*. Территория, образованная родственными и сопряженными в пространстве и времени рядами геологических формаций (включая и рудоносные), возникшими в течение единого тектоно-магматического цикла при сходных или близких режимах развития.

Рудный район соответствует блоку структурно-формационной зоны. Блок сложен породами одной геологической формации или ее частями, вмещающими месторождения.

Рудное поле — структурно-обособленный блок в пределах рудного района. По набору пород соответствует объему развития геологических фаций рудовмещающей формации, которые включают месторождения и рудопроявления.

Поисковый участок — обособленный участок рудного поля, включающий рудовмещающую структуру и содержащий признаки и предпосылки оруденения.

Рассмотрение прогнозирования с системных позиций, как процесса взаимосвязанных операций, приводит к необходимости обоснования общих для всех этапов и стадий принципов. Главных среди них всего пять: объективность, связь с оруденением, комплексность, последовательность приближений и сомасштабность.

Объективность. Информация должна иметь четкую оценку: количественную, полуколичественную и качественную. Геологические данные оцениваются ранжированием (полуколичественно). Система экспертных оценок. Геохимические, петрофизические и геофизические данные оцениваются по арифметической шкале.

Связь с оруденением. Выбор и обоснование прогнозно-металлогенических критериев производят на типовых эталонных, хорошо изученных объектах. Связь данных специальных исследований с оруденением оценивается с помощью балльного ранжирования и математическими методами (корреляционный анализ, распознавание образов и др.).

Комплексность. Достоверность прогнозирования невелика. Для ее повышения необходимо расширять круг исходных данных. В настоящее время используются при прогнозировании следующие однородные группы критериев: тектоно-магматические, геолого-структурные, геодинамические, минералогические, геохимические, петрографические, петрофизические, геофизические и ряд других (стратиграфические, литологические, петрохимические, геоморфологические, тектонофизические и т. д.).

Последовательность приближений. Этот принцип связан со стадийностью геологоразведочных работ, в которой выделяются пять масштабных уровней:

- 1) региональные геолого-геофизические и прогнозно-металлогенические исследования масштаба мельче 1:200 000 (часто 1:1 000 000) с целью обнаружить металлогеническую зону, соответствующую геологической структурно-формационной зоне;

2) региональные геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000 — обычная геологическая съёмка. Имеет цель выявить блок структурно-формационной зоны, соответствующий рудному району;

3) геолого-съёмочные работы масштаба 1:50 000, сопровождаемые поисковыми работами. Их задача — обнаружить рудное поле;

4) поисковые работы масштаба крупнее 1:50 000. Предназначены для выявления рудоносной структуры и обнаружения месторождения.

5) выявленное месторождение оценивается с помощью предварительной, детальной и эксплуатационной стадий разведочных работ.

По мере проведения отмеченных выше разномасштабных уровней исследования увеличивается степень изученности и появляются материалы для детального прогноза и оценки рудного потенциала исследуемых территорий.

Сомасштабность. Данный принцип предполагает соответствие рудоконтролирующих факторов масштабности объектов и сопоставимость размеров оцениваемых объектов и тех элементов геологического строения, которыми обуславливаются закономерности их пространственного размещения.

После проведения работ, соответствующих каждому масштабному уровню, необходимо оценить величину ресурсов, прогнозируемых для выделенных территорий. Прогнозные ресурсы — это числовая оценка, отражающая представление о вероятном количестве и качестве запасов месторождений, которые могут быть открыты на данной территории. Они позволяют принять решение о целесообразности проведения работ следующих стадий.

В *металлогенической зоне* оценивается металлогенический потенциал с помощью метода аналогий. Сравнивается изучаемая зона с уже разведанной зоной. В *рудном районе* выделяются прогнозные ресурсы (P_3). Они определяются при интерпретации геохимических и геофизических данных и не привязаны к конкретным объектам. В *рудном поле* выделяются прогнозные ресурсы категории (P_2). Они указывают на возможность открытия новых месторождений на площадях отдельных рудопроявлений. На *поисковом участке* — выделяются прогнозные ресурсы категории (P_1), которые располагаются либо за контурами известных месторождений, либо на новых месторождениях.

Расчеты прогнозных ресурсов осуществляются по формулам:

$$P_1 = C_{\text{ср}} \cdot \rho \cdot V,$$

$$P_2 = K \cdot M \cdot S,$$

где $C_{\text{ср}}$ — среднее содержание полезного компонента по известным рудным телам; ρ — плотность рудной массы; V — объем рудной массы; K — коэффициент доверия, обычно 0,5; M — удельная металлоносность. Определяется путем деления запасов на хорошо изученных аналогичных

объектах на площадь, занятую рудными телами. $M = P / S_э$. Здесь S — площадь, для которой рассчитываются прогнозные ресурсы, $S_э$ — эталонная площадь, P — запасы.

P_3 — определяется экспертным путем. Группа достаточно квалифицированных ученых на основании метода аналогий с известными однотипными, но изученными рудными районами оценивают ресурсы. Используется часто и формула $P_3 = K \cdot M \cdot S$, как и для определения P_2 .

ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Модели — идеализированное (упрощенное) представление об объекте или процессе, отвечающее в основных чертах природному геологическому явлению.

Прогнозно-поисковая модель (ППМ) — это упорядоченная совокупность характеристик ожидаемого металлогенического объекта, необходимая для выбора поисковых признаков, подбора методов их обнаружения и корректных способов обработки рудно-геологической информации. ППМ обеспечивает воспроизводство и сопоставимость результатов работ и определяет критерии и признаки для выделения однотипных объектов. Они строятся на выборке эталонных объектов с учетом объективной и достаточной информации. При разработке ППМ учитываются следующие блоки-элементы: состав и формационная принадлежность рудовмещающих пород; положение рудных тел в рудовмещающих породах и структурах; характеристика ореолов окolorудных измерений (морфология, состав, зональность); морфология рудных тел, их размерность и зональность; геохимические ореолы: морфология, состав и размеры; характеристика геофизических аномалий.

Методические подходы к составлению прогнозно-поисковых моделей. Их три: рудногенетический, эмпирический, геологический. Намечается четыре операционных этапа составления моделей. 1. Геологический анализ. Вычленение ведущих геолого-генетических элементов-признаков, определяющих закономерности размещения и обстановку нахождения месторождений. Составляется предварительный вариант модели. 2. Модель конкретизируется с привлечением геохимических и геофизических признаков. 3. Теоретический анализ, базирующийся на теории рудообразования и рудногенетической концепции. Он позволяет исключить второстепенные факторы. 4. Завершают процедуру составления моделей геолого-экономические построения. С учетом браковочных и оценочных кондиций подсчитываются затраты, необходимые для получения руды. Это позволяет определить оптимальные и минимальные запасы руды и концентрации полезных компонентов, достаточные, чтобы отнести прогнозируемые объекты к разряду промышленных.

Геологическая и экономическая эффективность геологоразведочных работ, в первую очередь поисковых и поисково-оценочных, во многом зависит от достоверности прогнозных построений. Достоверность и результативность

прогнозов решающим образом зависят от исходной информации, полученной на предшествующих стадиях работ. При прогнозных исследованиях формационные характеристики той или иной геологической обстановки служат основой для предсказаний возможности обнаружения месторождений определенных рудно-формационных типов.

В современных условиях особое значение имеют требования к содержанию и нагрузке прогнозных карт. Такие карты имеют своей целью выделение перспективных площадей. При определении позиции структурно-металлогенических зон и рудных районов преимущественно используют структурно-формационные основы с рудной нагрузкой. В общем случае используют карты рудной нагрузки и поисковых признаков, составленные на специализированных основах геологического содержания.

Основу карт прогноза должны составлять геологические модели объектов прогноза и поисков соответствующих рангов. Накопление обширной информации о геологическом строении рудных месторождений и закономерностях их размещения, постоянно получаемой при проведении геолого-разведочных и научно-исследовательских работ, определило объективную необходимость таких данных с формированием моделей месторождений. Эти исследования получили интенсивное развитие в СССР с начала 80-х годов в ряде НИИ Министерства геологии СССР. В целом, в настоящее время созданы и апробированы модели ряда геолого-промышленных типов рудных месторождений, имеющие различное содержание и назначение.

Для целей локального прогноза наиболее применимы такие модели месторождений, которые по комплексу образующих их элементов объективно характеризуют участки скопления рудного вещества, как объекты прогноза и поисков, и позволяют вычленить соответствующие перспективные площади из геологического пространства. В наиболее общем случае при локальном прогнозе и поисках решается задача определения положения возможного местонахождения месторождений относительно той или иной совокупности точек наблюдения. С этих позиций геологическое пространство, в котором находятся месторождения или рудные тела, принято разделять на надрудную (НР), рудную (Р), и подрудную (ПР) части. С другой стороны, решение задач локального прогноза возможно не только путем выделения перспективных участков, но и путем выявления заведомо бесперспективных площадей.

При детальном рассмотрении рудная часть состоит из собственно рудопосной, отвечающей рудным телам или месторождению (РМ) и флангов (РФ). В надрудном пространстве выделяются: собственно надрудная, располагающаяся непосредственно над месторождением (НРМ), надрудная фланговая (НРФ), надрудная периферийная (НРП) части. В подрудном пространстве выделяются собственно подрудная (ПРМ), подрудная фланговая (ПРФ) и подрудная периферийная (ПРП) части. Это разделение отражено на абстрактной геометрической модели вертикального поперечного сечения месторождения (рис. 15.1).

