

Е.А.РАДКЕВИЧ

**РЕГИОНАЛЬНАЯ  
МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Е.А.РАДКЕВИЧ

# РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

4866



Москва "Недра" 1987



Радкевич Е.А. Региональная металлогения. — М.: Недра, 1987, с. 256, ил.

Дан обзор металлогении регионов различных типов — щитов, геосинклинально-складчатых сооружений позднедокембрийского, палеозойского и мезо-кайнозойского возраста и областей их активизации, рассмотрены типы металлогенических провинций, областей и зон, закономерности их пространственного размещения. Освещены общие проблемы металлогении в свете современных тектонических представлений. Рассмотрены вопросы генезиса месторождений полезных ископаемых в связи с тектоникой, магматизмом, литологией вмещающих пород. Описаны методы составления металлогенических карт, показана роль металлогенического анализа при экономическом планировании, разработке проблем комплексного использования минерального сырья.

Для научных работников — металлогенистов, тектонистов. Представит интерес для геологов-производственников.

Ил. 51, список лит. — 49 назв.

Рецензент: *И.Н. Томсон*, д-р геол.-минер. наук  
(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии)

## НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Екатерина Александровна Радкевич

## РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Редактор издательства *Л.С. Цаплина*  
Переплет художника *Ю.Г. Асафова*  
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*  
Технический редактор *Н.С. Анашкина*  
Корректор *Л.В. Сметанина*  
Оператор *Е.Р. Левочкина*  
ИБ 6503

---

Подписано в печать 14.04.87. Т—11012. Формат 60×88<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная № 4.  
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура "Универс". Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,68. Усл.кр.-отт. 15,68. Уч.-изд.л. 17,88. Тираж 1900 экз.  
Заказ 6165/845—2. Цена 3 руб.

---

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",  
125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО "Первая Образцовая типография имени А.А. Жданова" Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
113054, Москва, Валовая, 28.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга посвящена краткой сравнительной характеристике металлогенических провинций мира — платформенных и складчатых областей. При написании ее использован большой литературный материал: крупные обобщения по обширным территориям СССР — К.Б. Ильина, Средиземноморскому поясу — Г.А. Твалчрелидзе, Тихоокеанскому поясу — Е.А. Радкевич и М.И. Ицксона, древним докембрийским массивам — Л.И. Салопа, Я.Н. Белевцева, Т.В. Билибиной, А.М. Смирнова, а также личные наблюдения автора, проводившей работы в рудных районах СССР и знакомившейся с зарубежными рудными районами во время геологических экскурсий (КНР, КНДР, Канада, Мексика, Япония, страны Восточной и Центральной Европы).

Большие затруднения при написании книги вызвала неоднородность методического подхода к анализу металлогении: у одних авторов — строгое соответствие методам Ю.А. Билибина с разделением комплексов месторождений по этапам развития (Г.А. Твалчрелидзе, К.Б. Ильин), у других — принцип выделения металлогенических зон по тектоническому признаку. Соответственно неодинаковы и условные обозначения месторождений, для которых в большинстве случаев приняты обозначения по минеральному составу месторождений, как это предлагает К.Б. Ильин. В других случаях приводится обозначение формационных типов (Г.А. Твалчрелидзе). Унифицировать эти данные было невозможно без нарушения авторских идей.

Большой раздел книги посвящен металлогении различных металлов. В заключение анализируется приведенный металлогенический материал, рассматриваются общие закономерности размещения месторождений, эволюция процессов рудообразования и общие вопросы рудогенеза.

Автор признателен за ценные советы и предложения, сделанные в процессе подготовки книги, О.Н. Бабич, А.М. Смирнову, М.И. Диденко, И.Г. Малковой и другим коллегам по Дальневосточному геологическому институту.

## ЧАСТЬ I

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАТФОРМ

В ядрах платформ — кристаллических щитах — мы находим древнейшие месторождения, начиная с катархея (3,8 млрд. лет) и образований последующих эпох до современных включительно, связанные с неоднократной тектоно-магматической активизацией. Древнейшая металлогения щитов имеет свои особенности. Это повсеместное распространение железистых кварцитов — главного источника железных руд, магматических месторождений хрома, никеля, платины, титана, разнообразных пегматитов — источников редких металлов, редких земель, а также гидротермальных месторождений свинца и цинка, уникальных золотых россыпей и др. Для поздних этапов активизации характерны месторождения редких земель и редких металлов, связанные с ультраосновными щелочными породами и карбонатами, приуроченными к глубинным разломам. Изучая металлогению древнейших комплексов, можно проследить эволюцию процессов, протекавших по мере развития земной коры и мантии. Отмечаются и различия платформ по геологическому строению, истории развития и металлогении. Это особенно заметно при сравнении северных платформ — Сибирской, Русской, Северо-Американской — частей некогда единого материка Лавразии и южных платформ — Южно-Американской, Африканской, Индостанской, Австралийской — фрагментов расколовшегося южного материка Гондвана, которые, несмотря на их разобщенность, имеют признаки былой связи.

#### ГЛАВА 1 РУССКАЯ ПЛАТФОРМА

Русская платформа в значительной части сложена платформенным чехлом. Кристаллическое основание вскрывается на севере — в Балтийском щите, в центре — в Воронежском массиве (КМА) и на юге — в Украинском щите. С помощью геофизических данных устанавливаются общие черты строения фундамента и на участках платформы, перекрытых платформенным чехлом.

Кристаллические щиты характеризуются субмеридиональным и северо-западным направлением структур. В ядрах их вскрываются архейские комплексы, а в наложенных трогах — протерозойские.

На территориях, перекрытых чехлом, по геофизическим данным, тоже устанавливаются крупные положительные структуры — склон: Балтийского щита на севере, Окско-Волжский массив на востоке, Волыно-Подольский, Кировоградский и Приазовский на юге Украинского щита.