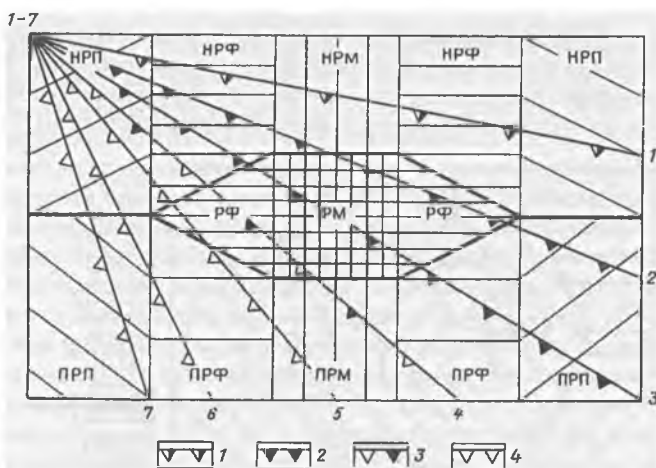


Рис. 15.1. Вертикальный разрез модели объектов прогноза и поисков (пояснения см. в тексте) (по А. И. Кривцову, 1989):

Цифрами обозначены варианты положения эрозионного среза (1–7), отражающие различную ориентировку модели относительно дневной поверхности: 1–4 — группы эрозионных срезов по степени перспективности: 1 — перспективные с неопределенным расстоянием до рудных тел; 2 — высокоперспективные; 3 — с ограниченными перспективами; 4 — бесперспективные

Для упрощения построений для РМ принято квадратное, а для РФ треугольное сечения с симметричным расположением всех выделяемых частей пространства относительно РМ. Показанные на рисунке 15.1 варианты размещения плоскостей эрозионного среза иллюстрируют доступность РМ для обнаружения при различном взаиморасположении в пространстве осей РМ и плоскости эрозионного среза. Как перспективные, так и бесперспективные площади, выделенные на карте, сопоставляют с поперечными сечениями соответствующих моделей, на которых должны получить отражение уровни эрозионных срезов, эквивалентные различным участкам либо группам однотипных участков. Важно, что построение прогнозных карт на базе моделей определяет требования к исходным материалам и их качеству, соблюдение которых исключает возможности необоснованного или недостаточно обоснованного прогноза.

На рисунке представлена прогнозная схема, построенная на изложенных принципах с выделением элементов абстрактной модели. Контуры площадей должны соответствовать тем границам, которые определяют положение соответствующих геологических тел и металлогенических факторов. Выделение нерасчлененного надрудного и нерасчлененного подрудного пространства (рис. 15.2) отражает те случаи, когда исходная информация не позволяет установить наличие либо отсутствие на соответствующих площадях признаков тех частей пространства, которые занимают определенное положение относительно

месторождений либо рудных тел. Участки А, Б, В, Г соответствуют перспективным площадям с различной доступностью рудных тел для обнаружения. Участок Д, где эрозионным срезом на дневную поверхность выведена собственно подрудная часть пространства, относится к заведомо бесперспективным.

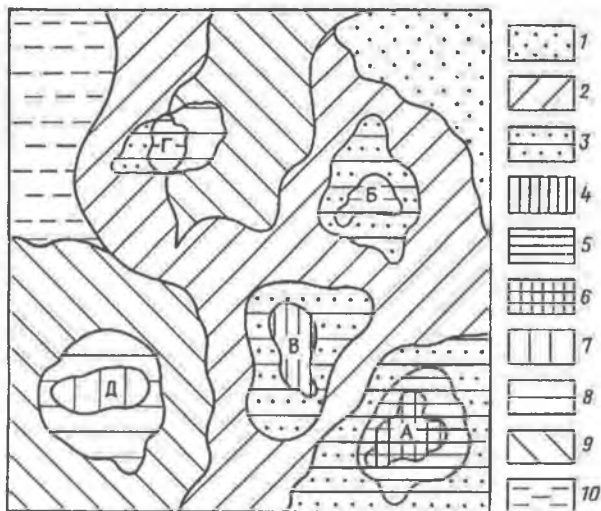


Рис. 15.2. Макет прогнозной карты, построенный на основе выделения различных частей окolorудного пространства (по А. И. Кривцову, 1989):

1–4 – надрудное пространство: 1 – нерасчлененное; 2 – периферийное (НРП); 3 – фланговое (НРФ); 4 – собственно надрудное (НРМ); 5–6 – рудное пространство: 5 – фланговое (РФ); 6 – собственно рудное (РМ); 7–10 – подрудное пространство: 7 – собственно подрудное; 8 – фланговое; 9 – периферийное, 10 – нерасчлененное; А, Б, В, Г, Д – различные по перспективности участки

Прогнозные карты позволяют определить очередность освоения перспективных площадей и с учетом значений вариантов размеров соответствующих частей модели оценивать возможные объемы поисковых либо оценочных работ. Таким образом, разработка моделей прогноза и поисков применительно к ведущим геолого-промышленным типам месторождений, требований к картам крупномасштабного и локального прогноза и типовых легенд к ним, вытекающих из характеристик моделей и различных элементов окolorудного пространства, очень актуальна. Воспроизводимость и сопоставимость результатов локального прогноза обеспечивается лишь при соблюдении единых требований к характеристикам элементов моделей геолого-промышленных типов месторождений. Чтобы исключить субъективность в оценке геологических ситуаций, необходима унификация геологической документации.

На основе вышеприведенных принципов в качестве примеров рассмотрим колчеданные и медно-молибден-порфировые месторождения.

Колчеданные месторождения. Эти месторождения хорошо изучены, что позволяет на основе их моделей уверенно выделять различные части околорудного пространства и определять возможное положение рудных тел относительно произвольной совокупности точек наблюдения. Построение моделей путем приведения колчеданных залежей к горизонтальному положению с показом различных вариантов размещения эрозионного среза, отражающих возможные изменения ориентировки рудных тел в пространстве вследствие деформаций, позволяет свести все разнообразие обстановок нахождения к сравнительно простой схеме.

Иногда возникают определенные затруднения при сравнении конкретных ситуаций с модельными. Например, на месторождениях красноуральской группы (Средний Урал), в силу определенного залегания слоев, современный эрозионный срез фактически эквивалентен поперечному вертикальному разрезу вулканогенных образований до вовлечения их в дислокации. Соответственно, на уровне дневной поверхности доступны для обнаружения все части околорудного пространства.

На другом южно-уральском колчеданном месторождении рудные залежи корневого типа, расположенные в экструзивном куполе, значительно разрушены до периода возникновения захоранивающих толщ. Широкий шлейф рудокластов вместе с обломками пород экструзивного купола распространился по склону и перекрыл ранее возникшую залежь дистального типа.

Обнаружение рудокластов локализует позицию возможных рудных тел, однако подобные горизонты далеко не всегда занимают строго надрудные либо фланговые положения.

Рассмотренные примеры не меняют существа прогнозно-поисковой модели колчеданных месторождений уральского типа и комплекса признаков, необходимых для локального прогноза. На основе рисунка 15.3 построен макет карты локального прогноза — результирующей накладки на карту прогнозных и поисковых признаков (рис. 15.4).

Месторождения медно-молибден-порфирового типа. Месторождения данного типа давно служат объектами моделирования для прогнозно-поисковых целей. Созданные модели, учитывающие специфику месторождений, широко известны. Эти модели позволяют достаточно уверенно определять возможную позицию рудных тел по наличию признаков различных частей околорудного пространства (рис. 15.5, 15.6). Сложная прогнозно-поисковая ситуация возникает, когда эрозионным срезом вскрываются самые верхние части рудных тел, имеющие на выходах ограниченные размеры.

В такой обстановке ведущая роль для определения соответствующей части околорудного пространства принадлежит гидротермально-метасоматическим

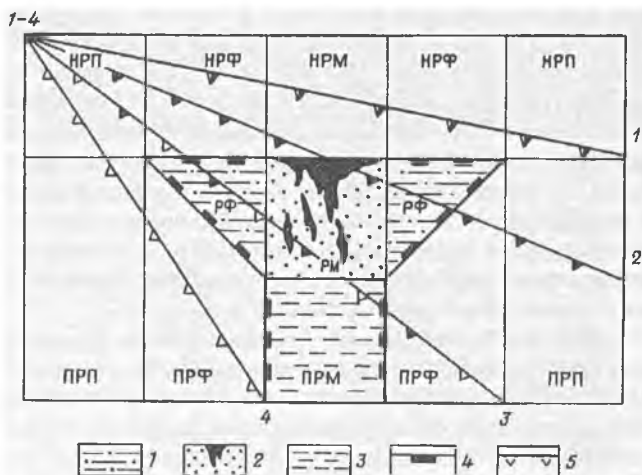


Рис. 15.3. Вертикальный разрез геометризованной модели месторождений колчеданного семейства (по А. И. Кривцову, 1989):

1 — фланговые метасоматические зоны; 2 — колчеданные залежи и метасоматиты рудного пространства; 3 — подрудные метасоматические зоны; 4 — границы распространения метасоматитов; 5 — варианты расположения эрозийного среза с различной перспективностью

изменениям и геохимическим ореолам, в первую очередь, ореолам меди. При линейной форме рудоносных интрузивов и значительной протяженности конформных или рудных тел на глубину конкретные обстановки существенно отличаются от модельных, в которых принят сравнительно ограниченный размах оруденения по вертикали, что характерно для подавляющего большинства месторождений. Это ограничение не меняет принципиальных черт модели медно-порфирового месторождения, содержания комплекса признаков околорудного пространства и требований к картам локального прогноза.

ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ (ППК)

Для практической реализации перспективы поиска новых рудных объектов необходимо определить комплекс признаков объекта и комплекс методов, которые целесообразно применить. Прогнозно-поисковый комплекс (ППК) — это высокоэффективная форма организации производства и комплекс геологоразведочных работ, отвечающий оптимальным технологическим схемам их реализации. ППК позволяет рационально использовать арсенал поисковых методов; выбрать оптимальное сочетание этих методов на каждой стадии геологоразведочных работ (рис. 15.7).

Каждый блок ППК представляет собой систему «методы-признаки-объекты», связи и соотношения в которой определяются принципом ответственности и должны обеспечивать достижение цели работ определенной

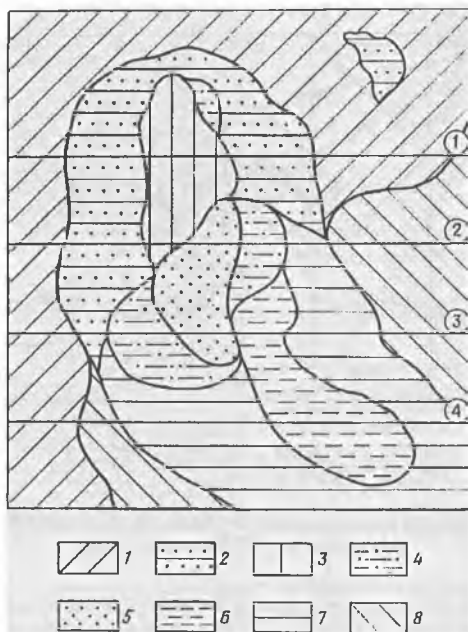


Рис. 15.4. Макет карты локального прогноза медноколчеданных месторождений (см. пред. рис.) (по А. И. Кривцову, 1989):

1–3 — надрудное пространство: 1 — периферийное (ПРП); 2 — фланговое (ПРФ); 3 — собственно надрудное (НРМ); 4–5 — рудное пространство: 4 — фланговое (РФ); 5 — рудное (РМ); 6–8 — подрудное пространство: 6 — собственно подрудное (ПРМ); 7 — фланговое (ПРО); 8 — периферийное (ПРП). Цифры в кружках — линии, эквивалентные вариантам эрозионного среза на рис. 15.3

стадии геологоразведочного процесса. Для формирования блоков ППК необходимо решение следующих задач: создание геологической модели объекта прогноза и поисков в форме набора элементов и признаков; разделение признаков на необходимые и дополнительные; оценка познаваемости объекта отдельными признаками и их сочетаниями; формирование набора методов из числа применяемых в регионе либо известных в геологоразведочной практике; оценка выявляемости признаков методами (сочетаниями методов) с учетом их разрешающих возможностей.

Признаки могут быть информативными в отношении опознания объекта либо в любых обстановках, либо в специфических, т. е. в благоприятных обстановках, возникающих в исключительных случаях. С другой стороны, объекты могут быть опознаны одним признаком, несколькими признаками либо комплексом всех известных признаков. Возможно, что количество известных в настоящее время признаков недостаточно для уверенного выявления объекта при прогнозе и поисках. В подобной ситуации формируется задача по

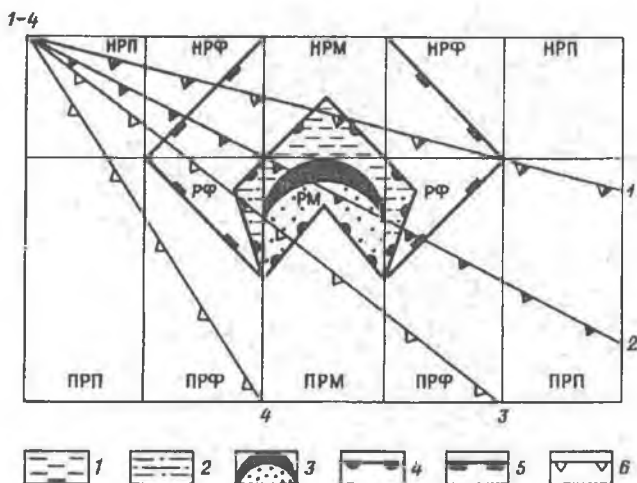


Рис. 15.5. Вертикальный разрез геометризованной модели медно-порфирового месторождения (по А. И. Кривцову, 1989):

1–3 — собственно околорудные метасоматиты: 1 — надрудные; 2 — фланговые; 3 — рудовмещающие и подрудные; 4 — границы распространения метасоматитов; 5 — контур пропилитизации и ореола пиритизации; 6 — варианты расположения эрозионного среза (1–4) с различной перспективностью (см. рис. 15.7)

доработке модели соответствующего объекта. Оптимизация в звене «признаки-объекты» обеспечивает формирование комплекса характеристик, необходимых для оценки уровня изученности территорий, проведения их прогнозной оценки и определения задач дальнейших геологоразведочных работ.

Оценка выявляемости признаков методами проводится в отношении необходимых признаков и имеет своей целью разделить методы на обязательные, дублирующие и избыточные. Оптимизация в звене «методы-признаки» обеспечивает формирование набора методов, необходимых для решения задач соответствующей стадии.

Разработанные для конкретных условий схемы формирования оптимальных комплексов работ в системе «прогноз-поиск-оценка» регламентируют требования к стадиям (подстадиям) и методам работ в соответствии с объектами поисков и их признаками. Критический анализ используемых комплексов методов, оценка их информативности в отношении выявленных признаков и установление опознаваемости объектов поиска признаками позволяют исключить те методы, которые либо дублируют другие, либо устанавливают второстепенные признаки. С другой стороны, подобный анализ позволяет определить методы, информативность которых столь высока, что они уже на ранних стадиях обеспечивают опознание объектов поисков, принадлежащих к целям работ заключительных стадий.

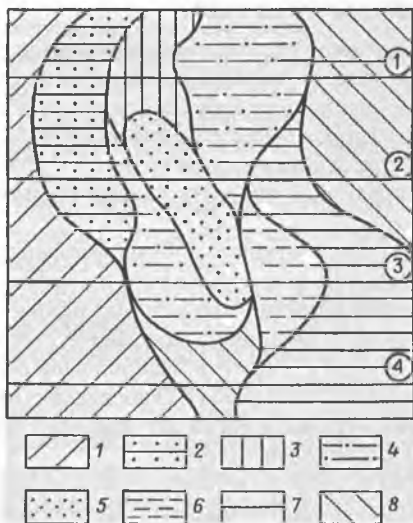


Рис. 15.6. Макет карты локального прогноза медно-порфировых месторождений (см. пред. рис.) (по А. И. Кривцову, 1989):

1-3 — надрудное пространство: 1 — периферийное (НРП); 2 — фланговое (ПРФ); 3 — собственно надрудное (НРМ); 4-5 — рудное пространство: 4 — фланговое (РФ); 5 — рудное (РМ); 6-8 — подрудное пространство: 6 — собственно подрудное (ПРМ); 7 — фланговое (ПРФ); 8 — периферийное (ПРП). Цифры в кружках (1-4) — линии, эквивалентные вариантам эрозионного среза на пред. рис.

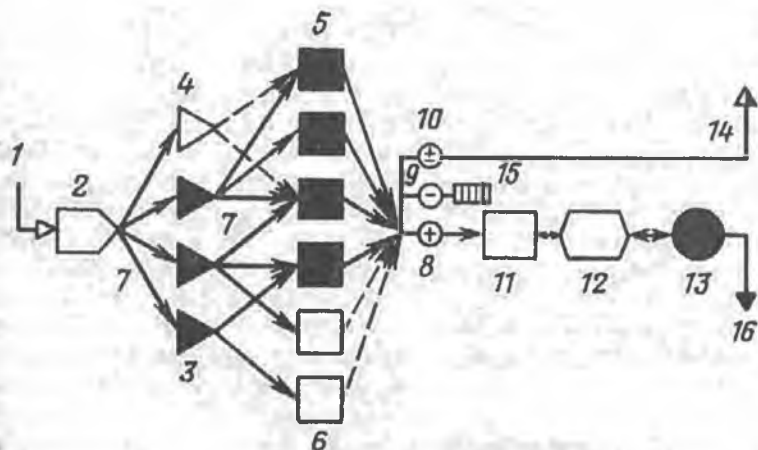


Рис. 15.7. Блок-схема стадии прогнозно-поискового комплекса (по А. И. Кривцову, 1989):

1 — переход от предшествующей стадии; 2 — стадия работ; 3-4 — методы работ (3 — обязательные, 4 — дублирующие или избыточные); 5-6 — признаки объектов (5 — необходимые, 6 — дополнительные); 7 — связи «методы-признаки» и «признаки-объекты»; 8-10 — результаты работ (8 — положительные, 9 — отрицательные, 10 — неопределенные); 11-13 — объекты прогноза и поисков (11 — геологические, 12 — металлогенетические; 13 — ресурсы и запасы); 14 — возврат к началу предшествующей стадии (работы повторить); 15 — прекращение работ; 16 — переход к следующей стадии (продолжить работы)

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ РАБОТ

Обычным приемом оценки результативности геологоразведочных работ является сопоставление приростов запасов того или иного металла по различным временным отрезкам. Такие оценки получают более конкретное выражение при учете выявляемости месторождений различных геолого-промышленных типов, определении частоты обнаружения крупных и уникальных месторождений и установлении темпов прироста запасов тех или иных металлов.

По данным Д. Кука, за 1943–1985 гг. было открыто 150 значительных по масштабам месторождений меди, свинца и цинка, золота и серебра, урана, молибдена и никеля, подавляющее большинство которых принадлежит к категории крупных и уникальных. В среднем на каждый год этого периода приходилось около четырех крупных открытий. Наибольшей результативностью поисков характеризуются 1960–1965 гг. В последующие двадцать лет наблюдается стабилизация в открываемости значительных по масштабам месторождений (около 20 за каждое пятилетие).

По данным А. И. Кривцова, за 1943–1978 гг. наблюдалась высокая результативность работ по выявлению меднорудных месторождений значительных масштабов, так было открыто 59 месторождений меди: из них 38 медно-порфировых, 9 медно-ципково-колчеданных, 6 медистых песчаников, 6 других типов. Основные открытия свинцово-цинковых месторождений также приходились на 1943–1978 гг., когда было обнаружено 20 колчеданно-полиметаллических месторождений и 7 свинцово-цинковых в карбонатных толщах. Наиболее значительные золоторудные и золото-серебряные объекты выявлены в 1958–1983 гг. В их числе 18 стратиформных и строидных, 7 жильных, 3 штокверковых в изверженных породах. Большинство из 11 значительных месторождений урана, обнаруженных в 1953–1978 гг., относится к типу несогласия, а все 7 крупных месторождений молибдена, открытых в 1956–1980 гг., принадлежат к штокверковым молибден-порфировым. По темпам и периодам открытий все эти месторождения можно разделить на три группы. К первой относятся месторождения хорошо изученных геолого-промышленных типов, освоенные геологическими службами и горнодобывающей промышленностью. Это объекты колчеданного семейства, медно-порфировые, медистые песчаники и жильные золоторудные. Периоды высокой открываемости в значительной мере были связаны с пересмотром их геолого-генетических моделей. В частности, обнаружение крупных медно-порфировых месторождений в 1961 году стало следствием развития поисковых работ на базе познанных закономерностей на новых площадях вулканоплутонических поясов ЮЗ США, Перу, ЮВ Азии. Пересмотр вопросов генезиса месторождений колчеданного семейства стимулировал открытие новых объектов в зеленокаменных поясах на территории Канады и США, а также в вулканогенно-осадочных

и осадочных комплексах Аляски, где в 1975 году было открыто 4 крупных колчеданно-полиметаллических месторождения. Спады результативности поисков части типов месторождений этой группы в значительной степени обусловлены истощением потенциально перспективных площадей.