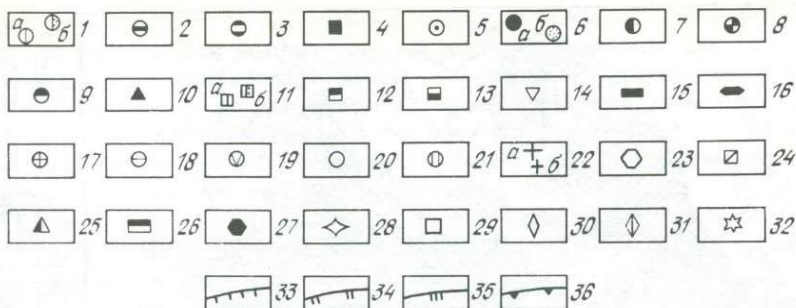


Рис. 1. Условные обозначения месторождений полезных ископаемых [8]:

1 – золото (а – коренные, б – россыпные); 2 – ртуть и сурьма; 3 – мышьяк, висмут; 4 – кобальт, никель; 5 – молибден; 6 – олово (а – коренные, б – россыпные); 7 – вольфрам; 8 – свинец и цинк; 9 – медь; 10 – железо; 11 – титан (а – коренные, б – россыпные); 12 – хром; 13 – платина; 14 – тантал, ниобий; 15 – марганец; 16 – алюминий; 17 – магнетит; 18 – асбест; 19 – тальк; 20 – барит; 21 – флюорит; 22 – алмазы (а – коренные, б – россыпные); 23 – слюда; 24 – литий, бериллий; 25 – высокоглиноземистые сланцы; 26 – фосфор; 27 – пирит; 28 – редкометалльные карбонатиты; 29 – редкометалльные гидротермальные; 30–31 – пегматиты: 30 – керамические и слюдоносные; 31 – редкометалльные; 32 – бирюза и драгоценные камни. *Контуры геосинклинальных зон разных стадий развития: 33 – геосинклинальной, 34 – складчатости, 35 – позднеорогенной и посторогенной, 36 – активизации*

Архейские массивы разделяются протерозойскими складчатыми зонами синклинирного и антиклинирного строения. В средней части Русской платформы, где платформенный чехол имеет значительную мощность (Московская синеклиза) по направлению осей магнитных аномалий, устанавливаются широтные структурные элементы, отражающие крупную поперечную зону.

### Балтийский щит

В.Е. Хаин в пределах Балтийского щита выделяет пять мегаблоков: 1) Кольско-Беломорский, 2) Беломорский, 3) Карельский, 4) Свекофеннский, 5) Южно-Скандинавский. С северо-запада Балтийский щит ограничен каледонской складчатой зоной, охватывающей западную половину Скандинавского полуострова (рис. 1, 2).

Большая часть территории Балтийского щита, за исключением Свекофеннского блока, сложена архейскими гнейсами с проявлением метаморфизма гранулитовой фации. В этом древнейшем комплексе в Кольском мегаблоке известны толщи раннего архея или катархея, позднего архея – в Беломорском и Карельском блоках. Эти древние комплексы в основном сложены серыми плагиогнейсами [15, 18, 20]:

Металлогенический анализ восточной части Балтийского щита нахо-

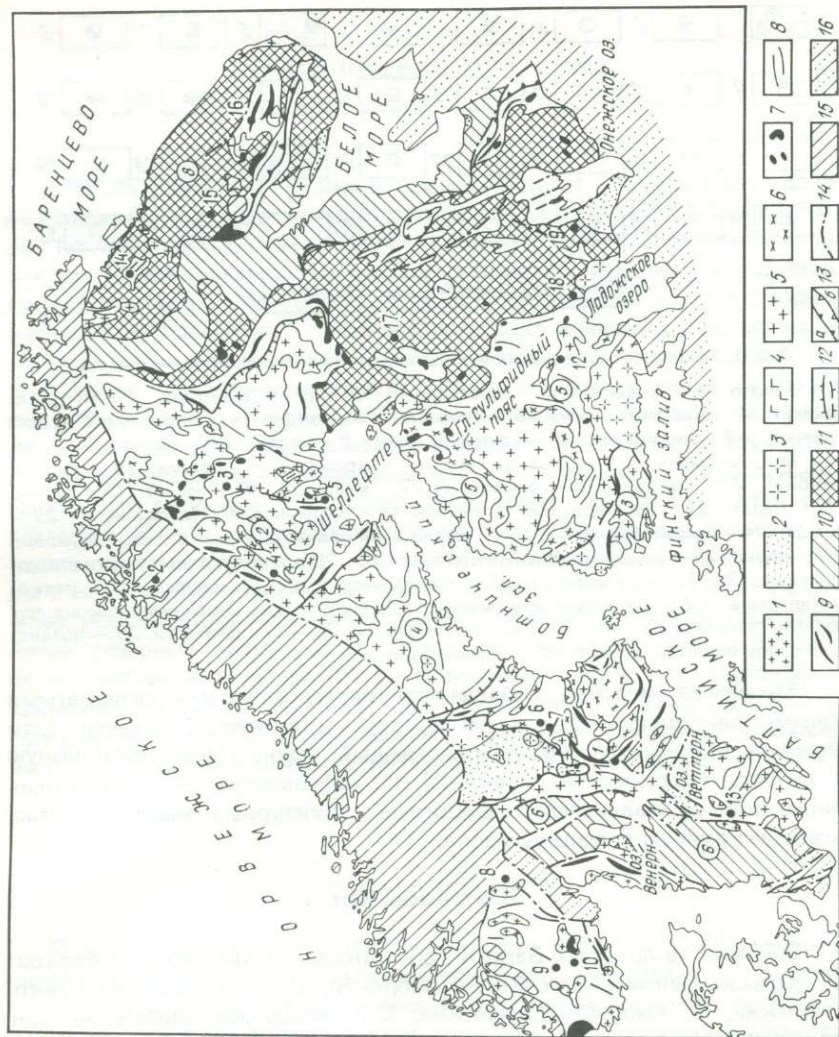


Рис. 2. Тектоническая схема Балтийского щита. Составлена на основе тектонической карты Евразии, 1966 г. с элементами металлогении:

1 — анорогенные рифейские гранитоиды; 2 — осадочно-вулканогенные образования ютния; 3 — граниты ютния (рапакиви); 4 — щелочные интрузии карелид; 5 — граниты карелид; 6 — гнейсовидные граниты карелид; 7 — основные интрузии; 8 — простираения верхних карелид; 9 — простираение нижних карелид; 10 — беломориды; 11 — саамиды и древнейший докембрий нерасчлененные; 12 — границы

дим в работе В.З. Негруцы [16]. В.З. Негруце отмечает, что древнейшие породы этапа саамид, возраст которых достигает 3500 млн. лет, сохранились в виде сильно переработанных изолированных фрагментов в областях поднятий и тектонически пассивных областях с симатической корой. Первые специализированы на сидерофильные, вторые — на халькофильные элементы, что, видимо, нашло отражение и в более молодых наложенных на них комплексах.