Вторая группа месторождений включает в себя объекты, которые были обнаружены в послевоенный период в качестве новых типов, но перспективы их выявления были относительно быстро истощены. К таким типам относятся свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. После обнаружения в США в 1947 г. месторождения Индиана Крик лишь в 1955 г. была открыта группа объектов района Вайбурнум Тренд с суммарными запасами свинца и цинка 4,6 млн т, а открытиями в 1962 г. в том же штате Миссури месторождений Озарк (2,5 млн т) и Маг-монт (1 млн т) практически были истощены доступные перспективы потенциально рудоносных площадей.

Третья группа месторождений — объекты, открытые в конце 50-х — начале 60-х годов в качестве новых типов и обладающие значительными перспективами выявления в будущем. Такими объектами в первую очередь важно считать стратиформные и стратоидные золоторудные месторождения. Результативность поисков месторождений данного типа была связана с расширением информации, необходимой для создания соответствующих методик и с организацией поисков золоторудных месторождений в амагматических комплексах, в обстановках, традиционно считавшихся бесперспективными на рудные месторождения. Тип золото-серебряных месторождений — штокверковый в изверженных породах — после открытия крупных объектов, таких как Эквити Силвер и Деламар (США), находится на начальных периодах геологоразведочных работ, и впоследствии возможны новые значительные открытия.

Общей тенденцией в результативности поисково-разведочных работ, согласно А. И. Кривцову, являются следующие положения. В периоды, непосредственно следующие за выявлением новых типов месторождений, открытий таких объектов, как правило, не происходит. Периоды адаптации поисков к новой информации, психологической перестройки и переработки комплекса поисковых методов могут занимать от 5 до 10 лет. В следующий период результативность работ в целом резко возрастает, появляются пиковые периоды открытий. Далее новые открытия относительно равномерно распределяются по времени.

Спады результативности в подавляющем большинстве случаев обусловлены истощением фонда площадей, доступных для быстрого и относительно дешевого поискового освоения. Время прекращения открытий определяется темпами изучения соответствующих площадей. Новые циклы открытий связаны с выявлением перспективных территорий либо с переоценкой металлогенического потенциала и соответствующей пересортировкой геологоразведочных работ. Для ускорения обнаружения месторождений новых типов существенное значение имеет сокращение периодов

адаптации поисковой практики к новым обстановкам и преодоления психологических барьеров в восприятии нетрадиционных поисковых ситуаций.

Кратковременные спады, рост добычи и выявляемость ведущих типов полезных ископаемых, наблюдавшиеся в мировой экономике в конце XX века, обусловлены также кризисными явлениями, вооруженными конфликтами и другими глобальными геополитическими и экономическими событиями.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ МИРА В ТРЕТЬЕМ ТЫСЯЧЕЛЕТИИ

Значение минеральных ресурсов в создании оптимального уровня жизни и стабильного мира на нашей планете в современную эпоху существенно возросло по сравнению с предшествующими историческими периодами. Даже небольшие колебания в поставках на мировой рынок ряда видов минерального сырья создает в экономике государств кризисные ситуации. Только за последнее столетие валовой мировой продукт вырос с 60 до 20 000 млрд долл. в год. Сейчас ежегодно в мире добывают 300 млрд т сырья не считая воды, или около 53 т на каждого жителя планеты. Однако картина распределения и потребления минерального сырья по странам с различным уровнем экономического развития крайне неравномерная (табл. 15.1, 15.2).

Таблица 15.1. Добыча и потребление минерального сырья в различных группах стран, % от мирового объема (показан общий объем минерального сырья, в скобках — топливно-энергетические ресурсы)

Группа стран	Население	Добыча		Потребление	
		Всего	На 1 % населения	Всего	На 1 % населения
Развитые	16	37 (35)	2,31 (2,19)	53 (52)	3,31 (3,25)
Развивающиеся	52	36 (37)	0,69 (0,71)	22 (21)	0,42 (0,40)
Остальные страны	32	27 (28)	0,84 (0,88)	25 (27)	0,78 (0,84)

Развитые страны (США, Англия, Германия, Франция, Япония), на долю которых приходится 16 % населения Земли, потребляют более половины добываемых в мире полезных ископаемых. Картина для отдельных видов сырья еще более впечатляющая. Развитые страны потребляют более 80 % урана, около 77 % меди, 72 % свинца, 59 % цинка, 67 % никеля, от 50 % до 80 % олова, вольфрама, молибдена, более 50 % фосфатного сырья и т.д.

Велика роль неметаллических полезных ископаемых в мировой экономике. Они широко используются в строительной индустрии, агропромышленном, агрохимическом, металлургическом комплексах и обеспечении экологической безопасности. В мире лавинообразно растет потребление агрохимического сырья, обеспечивающего стабильные урожаи всех сельскохозяйственных

Таблица 15.2. Запасы и относительные темпы добычи нефти

Страна, континент	Запасы (в % от мировых)	Обеспеченность (лет) Запасы/годовая добыча
Россия	13,9	71
Европа (без РФ)	1,9	9
Азия (без РФ)	62,6	74
Африка	6,6	28
Америка	14,6	27
в том числе США	1,9	9,4
Австралия	0,4	16
Мир	100	48,3

культур. По объему наиболее важным среди них является фосфатное и калийное сырье. В настоящее время ежегодно производится более 170 млн т концентратов фосфорных руд, которые содержат 55–60 млн т P_2O_5 . Около половины этого количества приходится на долю США (45 млн т) и России (35 млн т). Крупными производителями и экспортёрами фосфатного сырья являются также страны Северной Африки (Марокко, Тунис, Алжир, Египет), Ирак, Иран и острова Тихого океана (Науру Оман, остров Рождества).

Помимо фосфоритовых и апатитовых руд для приготовления удобрений широко используют шлаки (отходы) металлургической переработки фосфористых железных и марганцевых руд. На поля Западной Европы ежегодно вносится около 9 млн т таких шлаков. Многие страны и даже континенты (Западная Европа, Англия, Канада, Япония, Австралия, Индия) практически лишены этого вида минерального сырья и вынуждены импортировать его во все возрастающих объемах. Добыча и потребление фосфатов — наиболее динамично развивающаяся отрасль мирового хозяйства. Общий объем получаемых концентратов удваивается через каждые 10–15 лет. С 1937 года отмечено пятикратное возрастание объемов добычи фосфатного сырья.

Вторым по значению и объему добычи агрохимическим видом сырья являются калийные соли. В мире ежегодно из них производят 17–20 млн т K_2O , из которых 95 % используется для приготовления удобрений. Лидерство в калийной индустрии занимают пять стран: Канада, Германия, Россия, Франция и США, на долю которых приходится почти 85 % мировой добычи этого вида сырья.

Минерально-сырьевая база России. Россия в настоящее время является крупнейшей минерально-сырьевой державой мира. Стоимость разведанных и предварительно оцененных запасов на ее территории составляет 29 трлн долл. (рис. 15.8). На долю России в мировых запасах приходится: нефти 12–13 %, газа — 32 %, угля — 11 %, железа — 26 %, свинца — 10 %, цинка — 15 %, калийных солей — 31 %, кобальта — 21 %. По запасам стратегических видов полезных ископаемых — никеля, золота, серебра, платиноидов, алмазов и т. д. Россия занимает с 1 по 3 места в мире.



Рис. 15.8. Общая потенциальная стоимость запасов полезных ископаемых России, млрд долларов США

В настоящее время (начало XXI века) из недр нашей страны извлекается около 30 % мирового объема природного газа, 10 % нефти, 12 % железной руды, 22 % никеля и кобальта. Структура разведанных запасов нефти, газа, углей, цветных и благородных металлов в целом благоприятна для освоения. Около 70 % их сосредоточено в крупных и уникальных месторождениях.

В недрах России сосредоточено большое количество неметаллических полезных ископаемых (строительные материалы, агрохимическое сырье, сырье для химической промышленности и т.д.), превышающее по суммарной стоимости уже выявленные руды металлов и алмазов. Российский минерально-сырьевой комплекс представляет собой фундамент жизнедеятельности государства. Прежде всего, он обеспечивает необходимые потребности сельского хозяйства, а также гражданских и военных отраслей промышленности. В течение последнего десятилетия XX века предприятия, входящие в состав минерально-сырьевого комплекса, обеспечивают более 50 % валового внутреннего продукта (ВВП) страны. Экспорт природных ресурсов составляет основную массу валютных поступлений. Именно эти поступления способны привлечь иностранные инвестиции в экономику России.

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ В РАЗВИТИИ МИРОВОГО МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО КОМПЛЕКСА

Уже более 50 лет прослеживается тенденция к общему уменьшению запасов минерального сырья в масштабах мирового хозяйства. Кроме того, отмечается крайне неравномерное по поверхности Земли распределение основных видов полезных ископаемых. Рассмотрим кратко этот вопрос для наиболее широко используемых ресурсов, годовой объем продаж которых

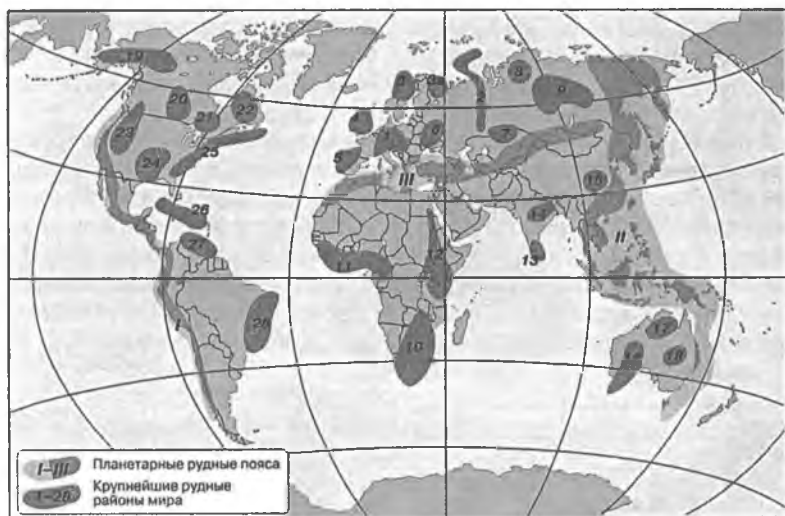


Рис. 15.10. Планетарные металлогенические пояса и крупнейшие рудные районы мира:

1 — Центрально-Европейский; 2 — Уральский; 3 — Скандинавский; 3а — Кольско-Карельский; 4 — Ирландско-Великобританский; 5 — Иберийский; 6 — Восточно-Европейский; 7 — Центрально-Казахстанский; 8 — Таймырский; 9 — Алданский; 10 — Южно-Африканский; 11 — Западно-Африканский; 12 — Восточно-Африканский; 13 — Южно-Индостанский; 14 — Северо-Индостанский; 15 — Центрально-Китайский; 16 — Западно-Австралийский; 17 — Северо-Австралийский; 18 — Центрально-Австралийский; 19 — Аляскинский; 20 — Атабаска; 21 — район озера Верхнего; 22 — Лабрадорский; 23 — район Скалистых гор; 24 — Миссисиппский; 25 — Аппалачский; 26 — Карибский; 27 — Гвианский; 28 — Восточно-Бразильский. Планетарные металлогенические пояса: I — Восточно-Тихоокеанский; II — Западно-Тихоокеанский (Чукотско-Катазиатский); III — Средиземноморско-Азиатский (Центрально-Азиатский)

Помимо неравномерного распределения минерально-сырьевых ресурсов по поверхности Земли, отмечается и резкая неоднородность в промышленном освоении различных, но близких по минеральному потенциалу территорий. Анализ динамики освоения этих ресурсов позволил выделить 33 страны, чей вклад в мировую экономику наиболее значителен (около 80 % стоимости извлекаемого ежегодно из недр земли минерального сырья). В свою очередь, по роли каждой страны в мировой экономике, которая оценивается по месту, занимаемому данной страной в устойчивой добыче различных видов полезных ископаемых, выделяется четыре группы (табл. 15.3).

Первая группа характеризуется широким спектром минеральных ресурсов и включает 6 стран: Австралия, Китай, США, Россия, Канада, Южно-Африканская республика. На их долю приходится более половины (по стоимости) добываемого в мире минерального сырья. Кроме того, они обеспечивают современную промышленность подавляющим большинством видов полезных ископаемых. Это минерально-сырьевые гиганты, потенциал которых активно вовлечен в мировую экономическую систему и является

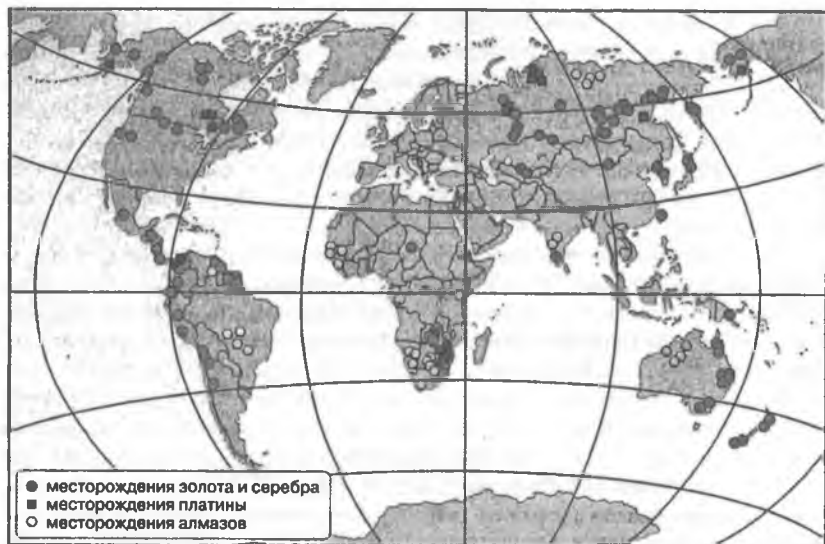


Рис. 15.11. Расположение крупных и уникальных месторождений золота, серебра, платины, алмазов

Таблица. 15.3. Группировка стран мира по вкладу в мировой горно-промышленный потенциал (в % от стоимости извлекаемого ежегодно из недр во всем мире минерального сырья)

Первая группа		Вторая группа		Третья группа		Четвертая группа	
Австралия	10,6	Мексика	2,8	Сауд. Аравия	2,6	Украина	0,4
Китай	9,9	Бразилия	2,5	Чили	1,5	Япония	0,3
США	8,9	Индонезия	1,9	Н. Каледония	1,0	Швеция	0,3
Россия	8,3	Индия	1,8	Ботсвана	1,0	Финляндия	0,2
Канада	7,1	Перу	1,8	Заир	1,0	Греция	0,1
ЮАР	6,6	Иран	1,6	Н.Гвинея	1,0	Италия	0,1
		Венесуэла	1,4	Ямайка	0,6	Австрия	0,1
				Англия	0,4	Югославия	0,1
				Нидерланды	0,4	Франция	0,1
				Польша	0,3	Германия	0,1
				Норвегия	0,2	Испания	0,1
				Марокко	0,2	Португалия	0,1
				Узбекистан	0,2		

гарантией нормального функционирования всего мирового промышленного производства.

Вторая группа включает страны с высокими потенциальными запасами различных видов полезных ископаемых. Но в отличие от стран первой группы эти резервы еще в слабой степени вовлечены в мировой хозяйственный

оборот. К ним относятся Мексика, Бразилия, Индонезия, Индия, Перу, Иран, Венесуэла. Третья группа объединяет страны, минеральный потенциал которых базируется на 1-3 видах минерального сырья. Это Саудовская Аравия (нефть), Чили (медь), Новая Каледония (никель), Ботсвана (алмазы), Заир (медь, алмазы), Новая Гвинея (золото), Ямайка (алюминий), Венесуэла (нефть, алюминий), Англия (нефть, газ, уголь), Нидерланды (газ), Польша (уголь, цинк, свинец), Норвегия (нефть), Марокко (цинк, свинец, серебро) и Узбекистан (золото).

Четвертая группа включает страны с развитой горной промышленностью, выявленные минеральные ресурсы которых в значительной степени отработаны, а новые еще не открыты. К этой категории относятся Япония и многие страны Европы: Швеция, Финляндия, Греция, Италия, Австрия, Франция, Германия, Югославия, Испания, Португалия, Украина.

На долю всех остальных стран мира приходится всего около 20 % стоимости ежегодной добычи полезных ископаемых. Речь идет о большинстве арабских государств, о странах Юго-Восточной Азии и Океании, Карибского бассейна, Центральной Африки, Кавказа, Средней и Центральной Азии. Эти государства слабо развиты в промышленном отношении и обладают отсталой горнодобывающей отраслью. Кроме того, во многих из них отсутствует разветвленная транспортная инфраструктура, нет политической стабильности и отмечается резкая нехватка национальных геологических научно-технических кадров. В связи с отмеченными причинами на территориях данных стран недостаточно выявлены, а те, что обнаружены, не разрабатываются, минеральные ресурсы.

Однако в грядущем веке и в более отдаленной перспективе по мере истощения ряда дефицитных полезных ископаемых в более развитых в горно-промышленном отношении регионах эти страны будут представлять большой интерес. В их недрах заключены минеральные ресурсы будущего.

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ В МИРОВОЙ ЭКОНОМИКЕ XXI ВЕКА

Геологические службы всех промышленно развитых стран постоянно отслеживают тенденции в развитии мировой минерально-сырьевой базы. Эти прогнозы позволяют рационально вкладывать капиталы в поиски и разведку дефицитных видов полезных ископаемых, обеспечивая, таким образом, надежную базу для промышленности и сельского хозяйства. Мировая экономика развивается циклично — кризисы сменяются периодами подъемов. Анализ развития мировой минерально-сырьевой базы показал, что для нее также характерны взлеты и падения. Если в промышленности циклы составляют 20–25 лет, то в горнодобывающей отрасли этот период удваивается, и очередной пик в добыче полезных ископаемых наступает через 40–50 лет.

Прошедший век характеризовался исключительно высокими темпами добычи минерального сырья, достигшими к его концу гигантских масштабов. В настоящее время ежегодно из недр извлекается 1100 млн т железной руды,

10 млн т меди, 18 тыс. т серебра, 2500 т золота. В связи с этим геологическая служба обязана не только восполнить запасы отработанного сырья, но и обеспечить необходимый резерв. Сложность этой задачи связана с тем, что наиболее выгодные для разработки крупные и уникальные месторождения в значительной степени уже открыты, наша планета с поверхности достаточно хорошо исследована, и поиск новых месторождений на больших глубинах с каждым годом становится все более дорогостоящим.

В 1997 году расходы на поисково-разведочные работы на твердые полезные ископаемые достигли 5,1 млрд долл. Затраты на восполнение запасов углеводородного сырья, осуществленные только десятью ведущими нефтедобывающими компаниями мира за 1997–1998 годы, составили 298 млрд долл. Учитывая высокие темпы отработки большинства видов минерального сырья в настоящее время и на ближайшие 50 лет, возникает вопрос об их истощении и даже о сырьевом голоде. Подобные негативные заключения делаются на основании интерполяции современной динамики добычи на ближайшую и удаленную перспективу.

Однако опыт развития мировой экономики за последние 200 лет, особенно за вторую половину XX века, показал, что для большинства видов сырья речь идет не об истощении запасов, а об их качественном изменении. Для многих видов (медь, свинец, цинк, олово, платиноиды, железо) существует зависимость между содержанием полезного компонента и общим объемом рудной массы. Понижение содержания в арифметической прогрессии приводит к возрастанию объемов руды в геометрической прогрессии (рис. 15.12).

Так что поиски подобных месторождений и их разработку человечество будет вести до тех пор, пока экономически это будет рентабельно, вовлекая в хозяйственный оборот все более значительные массы минерализованных пород с понижающимися концентрациями полезного компонента. Это один вариант.