В следующий этап (мегацикл) — лопий (3500–2700 млн. лет), по данным В.З. Негруце, произошла стабилизация земной коры и дифференциация ее с обособлением: 1) плит — источников сноса или подводных выступов гранитной коры; 2) склонов плинг с накоплением продуктов переотложения кор выветривания; 3) вулканотектонических областей: а) на гранитоидной коре (железные руды, редкометаллическая специализация), б) на базальтовой и переходной коре (серно- и медноколчеданные руды); 4) межглыбовых тектонических "желобов" с турбидитным пелагическим осадконакоплением (железо-марганцовое и полиметаллическое оруденение). Лопийский мегацикл завершился складчатостью, метаморфизмом, гранитизацией. После него была длительная эрозия.

Начало карельского мегацикла, длившегося с 2700 по 1650 млн. лет, отмечено деструкцией консолидированной коры. К этому этапу, в частности, относится образование прогибов с пелагическим осадконакоплением, последующим образованием в процессе ультраметаморфизма редкометаллических и слюдяных пегматитов. В шовных рифтогенных структурах возникли вулканотектонические пояса, где проявились медно-никелевые, железо-ванадиевые и хромитовые руды в связи с массивами основных и ультраосновных пород.

Метаморфические древние толщи комплекса саамид вскрываются в двух блоках (рис. 3) в восточной части Балтийского щита — в Карельском и Мурманском, — разделенных зоной беломорид северо-западного направления, развившейся на месте прогиба с пелагическим

---

нижних и верхних карелид, 13 — границы наложенных впадин: а — верхних карелид, б — иотния; 14 — разломы; 15 — байкалиды и каледонииды; 16 — нижнепалесзойский чехол Русской платформы. Цифры в кружках: антиклинории: 1 — Свеваланд, 2 — Кируна — Ардвисьяур; 3 — Южно-Финляндский; синклинории: 4 — Центрального Норланда, 5 — Центрально-Финляндский; массивы: 6 — Южно-Шведский, 7 — Карельский, 8 — Мурманский. Месторождения: 1 — Кируна (Fe), 2 — Сулихельма (Cu), 3 — Атик (Cu), 4 — Болиден (Pb), 5 — Шелефте — зона колчеданных руд, 6 — Фалун (Pb-Zn, -Cu), 7 — район Бергегаген (Fe), 8 — Конгсберг (Ag), 9 — Кнабен (Mo), 10 — Бамбле (Fe), 11 — Оммеберг (Pb-Zn), 12 — Оутокомпу (Cu), 13 — Таберг (Fe-Ti), 14 — Печенга (Cu-Ni), 15 — Монча (Cu-Ni), 16 — Хибинь (P), 17 — Костамукша (Fe), 18 — Питкяранта (Sn, Cu), 19 — Пудожгора (Fe, Ti)

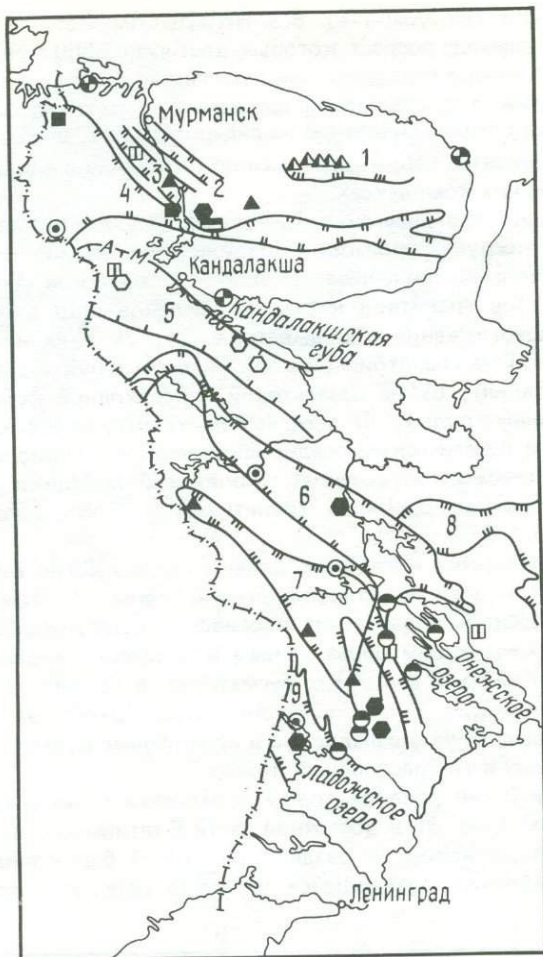


Рис. 3. Металлогенические зоны восточной части Балтийского щита [8] (Усл. зн. см. на рис. 1):

- 1 — Кейвская, AR-PR<sub>1</sub> (Al); 2 — Мурманская, AR-PR<sub>1</sub> (Fe); 3 — Заимандровская, AR-PR<sub>1</sub> (Ti, Fe); 4 — Имандра — Варзугская, PR<sub>1</sub> (Cu, Ni, Co); 5 — Беломорская, AR-PR<sub>1</sub> (Al); 6 — Хаутоваро-Парандовская, PR<sub>1</sub> (Mo); 7 — Гимольско-Костамукшская, AR<sub>1</sub>-PR<sub>1</sub> (Fe, Cu); 8 — Ветряного пояса, AR-PR<sub>1</sub> (Fe); 9 — Сартавальская, PR<sub>1</sub> (Sn, Cu, Mo)

осадконакоплением архейского возраста [34]. В северной полосе саамид локально обособлены узкие зоны северо-западного направления, сложенные амфиболитами и приуроченными к ним железистыми квар-

цитами. Возраст железорудной формации определен в 2600 млн. лет. Из железорудных месторождений этого комплекса наиболее известны Костамукша, Оленегорское, Кировское, Комсомольское, 15-й годовщины Октября, Бауманское. Все они приурочены к нижней части толщи, которая протягивается в северо-западном направлении от оз. Имандра. Железистые кварциты перемежаются с оруденелыми роговообманково-пироксеновыми скарнами. Зоны позднеархейских вулканитов, приуроченных к разломам, включают медно-колчеданные месторождения (Парандово, Хаутовара).

В Мурманском блоке в раннепротерозойское время вдоль Печенго-Варгужской зоны разломов северо-западного направления получили развитие основные вулканиты, сопровождаемые габброидами и ультраосновными породами. С этим комплексом связаны медно-никелевые месторождения Печенга и Мончегорск. Источниками металлов были глубинные очаги основной магмы. До глубины 12 тыс. м проявлены рудные прожилки среди плагиогнейсов архея, подстилающих нижнепротерозойские метавулканиты. Месторождения приурочены к расслоенным лополитовым телам преимущественно габбро-верлитовой формации. Стратиформные залежи медно-никелевых магматических руд находятся среди ультраосновных пород ранней фации, залегающих в нижней части разреза лополитов. Никеленосные плутоны локализируются на изгибах подвижной зоны [8].