Другой путь предполагает замену одного вида сырья другим. Наиболее типичным примером могут служить горючие полезные ископаемые: нефть, газ, уголь, горючие сланцы. Современная мировая энергетическая инфраструктура базируется главным образом на нефти. В 2000 году ее потребление достигло 4 млрд т в год. В ближайшие 15–20 лет предполагается увеличивать эту цифру ежегодно на 2,0–2,5 %. Если учесть бурно развивающиеся страны, такие как Китай, Индия, Бразилия, которые в последнее десятилетие резко увеличили свои потребности в энергоносителях, интенсивность добычи нефти будет возрастать в еще большей степени. Однако этому росту есть естественный предел. Из потенциальных нефтяных ресурсов мира (246,5 млрд т) уже добыто 110 млрд т. Ежегодный прирост запасов не восполняет убыль от отработки. Финал ясен. И современная тенденция в росте цен на нефть будет продолжаться и далее. Выход только один — в течение первой половины XXI века постепенно заменить нефть на уголь и горючие сланцы, запасов которых достаточно, по крайней мере на 250–300 лет.

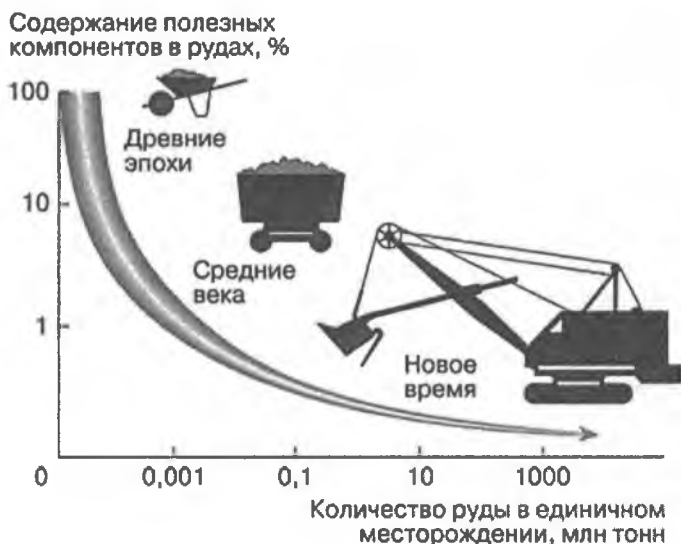


Рис. 15.12. Соотношение содержаний полезных компонентов в рудах и общей массы руд в разрабатываемых в различные исторические эпохи месторождениях полезных ископаемых

Третий вариант обеспечения мирового сообщества отдельными видами сырья обусловлен возникшими в XX веке экологическими проблемами. Извлечение огромных масс горных пород и руд из недр Земли существенно ухудшает экологическую обстановку. Это относится, прежде всего, к открытым разработкам — карьерам, в которых добывается большая часть железных, медных и других типов руд. Здесь намечаются два пути. Первый предполагает сокращение масштабов открытых разработок за счет увеличения подземной добычи. И второй путь — частичная замена подобных видов полезных ископаемых искусственными материалами, в частности пластмассами. Для некоторых элементов (U, Hg, Pb), отрицательно влияющих на экологию окружающей среды, ужесточаются меры контроля при отработке содержащих их месторождений. Создаются специальные технологии, ограничивающие попадание данных элементов в окружающие рудные объекты Земли и водоемы. В обоих способах решения проблемы охраны окружающей среды при горно-геологических разработках стимуляторами и ограничителями масштабов добычи загрязняющих природу видов полезных ископаемых являются все возрастающие потребности промышленного производства в данных типах сырья и все удорожающиеся мероприятия по комплексной охране окружающей среды. Разумное сочетание этих двух

главных тенденций возможно только путем установления мирового регулирующего механизма в развитии минерально-сырьевой базы.

Можно отметить, что мировая экономика в настоящее время в целом достаточно обеспечена минеральными ресурсами. Эта ситуация сохранится и на ближайшие годы. Однако жить только за счет минеральных ресурсов человечество не может. Следует иметь в виду, что за редчайшими исключениями минерально-сырьевой комплекс может обеспечить не более 5–10 % ВВП. Все остальное создает созидательная деятельность человека — развитие новейших технологий в промышленности и сельском хозяйстве. Наличие же этих ресурсов — подарок судьбы и хороший трамплин в современное общество. Опыт развитых стран показывает, что все они (США, Англия, Япония, Германия, Франция), прежде всего, максимально используют собственную минерально-сырьевую базу, а уж затем компенсируют недостающее сырье за счет экспорта. Простой пример: США, имея всего 1,9 % мировых запасов нефти и 3,4 % газа, ежегодно добывают 325 млн т нефти и 540 млрд м³ газа. В России сосредоточено 13 % мировых запасов нефти и 34 % газа, а уровень добычи обоих видов сырья в наших странах почти одинаков.

В настоящее время отсутствуют оптимизированные системы использования и развития минерально-сырьевой базы в рамках мирового сообщества. Существующие модели таких расчетов базируются на национальных приоритетах, методически несовершенны, и сделанные на их основе прогнозы практически не подтверждаются. Все они основаны на данных прошедшего времени и современного состояния и не учитывают особенностей грядущих событий. В дальней перспективе к середине XXI века недооценка роли геологии в экономике может привести к серьезным проблемам для всего общества.

Список рекомендованной литературы

- Абрамович И. И.* Металлогения. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2010. 328 с.
- Авдонин В. В., Бойцов В. Е., Григорьев В. М.* и др. Месторождения металлических ископаемых. М.: Академический проект, Трикта, 2005. 720 с.
- Зинчук Н. Н., Савко А. Д., Шевырев Л. Т.* Историческая минерагения: в 3 т. Т. 1. Введение в историческую минерагению. Воронеж: ВГПУ, 2005. 590 с.; Т. 2. Историческая минерагения древних платформ. 2007. 570 с.; Т. 3. Историческая минерагения подвижных суперпоясов. 2008. 622 с.
- Иванюк Г. Ю., Горяинов П. М.* и др. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС., 2009. 392 с.
- Козеренко В. Н.* Эндогенная металлогения. М.: Недра, 1981. 279 с.
- Кривцов А. И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 288 с.
- Летников Ф. А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1992.
- Магакьян И. Г.* Металлогения. М.: Недра, 1974. 304 с.
- Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
- Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. М.: Геокарт, 1995. 468 с.
- Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях / Ред. Г. Ф. Яковлев. М.: Недра, 1973. 256 с.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
- Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991.
- Старостин В. И.* Металлогения. М.: Изд-во МГУ, 2004. Часть I. 157 с.; Часть II, 133 с.
- Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.

Указатель провинций, металлогенических поясов, рудных полей и месторождений

- Абитибийский пояс (Канада), 45, 163, 227, 292, 321, 329, 333, 438
- Агатовое (Au, Ag, Россия), 333
- Агонозерское (Сг, Карелия), 197
- Айзу район (Cu, Япония), 524
- Аккермановское (Fe, Урал), 309
- Акчатаусский массив (W, Казахстан), 246
- Алакитское (Алакит-Мархинское) (алмазы, Якутия), 429
- Алгома (Fe, Швеция), 163
- Аллареченское (Cu-Ni, Кольский п-ов), 501
- Алмалык (Pb-Zn, Средний Тянь-Шань), 324
- Альмаден (Hg, Испания), 427
- Амброзия-Лейк (U, США), 426
- Андриамена рудное поле (Сг, Мадагаскар), 167, 195
- Апалачи, 199, 200, 206, 224, 226, 230, 235, 260, 425
- Аппалачский бассейн (Fe, США), 546
- Араша (Барсейру-ди-Араша), (U, Th, TR, Ta, Nb, Бразилия), 273, 282, 387, 390
- Аргайл трубка (алмазы, Австралия), 365, 399
- Атабаска район (U, Канада), 334, 344, 354, 359, 454, 546
- Атасуйский р-н (Fe, Mn, Pb, Zn, барит, Казахстан), 193
- Атлантис-II впадина (Cu, Pb, Zn, Красное море), 413-415
- Африканда (карбонатиты, Кольский п-ов), 502
- Багис Голд (Au, Филиппины), 331, 333
- Бакырчик (Au, Казахстан), 324
- Балей (Au, В. Забайкалье, Россия), 324, 327, 332, 339
- Батерст-Слейв (колчеданы, США), 227
- Бединго (Au, Австралия), 427
- Белозиминское (карбонатиты, Сибирь), 390
- Березовское (Au, Россия), 316, 324, 327, 332
- Беттс-Ков (колчеданы, Нью-фаундленд), 230, 526
- Биг-Стабби (Pb-Zn, Австралия), 222, 227, 439-441
- Бингхэм (Mo, Cu, США), 247, 426
- Бингхэм-Каньон (Cu-Mo, США), 324, 349, 352
- Благодатное (Pb, Zn, Россия), 323
- Блайд Ривер (U, Канада), 347, 361, 436
- Блява (Cu, Россия, Урал), 523
- Бодайбо (Au, Сибирь), 498
- Бокано-де-Вирилла (каменные соли, рапа, Мексика), 495
- Бокс (бокситы, Гвинея), 497
- Болиден (Cu, Швеция), 161, 164
- Большая Варака (Сг, Кольский п-ов), 198
- Больше-Токмакское (Mn, Украина), 190
- Ботуобинская (алмазы, Якутия), 400, 401
- Брансуик (Pb-Zn, Канада), 219, 230

- Брокен-Хилл (Pb, Zn, Ag, Австралия), 161, 164, 225, 229, 236, 448, 522
- Булькиза (Cr, Албания), 167, 201, 206, 310
- Бушвельд (хромиты, Ni, платиноиды, ЮАР), 119, 161, 164, 167, 188, 205, 293, 332, 338, 434, 455, 501
- Бушвельдский массив (Cr, ЮАР), 46, 59, 198, 260, 293, 445-6
- Вагаомоно район (Cu, Япония), 524
- Вайоминг район (штат) (U, V, США), 352, 492, 493
- Васильковское (каолин, Казахстан), 316, 323
- Великая Дайка (Cr, Зимбабве), 46, 167, 293, 434, 455, 456
- Верхнее оз. (Cu, США), 227
- Верхнекамский бассейн (калийные соли, Россия), 471
- Витватерсранд (Au, U, TR, Pt, алмазы, серный колчедан, ЮАР), 47, 161, 164, 292, 321, 327, 330, 345, 347, 358, 361, 436, 444-446
- Виханти-Пюхасалми рудный пояс (колчеданы, Финляндия), 228
- Войсис-Бэй (Cu, Ni, Канада), 295, 305-307
- Волго-Уральский бассейн (нефть и газ, Россия), 173, 505
- Волжский бассейн (горючие сланцы, Россия), 471
- Восточно-Грепландская провинция (Li, Be), 156
- Восточно-Европейский бассейн (каменные соли, Россия), 496
- Восточно-Сибирский бассейн (каменные соли, Россия), 496
- Вудлон (Pb, Zn, Cu, Ag, Австралия), 526
- Гай (Cu, Россия, Урал), 213, 215, 523
- Гейжу (полиметаллы, Ю. Китай), 258, 262, 265
- Горевское (Pb, Zn, Россия, Енисейский край), 161, 165
- Грут-Айленд (Mn, Австралия), 190, 191, 207
- Гуанахуато (Sn, Ag, Мексика), 97
- Гулинское (карбонатиты, Сибирь), 390, 393, 396, 513
- Гусевское (Fe, Ti, V, Россия, Урал), 181
- Дальнегорское (Pb, Zn, Россия), 224
- Дарасун (Au, Россия, Забайкалье), 324, 327
- Дачанг (Sn, Китай), 258, 262, 265
- Дегтярское (колчеданы, Урал), 213, 214
- Джезказган (Жесказган) (Cu, Pb, Zn, Казахстан), 124, 482, 484, 490
- Джидинское (W, Россия, Забайкалье), 247
- Джос плато (Nb, Ta, криолит, Нигерия), 262, 280, 433
- Днепровско-Донецкий бассейн (Донбасс) (уголь, нефть, газ, соли, Украина), 471, 487, 491, 508
- Добеле (Cr, Кения), 197
- Дукат (Au, Ag, Россия, Дальний Восток), 316, 333
- Дулут комплекс (Cu, Ni, США), 293
- Егерзунд (Fe, Ti, Норвегия), 165
- Есеевское (апатит, Fe, Россия), 390
- Западно-Европейский бассейн (каменные соли), 496
- Западный Каражал (Mn, Казахстан), 193

Зыряновское (колчеданы, Рудный Алтай), 219

Йилгарн район (Австралия), 177, 321, 329, 439–442

Имени Гриба трубка (алмазы, Россия), 382, 393, 400

Инагли (Cu-Ni, Алданский щит), 302, 433, 513

Интернациональная (алмазы, Якутия), 400

Йоко-Давыденское (Cu-Ni-Pt, Сибирь), 501

Ирано-Пакистанский бассейн (каменные соли), 496

Исуа (Fe, Гренландия), 45, 163, 167, 171, 195

Итагата (U, Бразилия), 345

Каджаран (Cu, Mo, Армения), 325

Калахари (Mn, ЮАР), 190

Калгурли (Au, Австралия), 45, 159, 164, 173, 188, 205, 332, 333, 338, 440

Камбалда (Cu, Ni, Pt, Австралия), 47, 159, 292, 321, 440, 501

Канадско-Гренландский щит (U, Cu, Pb-Zn, Au), 154, 156

Кара-Богаз-Гол (соли, рапа, Туркменистан), 494

Каражал (Pb, Zn, барит, Казахстан), 193

Карамкен (Ag, Au, Россия, Северо-Восток), 333

Каратауская провинция (фосфориты, Казахстан), 124, 436

Каратауский рудный район (Pb, Zn, Казахстан), 77

Карлин (Au, США), 324, 333

Каромоджа (Cr, Уганда), 197

Катугинское (редкие металлы, Россия), 303, 459

Кацдаг (колчеданы, Азербайджан), 217

Качканарское (Fe, Ti, V, Россия, Урал), 181, 514

Кеми (Cr, Финляндия), 167, 197

Кемпирсай (Cr, Казахстан), 52, 167, 201, 206, 310

Кемпирсайская группа (Cr, Казахстан), 200

Керр д'Ален (Au, Ag, Канада), 426, 441

Керченский бассейн, месторождение (Fe, Россия), 471

Кидд-Крик (колчеданы, США), 227

Ки-Лейк (U, Канада), 354, 436

Кимберли (алмазы, Северная Австралия), 179, 383

Кинг-Айленд (W, Австралия), 418

Кингашское (Cu-Ni-Pt, Сибирь), 301, 302

Кируна (Fe, Швеция), 163

Кирунаваара (Кируна) (Fe, Швеция), 180

Клаймакс (W, Mo, США), 426

КМА (Fe, Россия), 47, 161, 164, 170, 171, 173, 174, 177–179, 188, 205, 443, 469, 496

Кобальт (Co, Ag, Au, Ni, Канада), 334, 339, 344

Ковдор (Fe, Nb, Zr, флогопит, апатит, вермикулит, Россия), 119, 121, 387, 389–398, 433, 502

Кокчетавский срединный массив (Казахстан), 258, 323, 353, 365–368

Колар (Au, Индия), 45, 159, 164, 321, 327, 332, 338, 439, 441

Колорадо плато (U район, США), 224, 356, 360, 426, 506, 434

Коршуновское (Fe, Россия), 434

Костомукшское месторождение (Fe, Россия), 164, 316

Коунрад (Mo, Cu, Казахстан), 245–246

- Кочкарское месторождение (Au, Россия, Урал), 324, 327, 332
- Крандон (колчеданы, Канада), 228
- Кривой Рог (Fe, Украина), 161, 164, 450, 468, 469
- Криворожский бассейн (Fe, Украина), 83, 448–450
- Криворожско-Кременчугская зона (Fe, Украина), 178, 353, 448, 450, 451
- Кугдинское (Fe, Ti, Россия), 390
- Кумдыкольское (алмазы, Казахстан), 368
- Кураминская зона, рудный район (полиметаллы, Средняя Азия), 224, 246
- Куроко (Cu, Япония), 120, 217–219, 336, 524, 526
- Кусинское (Ti, Fe, V, Россия), 165
- Лаго (Сг, Сьерра-Леоне), 195
- Лауренс Ривер (Fe, Ti, Канада), 165
- Леккен (Cu, Норвегия), 522
- Леннос-Файд (Pb-Zn, Австралия), 227
- Лермонтовское (Sn, Россия), 418
- Линейное (колчеданы, Россия), 217
- Ловозеро (Nb, TR, Россия), 280, 352
- Лонгбан (Fe, Швеция), 185
- Люлекоп (апатит, Fe, ЮАР), 502
- Майхура (Sn, Bi, W, Киргизия), 246
- Мак-Артур (колчеданы, Австралия), 217
- Манитоба район (Канада), 200
- Марампа (Fe, Африка), 178
- Матагами (колчеданы, Канада), 213
- Маттиби (колчеданы, Канада), 213
- Маунт-Айза (Pb-Zn, Австралии), 217, 225, 229, 236, 436
- Маунтин-Пасс (TR, Th, Канада), 282, 286, 391
- Маунт-Кейт (Ni, Австралия), 440, 501
- Мегген (колчеданы, Германия), 217
- Меренского риф (Pt, ЮАР), 198, 293, 501
- Мертвое море (каменные соли, рассолы, Иордания), 285, 494, 495
- Минас Жерайс (Fe, Au, Бразилия), 167, 191, 358
- Мирнинское (алмазы, Якутия), 385, 429
- Миссисипская долина (Pb, Zn, США), 102, 156, 435
- Миссури район (Pb, Zn, США), 490, 491, 541
- Михайловский рудник (Fe, Россия), 468
- Михайловское (Fe, Россия), 164
- Моанда (Fe, Mn, Габон), 190, 191
- Мурунтау (Au, Узбекистан), 323, 327, 427, 448
- Наманго (карбонатитовая лава, Африка), 389
- Никопольская провинция (Mn, Украина), 470–472
- Никопольское месторождение (Mn, Украина), 190, 191, 193, 207, 472, 492
- Ново-Учалинское (колчеданы, Урал), 154
- Норанда (колчеданы, Канада), 213, 228, 244
- Норильск (Cu, Ni, Pt, Россия, Восточная Сибирь), 48, 119, 162, 273, 294–300, 308–310, 401, 434, 501, 513

- Нью-Альмаден (Hg, Испания), 426
- Ньюфаундленд (Вабана) (Fe, Канада), 199, 230, 360, 411, 522
- Одихинча (флогопит, Африка), 390
- Озерное (Pb, Zn, Россия, Восточная Сибирь), 161
- Оленегорское (Fe, Россия), 163, 316
- Олимпиадинское (Au, Сибирь), 323, 332, 339
- Олимпик-Дэм (Cu, Au, U, Австралия), 147, 321, 323, 325, 332, 338
- Оутокумпо (колчеданы, Финляндия), 164, 228, 332, 338, 522
- Пайн-Пойнт район (Pb, Zn, Канада), 490
- Палабора (Cu, апатит, ЮАР), 193, 207
- Парнокское (Mn, Россия), 141, 150
- Персидский залив (рассолы), 494
- Печенега (Cu-Ni, Россия), 47, 161, 164, 293, 301, 434, 457, 458, 501
- Пиритовый пояс (Испания и Португалия), 213, 324, 417, 524, 526
- Подольское (колчеданы, Урал), 213
- Поркьюнайн (Au, Канада), 45, 441
- Потоси (Sn, Ag, Боливия), 258, 336, 426
- Прииртышский рудный район (Pb, Zn, Россия), 526, 527
- Прикаспийская нефтегазовая провинция (Россия), 173, 470, 471
- Приуральский прогиб (соли, Россия), 495
- Пшибрам (U, Pb, Zn, Чехия), 335
- Рай-Из (Сг, Северный Урал), 200
- Рам-Джангл район (U, Австралия), 354
- Раммельсберг (Cu, Pb, Zn, Германия), 120
- Ред-Дог (колчеданы, США), 217, 225
- Рейнджер (U, Австралия), 354, 452
- Рейнский грабен (каменные соли, Германия), 496
- Ректор (Fe, Швеция), 180
- Риддер-Сокольное (колчеданы, Рудный Алтай), 219
- Рио Тинто (Cu, Испания), 161
- Рондония (Ta, Nb, Бразилия), 433
- Рудный Алтай провинция (полиметаллы, Россия), 77
- Руттан (колчеданы, Канада), 228
- Садбери (Cu, Ni, Co, Pt, Канада), 47, 109, 119, 161, 164, 293, 301, 501
- Салаир (витерит, Россия), 77, 514
- Салливан (Pb, Zn, Канада), 217, 225, 334
- Сальсинь (Au, Франция), 332
- Сарановская группа (Сг, Урал), 200
- Сарановское (Сг, Россия), 201
- Саскачеван (К-соли, Канада), 354, 359
- Сафьяновское (колчеданы, Урал), 213, 214
- Селукве (Сг, Зимбабве), 167, 195
- Сибай (Cu, Россия, Урал), 213, 417
- Сигар Лейк (U, Канада), 454
- Сигуаншань (Sb, Hg, флюорит, Китай), 427