Таким образом, устанавливается унаследованный фемический профиль минерализации этого блока, что и отличает его от расположенной южнее Беломорской зоны.

С зоной беломорид, протягивающейся согласно направлению общих структур Кольского полуострова в северо-западном направлении на расстояние до 600 км, связан свой комплекс полезных ископаемых. В ее пределах широкое развитие получили терригенные отложения, смятые в крутые складки и интенсивно метаморфизированные. В процессе складчатости и ультраметаморфизма широко проявились граниты, возникшие путем гранитизации терригенных пород.

Широко развиты в этой зоне разнообразные гнейсы и гранито-гнейсы, а в верхней части разреза — кианитовые и силлиманитовые гнейсы, к которым приурочены месторождения высокоглиноземистого сырья.

Особенность беломорского комплекса — широкое развитие в нем пегматитов, образующих согласные линзовидные тела в метаморфической толще. Пегматиты включают мусковит и представляют интерес как источник керамического сырья. Возраст пегматитов определяется как архейский.

Своеобразный комплекс месторождений проявлен в Ладожском блоке синклиального типа, где вскрываются массивы гранитов рапакиви, возраст которых 1,9 млрд. лет, сопровождающиеся олово-вольфрамоносными скарнами (Питкяранта).

Особые металлогенические черты имеет обширный Свекофеннский блок, занимающий юго-западную половину Скандинавского полуострова и Финляндии. Особенность этого блока — развитие ниже-среднепротерозойских эвгеосинклинальных комплексов. В отличие от восточной части щита древний архейский гранито-гнейсовый фундамент здесь не вскрыт. Геосинклинальные вулканогенно-осадочные толщи метаморфизованы в основном в амфиболитовой фации и интенсивно деформированы. В этой области отмечается обилие различных метавулканитов — основных (спилиты) и кислых, принадлежащих к спилито-кератофировой формации, а также мощных граувакк. Характерная особенность блока — его интенсивная гранитизация (возраст гранитов от 1900 до 1500 млн. лет). Свообразны и структуры мегаблока с петлеобразными очертаниями, возможно обусловленными, как предполагает В.Е. Хаин, влиянием гранитных массивов (куполов древнего основания).

В металлогеническом отношении Свекофеннский блок характеризуется проявлением колчеданно-полиметаллических руд (Болиден, Фалун и др.). Руды представлены вкрапленниками в метаморфических толщах, относятся к типу "фальбандов". С основными интрузивными телами связаны проявления ликвационно-магматических месторождений железо-титановых руд (тип Кируна).

Особенности металлогении имеет Южно-Скандинавский блок, где снова выступают древнейшие породы фундамента. Он сложен архейскими и протерозойскими толщами и включает оруденение, различное по составу и возрасту. К наиболее древним докембрийским месторождениям относятся так называемые фальбанды типа Конгсберга с серебряным оруденением. В интенсивно метаморфизованных магматических породах (полосчатых гнейсах) встречаются импреньция и жилки серебросодержащих руд.

Главный рудный минерал — самородное серебро, реже аргентит. Прочие рудные минералы — сульфиды, арсениды никеля и кобальта — встречаются в незначительном количестве. Это месторождение явно имеет докаледонский возраст и, возможно, является позднеорогенным, связанным с аутометаморфизмом. В этом районе отмечаются никеленосные магнетито-колчеданные месторождения в габброидах (Бамбле), сульфидные импреньции в амфиболитах с кобальтовыми рудами (Модум), многочисленные ликвационно-магматические железорудные месторождения с магнетитом или гематитом и скарновыми минералами (Арендал).

Особый тип представляют собой месторождения, связанные с гранитами формации Телемарк к западу от формации Конгсберг. Некоторые из них, возможно, являются посторогенными образованиями докембрия. К ним относятся и высокотемпературные пневматолито-гидротермальные меднорудные жилы формации Телемарк с турмалином, мусковитом, образующие переходы к молибденитовым жилам, а также к золото-висмутовым жилам. Представитель этой группы — месторож-

дение Амдаль. Широко развиты сходные с этим типом месторождения собственно молибденовые, связанные часто с грейзенами, а также сопровождающиеся вольфрамовыми проявлениями (Орздаль). Наиболее известно из них Кнабен — молибденовое месторождение. Широко распространены в этом блоке железо-титановые месторождения, ассоциирующие с габброидами. Безрудно только Южно-Норвежское спарагмитовое поле.

Свой комплекс минерализации характерен для каледонской геосинклинали, протягивающейся в северо-западной половине Скандинавского полуострова. Особенно типичны многочисленные колчеданные месторождения, связанные с основными вулканитами (базальтами) начального этапа развития эвгеосинклинали, которые сконцентрированы в прибрежном вулканическом поясе.

Оторвано по времени образование магматических пород в грабене Осло, где в связи с гранитными массивами в их контактовых ореолах развиты разнообразные месторождения (полиметаллические и др., описанные в работе В.М. Гольдшмидта).

Активизация каледонских движений на Кольском полуострове сопровождалась внедрением вдоль разломов северо-западного направления массивов ультраосновных щелочных пород со сложным комплексом апатито-редкометалльной минерализации.

Щелочные интрузии сопровождаются метасоматитами (фенитизацией), а также своеобразными породами типа кальцитовых и доломитовых карбонатитов. Месторождения заключают сложную минерализацию: фосфориты, ниобиевое и циркониевое оруденение, редкие земли. Рудоносные массивы представляют собой близповерхностные образования с характерной кольцевой структурой. Они сопровождаются мощными зонами метасоматического изменения.

Палеозойская (каледонская) активизация древнейших структур Кольского полуострова, возможно, связана с движениями, которые распространялись сюда, с одной стороны, от Тимана, с другой — от зоны каледонид Северной Норвегии. С процессами активизации, возможно, связана также золотая (Воицкий рудник) и полиметаллическая минерализация Приладожья.

### Украинский щит

Украинский щит (рис. 4) — кристаллический массив, вскрывающийся на юге Русской платформы, представляет собой древнее сооружение, сложенное в основном магматитами, анатектитами, ультраметаморфическими гранитоидами, занимающими, по Я.Н. Белевцеву, 76 % площади; подчиненными являются гнейсы, сланцы и метабазиты с прослоями железистых кварцитов (10 %), интрузивные граниты (11 %), основные и ультраосновные породы (3 %).