- Сокли (Nb, Финляндия), 387, 390
 Сорское (Cu, Mo, Россия), 245
 Стиллаутер (Cr, Pt, США), 195, 197, 292, 293, 455
 Стрельцовское рудное поле, узел (U, Россия), 342, 350, 429
 Сулливан (полиметаллы, Канада), 229, 236, 259, 436
 Сульфур-Спринг (колчеданы, Австралия), 227
 Сухой Лог (Au, Россия, Восточная Сибирь), 317, 319, 324, 327, 448
 Сьюпириор провинция (колчеданы, С. Америка), 227, 228, 321, 381, 439
 Таджикская депрессия (нефть, газ, Таджикистан), 99, 253, 254
 Таежное (Fe, B, Россия), 302
 Талнах (Ni, Co, Pt, Россия, Восточная Сибирь), 294, 297, 299, 300, 305, 309
 Тарква (Au, Гана), 321, 358
 Текели (Pb, Zn, Казахстан), 217
 Тикозеро (Cr, Кольский п-ов), 198
 Тимано-Печорская нефтегазовая провинция (Россия), 505
 Тинтик (Pd, Zn, США), 224, 426
 Томтор (TR, Nb, Россия), 282, 393, 396
 Тродос массив (Кипр), 203, 411, 522, 526
 Тырнауз (Mo, W, Россия, Кабардино-Балкария), 105, 106, 248, 261, 269, 418
 Удокан (Cu, Россия, Восточная Сибирь), 47, 77, 165, 303–305, 436, 444, 446, 447, 459, 490
 Удско-Шантарский рудный район (Fe, Mn, Сибирь), 180, 181
 Узельгинское (колчеданы, Урал), 213
 Уради рудный район (Fe, Mn, штат Байя, Бразилия), 193
 Уруп (Cu, Россия, Кавказ), 523
 Учалинское (колчеданы, Урал), 213
 Ушкатын-3 (Mn, Казахстан), 193
 Федорово-Панское (Cu-Ni-Pt, Кольский п-ов), 513
 Филизчай (колчеданы, Азербайджан), 217
 Фискенессетский комплекс (Cr, Гренландия), 167, 195
 Флин-Флон (колчеданы, Канада), 228
 Фрайберг (Pb, Zn, Германия), 332
 Франклин (Fe, Нью-Джерси, США), 154, 185
 Фуказава (Pb, Zn, Cu, Ag, Япония), 526
 Хаммерсли бассейн (Fe, Австралия), 47, 164, 170, 177, 178, 188, 205, 374, 439
 Хандизинское (колчеданы, Киргизия), 219
 Харловское (Fe, Ti, Россия), 181, 183–185
 Хибинский массив, Хибины (апатит, нефелин, TR, Россия), 280, 396, 398, 433
 Хокуроку район (Si, Япония), 524
 Холоднинское (Pb, Zn, Россия), 161, 165, 217, 218, 236
 Хоумстейк (Au, США), 161, 321
 Хуан де Фука острова («черные курильщики»), 331
 Цехштейповый бассейн (Cu, каменные соли, Центральная Европа), 241, 481, 482

Чаттануга (металлоносные сланцы, США), 241, 359

Чиатурское (Мп, Грузия), 190, 191, 431, 492

Чинейский массив (V, Россия, Сибирь), 302, 303, 305, 447, 514

Чуки-Камата (Cu, Mo, Чили), 426

Чу-Сарысуйский район (U, редкие металлы, Казахстан), 124, 493

Шинколобве (U, Заир, Замбия), 273, 346

Шинсава (Pb, Zn, Cu, Ag, Япония), 526

Шичжуюань (W, Sn, F, Mo, V, Ю. Китай), 267, 269

Элиот-Лейк (U, Канада), 161, 165, 345

Эль Айс (Cr, Саудовская Аравия), 198

Эльдорадо (U, Канада), 345

Эль-Теньенте (Cu, Чили), 426

Эргани-Маден (Cu, Турция), 522

Юбилейная кимберлитовая трубка (алмазы, Россия, Якутия), 399

Юбилейное (колчеданы, Урал), 213

Учебное издание

Виктор Иванович Старостин

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*Учебник
2-е изд., испр. и доп.*

Зав. редакцией *Игнатова Е. С.*
Ведущий редактор *Климкин М. С.*
Корректор *Федотова А. Л.*
Художник *Терехова Г. Д.*
Компьютерная верстка *Луценко Н. Ю.*

Директор издательства *Чепыжов В. В.*

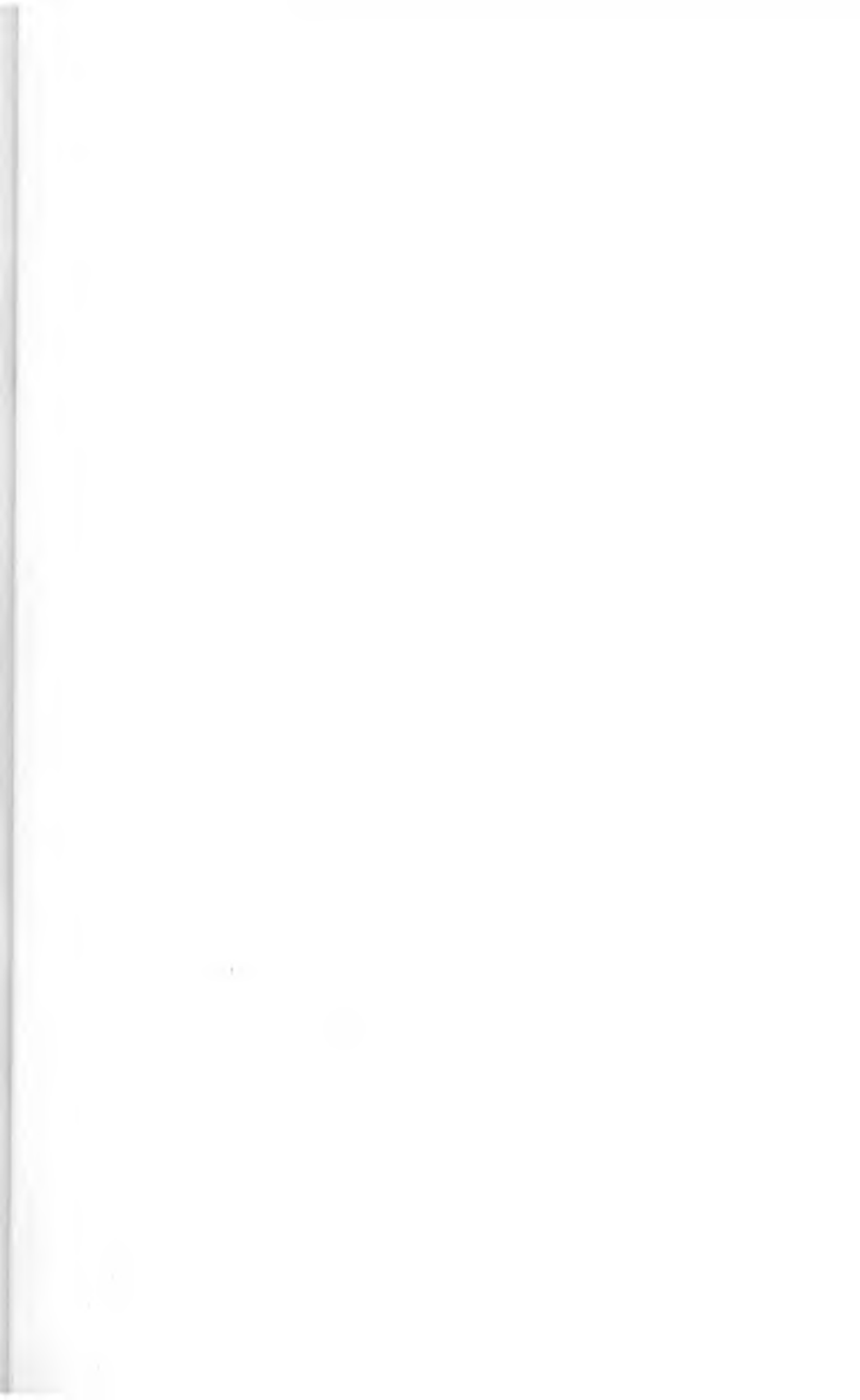
ISBN 978-5-98227-842-5



Подп. в печать 19.12.2011
Формат 60×84/16. Бумага офсетная
Гарнитура «PeterburgС». Печать офсетная
Усл. печ. л. 45,5. Тираж 500 экз. Заказ № Т-010-12

ООО «Издательство «КДУ», 119234, г. Москва, а/я 587
Тел./факс: (495) 939-57-32, 939-44-91
[Http://www.kdu.ru](http://www.kdu.ru). E-mail: kdu@kdu.ru

Отпечатано в типографии КДУ
Тел./факс: (495) 939-44-91 E-mail: press@kdu.ru





В. И. СТАРОСТИН

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

В учебнике рассмотрены предмет, задачи и главные разделы металлогении. На основе современных теорий образования и эволюции Земли описаны закономерности формирования металлогенических провинций и глобальных поясов на нашей планете. Дана количественная оценка рудного потенциала земной коры на разных этапах ее развития. С учетом новых концепций глубинной петролого-геохимической дифференциации вещества Земли охарактеризованы процессы первичного грандиозного пика рудообразования в раннем докембрии и оценены масштабы рециклинга минерального вещества в последующей геологической истории. Дан анализ эволюционной металлогении основных типов месторождений полезных ископаемых.

С позиции концепции тектоники литосферных плит рассмотрены основные проблемы региональной, исторической, специальной и прикладной металлогении.

Для студентов геологических вузов направления «Геология и разведка полезных ископаемых».