Разновозрастные породы отличаются по составу и степени метаморфизма. Для архейских толщ характерно развитие вулканогенных основных пород, впоследствии в значительной мере гранитизированных, для протерозойских — хемогенных и терригенных пород. В основании разреза архея широко развиты вулканические породы — кератофиры, спилиты, а также интрузивы основного и ультраосновного состава. В конце архея отлагались осадочные терригенные толщи — граувакки, глинистые отложения, преобразованные затем в слюдястые сланцы, в том числе железистые, и слюдястые гнейсы. Архейские толщи

претерпели интенсивную гранитизацию и метаморфизм (3000–2800 млн. лет). С метаморфизмом связано образование месторождений графита.

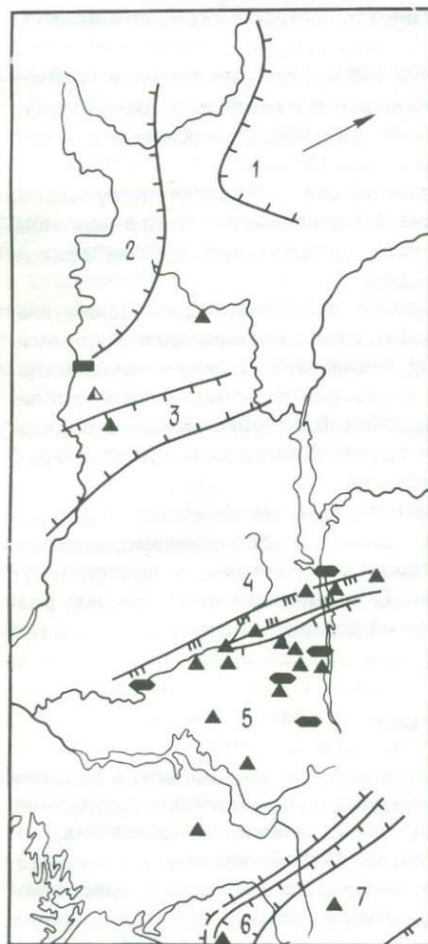


Рис. 4. Металлогенические зоны Украинского щита [8]: 1 — Коростеньская, AR (Ni); 2 — Жмеринская, AR (Ni); 3 — Первомайско-Звенигородская, AR (Ni); 4 — Криворожская, Ингулецкая, PR<sub>1</sub> (Fe); 5 — Среднеднепровская, AR (Fe); 6 — Орехово-Павлоградская, AR (Fe, Ni); 7 — Восточно-Приазовская, PR<sub>2</sub> (Zr).

Усл. зн. см. на рис. 1

Как отмечает Я.Н. Белевцев, в древнейший период происходило интенсивное разрушение силикатных пород, разложение железистых алюмосиликатов с обогащением водных бассейнов железом и кремнеземом. Интенсивному растворению этих элементов способствовало повышенное содержание углекислоты в атмосфере [2, 3, 14].

Граниты архейского комплекса сопровождаются рудопроявлениями редких металлов, олова, редких элементов. С ультраосновными породами связаны проявления хромита, а за счет разрушения пегматитов в россыпях концентрируются циркон, касситерит.

Период раннего протерозоя отмечен образованием эвгеосинклинали, которая распространялась на значительной площади. В современном срезе отложения этой эвгеосинклинали сохранились в пределах наиболее прогнутых зон сложной складчатой системы. Они отмечены меридиональными полосами развития нижнепротерозойских отложений. В основании нижнепротерозойских толщ залегают вулканические комплексы, выше — кластогенные и хемогенные с подчиненными вулканическими породами. С этим периодом совпадает отложение мощных толщ железисто-кремнистых осадков. Как полагает Я.Н. Белевцев, выпадение кремнезема и оксидов железа происходило из вод, обогащенных к этому времени свободным кислородом. Именно эта геохимическая особенность, связанная с жизнедеятельностью уже появившихся к этому времени организмов, обусловила широкое развитие железисто-кремнистых формаций, занимающих столь большое место в нижнепротерозойских толщах всего мира.

Железисто-кремнистые осадки начали формироваться еще в архее, когда они ассоциировали с вулканитами, преимущественно проявляясь вдоль меридиональных разломов, сопровождавшихся глубокими узкими трогами, где в основном и происходило осаждение железистых формаций. В пределах кристаллического щита выделяется не менее четырех таких полос джеспилитовых толщ. Это Криворожско-Кременчугская (главная) и Бузулукская нижнепротерозойские железорудные зоны, и архейские — Конкская, Орехово-Павлоградская и Корско-Гуляйпольская (см. рис. 4).

Со временем в геосинклиналях происходило изменение характера осадков. Начальная вулканогенно-терригенная подстадия, совпадающая с зарождением глубинных разломов, характеризовалась образованием основных вулканитов и ультраосновных эффузивов, превращенных в тальк-карбонатные породы. Следующая нижнепротерозойская серия заключала отложения кремнисто-железистых осадков, чередующихся с илито-глинистыми. Этот комплекс формировался главным образом в глубоководных внутренних частях геосинклиналей и частью во внешних парагеосинклиналях.

В комплексе железистых кварцитов главной Криворожско-Кременчугской зоны мощностью до 2 тыс. м сформировалось восемь пластов

джеспилитов мощностью от 10 до 400 м. Рудоносные горизонты сосредоточены главным образом в основании и в верхней части толщи.

Нижнепротерозойские железистые кварциты Саксаганской (Криворожской) зоны, как и архейские, выполняют узкие трогии типа грабен-синклиналей, которые протягиваются в меридиональном направлении на многие сотни километров. В отличие от архейских железорудных комплексов, в нижнепротерозойских уже не встречаются вулканиты, а развиты терригенные толщии. Главный рудный минерал — уже не магнетит, как в архейских кварцитах, а гематит, что отражает повышение содержания кислорода в атмосфере. Руды тонкополосчатые с чередованием железистых и кремнистых прослоев хемогенного происхождения. Железо поступало из зон окисления более древних железосодержащих пород.

Следующий этап характеризуется проявлением складчатости и метаморфизма. В этот период образованы сжатые складчатые структуры. С интенсивным и многократным региональным метаморфизмом, по Я.Н. Белевцеву, связана перегруппировка рудного вещества, первично концентрировавшегося в вулканических и интрузивных породах. В результате перераспределения металлов, заимствованных из метаморфических комплексов, возникали рудопроявления меди, свинца и цинка и других металлов, которые, впрочем, пока не имеют существенного практического значения. На размытой поверхности дислоцированных метаморфических толщ отлагалась верхняя терригенная толща — конгломераты, песчаники, углистые сланцы.

В дальнейшем происходило образование разломов и проявление интрузивной деятельности. К этому периоду относится внедрение гранитных массивов — Коростеньского, Корсун-Новомиргородского и др., а также формирование щелочных массивов Павлоградской зоны и Приазовья (1700—1500 млн. лет). Гранитные массивы содержат акцессорную вкрапленность циркона, местами касситерита, а щелочные массивы — нефелиновые сиениты, а также обрамляющие их метасоматические породы — источник ниобиево-циркониевой минерализации. Наряду с продольными разломами в это время получили развитие поперечные, сопровождаемые массивами ультраосновных пород. С процессами метаморфизма связано преобразование кремнисто-железистых осадков в железистые роговики и возникновение в них обогащенных рудных столбов.

Под влиянием разломов происходило погружение значительных блоков кристаллического фундамента с образованием наложенной мульды — Донецкого авлакогена.

Мезо-кайнозойский этап характеризуется накоплением железа и марганца. В мелководном бассейне киммерийского времени образовались керченские осадочные железные руды, а в прибрежной зоне олигоценового моря — богатейшие марганцевые осадочные месторождения Никопольского района. В мезозое и кайнозое интенсивно развивалась кора

выветривания, причем возникли месторождения силикатного никеля на выветрелых массивах ультраосновных пород. Широко развиты также россыпи с титаномагнетитом, цирконом, касситеритом.

### Воронежское поднятие

Северное продолжение железорудного пояса Украинского щита устанавливается в районе Белгорода и Курска (КМА), где в блоках раннеархейской консолидации вскрываются или залегают под мало-мощным платформенным чехлом докембрийские толщи позднеархейских зеленокаменных поясов, раннепротерозойских подвижных поясов в зонах глубинных разломов. По В.М. Кретнину [16], каждый из разновозрастных тектонических элементов имеет свои особенности магматизма и металлогении. Выделяют четыре цикла развития раннего докембрия: 1) раннеархейский (3500–3700 млн. лет) — нуклеарный с месторождениями железных руд в кварц-амфибол-магнетитовых кристалло-сланцах; 2) позднеархейский (до 3000 млн. лет) рифтогенный зеленокаменных поясов с медно-никелевым оруденением, связанным с коматитами и ультрабазитами, и, возможно, колчеданное и золотооруднение в связи с андезит-дацит-липаритовой формацией; 3) раннепротерозойский образования интеркратонных подвижных поясов с осадочными месторождениями железисто-сланцевой формации и комплекса гидротермальных проявлений (Pb–Zn, Cu, Au), парагенетически связанных с андезито-базальтовым и габбро-диорит-гранодиоритовым магматизмом. В блоках приподнятого архейского фундамента образуются редко-металльные пегматиты и альбититы; 4) среднепротерозойский платформенный этап отмечен образованием трапповой и гранит-алюскитовой формаций, с последней связаны проявления молибдена. С процессами позднепалеозойской активизации на Русской платформе связано образование полиметаллических месторождений в авлакогене Нагольного кряжа и еще более молодых (мезозойских?) месторождений киновари в Никитовке.

## ГЛАВА 2. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа на значительной территории сложена горизонтально лежащими породами осадочного чехла. Древние докембрийские комплексы кристаллического основания вскрываются в щитах: в северо-западном — Анабарском и юго-восточном — Алданском. Выступы кристаллического основания в виде отдельных блоков выходят в ядрах крупных складок в Байкальской складчатой зоне, обрамляющей Сибирскую платформу с запада и юга, — Енисейском кряже, Северном Прибайкалье, Саянской области, Становом хребте и т. д.

Складчатая зона Енисейского кряжа, окаймляющая Сибирскую платформу с запада, представляет собой байкальское сооружение, в значительной степени переработанное варисской складчатостью. Движения и отзвуки варисской складчатости сказались и на западной окраине платформы, обусловив возникновение крупных синеклиз (Тунгусская) и антеклиз, а также конседиментационных валов и крупных региональных расколов, которые играли главную роль в проявлении магматизма и рудообразования.

На юге Сибирская платформа облекается широкой зоной байкалид и следующим далее поясом каледонид и варисцид, затронутых мезозойскими движениями. Последние проявились в виде разломов, обусловивших образование континентальных впадин с наземным вулканизмом, а также в цепочках интрузивных массивов мезозойского возраста. Собственно складчатые мезозойские деформации проявились южнее в Забайкальской области, где пролегла мезозойская геосинклиналь.

Особый тип представляет обрамляющий Сибирскую платформу с востока геосинклиальный прогиб Верхоянья. Как полагает Ю.М. Пущаровский, этот прогиб возник в результате погружения Сибирской платформы и превращения ее в геосинклиналь особого типа. Проявившаяся мезозойская складчатость сказалась и на деформациях в пределах Сибирской платформы, где тектонические движения нашли отражения в крупных разрывах и своеобразном магматизме — алмазоносных кимберлитах, рудоносной трапповой формации, а на Алдане — в проявлении кислых и щелочных пород, сопровождающихся эндогенной гидротермальной минерализацией. Поскольку Сибирская платформа обширна и различные части ее развивались по-разному, отдельно охарактеризуем Анабарский и Алданский щиты и Становую складчатую зону, обрамляющую платформу с юго-запада.

### Анабарский щит

Анабарский массив имеет в плане форму треугольника с основанием, ориентированным в широтном направлении. Он сложен древними нижнеархейскими породами. В составе этого комплекса участвуют перидотиты, чарнокиты, более молодые гнейсо-сиениты, сиениты и аляскитовые граниты. Породы архейского комплекса смяты в складки преимущественно северо-западного направления и рассечены крупными разломами, вдоль которых проявлен диафторез.

Геофизические исследования показывают, что толщина земной коры на участке Анабарского массива и его южного продолжения, скрытого под покровами молодых отложений, постепенно уменьшается с севера на юг от 45 км на севере до 35 км на юге. На границе Анабарского массива с Тунгусской синеклизой отмечается резкий уступ нижней поверхности земной коры, который представляет собой крупный региональный разлом субмеридионального направления. Такого же типа разломы,

но параллельные северо-западному направлению складчатых структур, наблюдаются и внутри кристаллического массива. К ним приурочены разнообразные по составу магматические тела ультраосновных пород, гранитов, а также поздних кимберлитов. Разломы регионального значения устанавливаются и за пределами кристаллического выступа в породах платформенного чехла, где они контролируют распределение трапповых интрузий, кимберлитовых трубок и, видимо, представляют собой отражение расколов фундамента.

Рудные проявления древних комплексов Анабарского щита изучены слабо. Здесь встречаются магнетитовые сланцы в метаморфизованных древних эффузивных толщах нижеанабарской свиты. Известны признаки золотоносных россыпей, однако коренные источники золотого оруденения пока слабо изучены. Могут представлять интерес слюдоносные пегматиты, связанные с интрузиями архейских аляскитовых гранитов. Помимо древних месторождений в кристаллическом комплексе проявлены и молодые месторождения, приуроченные к разломам, — редкометалльные, связанные со щелочными породами.

Массив окаймляется зоной протерозойских отложений, сменяющихся далее все более молодыми толщами нижнего — среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура и девона. В этом комплексе выделяются три ритмосерии, каждая из которых начинается терригенными осадками и завершается карбонатными. Выше залегает толща траппов, развивавшихся в каменноугольном пермском и триасском периоде. Важную структуру региона представляет Хантайско-Рыбнинский вал, ограничивающий западный край Тунгусской синеклизы, расположенной к западу от Анабарского массива.

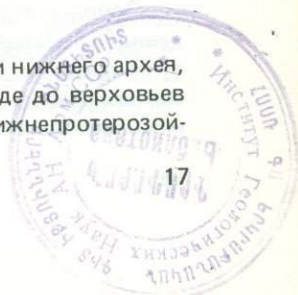
С тектоническими движениями, распространяющимися от подвижной Енисейской складчатой зоны, связано развитие разломов, позднее активизировавшихся, контролировавших образование медно-никелевых месторождений Норильского района, связанных с гипабиссальными телами габбро-диабазов — интрузивных членов трапповой формации.

Норильское рудное поле приурочено к пологой синклинальной складке с пластовыми залежами диабазового порфирита и многоюрными телами сульфидных медно-никелевых руд (Норильск, Талнах).

С трапповой формацией ассоциируют и месторождения магнетита Ангаро-Илимского железорудного района, а также месторождения свинца и цинка в карбонатных породах. С трубками кимберлитов, локализующимися в глубинных разломах, связаны месторождения алмазов Анабарского массива.

### Алданский щит

Алданский кристаллический массив сложен породами нижнего архея, вытянут в широтном направлении от р. Олекмы на западе до верховьев р. Алдан на востоке. С юга он обрамляется архейско-нижнепротерозой-



4866

ской зоной Станового хребта, на западе он ограничен Олекминской зоной архея — нижнего протерозоя, с севера архейские толщи щита перекрываются синийскими и кембрийскими осадками платформенного чехла. На востоке и на юго-востоке щит ограничен зоной развития анортозитов и ультрабазитов хр. Джугджур, приуроченных к глубинному разлому.

Нижнеархейские толщи, представляющие метаморфизованные осадки, смяты в сложную систему концентрически замкнутых складок кольцевой конфигурации и гранито-гнейсовых куполов. Они разбиты разломами, которые служат ограничениями юрских наложенных впадин главным образом широтного направления. К молодым разломам и участкам их пересечений приурочены малые интрузии и пояса даек диоритового состава и пород повышенной щелочности, с которыми связана мезозойская эндогенная минерализация, налагающаяся на кристаллический комплекс.

Нижнеархейский комплекс Алдана подразделяется на три серии: 1) иенгскую — кварцитов, высокоглиноземистых пород и метасоматитов по ним; 2) тимптонскую — чарнокитовую; 3) желтулинскую — биотитово-гранатовых, гиперстеновых гнейсов, гранулитов и минерализованных мраморов.

На юге Алданского щита выделяется также курултино-гональская серия основных кристаллических сланцев и гранулитов, которую соотносят с иенгской серией или относят к еще более древним катархейским образованиям. Эти толщи, как отмечено, интенсивно гранитизированы, прорваны интрузиями основных и ультраосновных пород, превращенных в амфиболиты, и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Возраст метаморфизма этого комплекса определяется в 3,2–3,5 млрд. лет.

Наибольший интерес в отношении рудоносности представляет иенгская серия. К ней приурочены известные месторождения магнетита, борных руд и флогопита. Иенгская толща разделяется на три горизонта: нижний — чекчойский, представленный разнообразными гнейсами; средний — верхнеалданский, сложенный кварцитами, и верхний — федоровский — рудоносный, в составе которого широко развиты карбонатные толщи — мраморы, кальцифиры, диопсид-флогопитовые, амфиболитовые, скаполитовые породы и геденбергит-андрадитовые скарны с магнетитом, гипогенными боратами и наложенными сульфидами. Мощность рудоносного горизонта 300 м. Благодаря пологому залеганию толщ этот горизонт вскрывается на больших площадях, главным образом на крыльях брахисинклинальных складок.

Породы иенгской серии повсеместно содержат рассеянную вкрапленность магнетита и флогопита, но лишь местами эти минералы образуют промышленные скопления — месторождения, связанные с зонами магнезиальных скарнов по доломитам и андрадитовых скарнов по алюмосиликатным породам.

Главные месторождения — Таежное, Сиваглинское, Пионерское. Большинство исследователей относит месторождения к типу скарновых и связывает минерализацию с воздействием архейской интрузии аляскитовых гранитов. Однако имеются сторонники и другой гипотезы происхождения руд, которые, основываясь на пластообразном характере рудных залежей и приуроченности их к определенным стратиграфическим горизонтам, полагают, что железные руды, как и борные, были первоначально отложены в процессе осадконакопления и затем при метаморфизме возник сложный комплекс, близко напоминающий скарны.

Таежное месторождение приурочено к замковой части синклинали, сложенной метаморфическими породами федоровского горизонта иенгрской серии. Эти породы на значительной площади неравномерно метаморфизованы в результате проявления региональной архейской гранитизации. Скарноворудные поля, приуроченные к доломитовым мраморам, представляют собой как бы острова среди мигматитовых гнейсов и мигматитов, насыщенных гранитными инъекциями.

В разрезе месторождения выделяются три горизонта: подрудный — кристаллических сланцев и гнейсов; продуктивный, сложенный карбонатными породами, и надрудный, в составе которого преобладают силлиманитовые биотитовые гнейсы с прослоями кварцитов и силлиманит-кордиеритовые кристаллические сланцы. Рудные зоны, приуроченные к северо-западной замковой части синклинальной структуры, образуют как бы подкову, открытую на юго-восток. Она складывается из серии параллельных магнетитовых залежей, локализованных в пределах полосы, шириной до 400 м. Оруденение представлено зонами пироксено-гранатовых скарнов с геденбергитом, шпинелью. Местами скарны в значительной их части серпентинизированы. Они содержат вкрапленность и сплошные обособления крупночешуйчатого флогопита, а также серию линзовидных залежей магнетитовых руд, содержащих также людвицит.

Образование скарнов происходило в послемагматическую стадию путем реакционного биметасоматоза между доломитами и алюмосиликатными породами, причем по разным типам пород развивались и различные типы скарнов: по доломитам — скарны с форстеритом, клиногумитом, магнезиальными пироксенами и слюдами, по алюмосиликатным породам — скарноиды скаполитовые, амфиболовые, андрадит-пироксеновые и др. Оруденение локализуется в аподоломитовых скарнах, причем представляют интерес как железные, так и борные флогопитовые руды.

Железорудные месторождения известны и на продолжении той же зоны как к северо-западу, так и к юго-востоку. Большой масштаб месторождений, сочетание таких ценных компонентов, как железо и флогопит, обуславливают большую ценность железорудных месторождений. В дальнейшем могут быть открыты и новые рудные поля описанного типа, в том числе слепые месторождения в структурно благоприятных условиях.

К породам вышележащей верхнеалданской свиты приурочены месторождения кварца, локализованные главным образом в кварцитах. Вмещающие породы вблизи этих зон интенсивно изменены и содержат пустоты с горным хрусталем. Главные месторождения находятся в западной части Алданского щита. Образование кварцевых месторождений связывают с воздействием архейских и протерозойских гранитных интрузий на кварциты. В верхнеалданской свите известны месторождения типа железистых кварцитов (Беркакитский железорудный район). Вмещающие породы — слюдистые кварциты, биотитовые и гранитовые гнейсы. Рудоносные горизонты представлены магнетитовыми кварцитами.

Тимптонская серия сложена разнообразными гиперстенсодержащими породами (чарнокитами) — гиперстеновыми гнейсами, гиперстен-авгитовыми амфиболитами. В этой серии также встречаются железорудные месторождения с кварц-магнетитовыми и кварц-гиперстен-магнетитовыми рудами, чередующимися с прослоями сливного кварца. Образование месторождения А.А. Каданский связывает с метасоматозом, которому подверглись пироксеновые и дупироксеновые гнейсы под влиянием постмагматических растворов, связанных с интрузией аляскитовых гранитов. Источником железа он считает железистые кварциты, из которых этот элемент перемещался.

Алданский щит обрамляется протерозойской Становой складчатой зоной. В пределах этой зоны также вскрываются блоки древнейшей катархейской курультино-гонамской серии. Становая зона граничит с Алданским щитом по крупному структурному субширотному шву, вдоль которого проявлены процессы динамометаморфизма. Этот разлом отмечен зоной гнейсоидов и диафоритов. В архейских блоках Становой зоны заключены массивы анортозитов с никелевой и титановой и фосфорной минерализацией. В протерозойском комплексе обрамления Алданского щита развиты массивы гранитов и связанные с ними керамические и слюдоносные пегматиты.

Более поздними являются массивы щелочных ультраосновных пород и ассоциирующие с ними карбонатиты, приуроченные к разломам. С этой формацией связаны месторождения редких элементов, видимо, уже мезозойского возраста. Известен крупный массив пироксенитов, окруженный каймой фенитов, в которой расположены мелкие интрузии сиенитов и карбонатитов. Последние являются самыми поздними производными сложного интрузивного комплекса. В составе карбонатитов встречаются пироксиды, баделлеит, апатит, магнетит.

С мезозойским магматизмом — малыми интрузиями и дайками пород диоритового состава или повышенной щелочности — связано образование месторождений золота, молибдена, флюорита. Золоторудные проявления, приуроченные к пересечению разломов, локализуются как в крутопадающих, так и в пологих межпластовых трещинах в отло-

жениях платформенного чехла, образуя системы многоярусных кварцевых и кварцево-сульфидных жил. Пологое падение межпластовых, рудоконтролирующих трещин и наличие многоярусных жильных зон позволяет успешно проводить поиски слепых рудных тел и прослеживать их на глубине. С разрушением мезозойских коренных золоторудных месторождений связаны россыпи Алдана.

Мезозойская минерализация — отражение более интенсивных процессов, протекающих в это время в обрамлении Алданского щита, в Верхне-Колымской и в Монголо-Охотской подвижных зонах.

### ГЛАВА 3. КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Эта платформа занимает обширную территорию на востоке Азии. На большей части она перекрыта платформенным чехлом, местами интенсивно дислоцированным, вовлечена в зоны прогибания (авлакогены), пересечена зонами крупных разломов, контролирующих расположение мезо-кайнозойских магматических и рудных образований.

Принято выделять две платформы: Северо-Китайскую и Южно-Китайскую, — разделенные тектонической зоной долины р. Янцзы и хр. Циньлин.

Выступы Северо-Китайской платформы — кристаллические массивы Буреинский и Ханкайский, расположенные на территории СССР. В составе их, по А.М. Смирнову [28], участвуют древнейшие комплексы, включая архейский. Многократная гранитизация и интенсивный метаморфизм замаскировали первичные черты этих древнейших образований. Местами (Верхнеамурский район) Буреинский массив близко подходит к сооружениям Становой зоны, обрамляющей Алданский массив Сибирской платформы.

Особенность Буреинского и Ханкайского массивов — высокий коэффициент сиаличности (2–2,5), определяемый как отношение мощности “гранитного” и “базальтового” слоев, обусловленный многократной гранитизацией. Развитие пегматитов, оловоносных грейзенов, скарнов позволяет предполагать глубокую эрозию этих древних массивов — выступов Китайской платформы, — очевидно, при длительном их воздымании.

Со стороны КНР к цепочке древних массивов — фрагментов Китайской платформы — относятся также Кентейский, Феншуйлинский, Фаялинский, изученные А.М. Смирновым. Эти древние блоки были разделены рифейско-палеозойскими эвгеосинклинальными прогибами, превращенными в фемические складчатые варисские сооружения, заключающие медно-молибденовые, золотые, полиметаллические, а в зонах глубинных разломов — хромитовые проявления. Расчленены они и наложенными мезозойскими разломами с поясами юрских и меловых

вулканитов (Большой и Малый Хинган). С докембрийскими комплексами (бамянтунская свита) тоже связано золото в виде прожилков альпийского типа, образованных при метаморфизме и послуживших источниками формирования россыпей — третичных и современных.

На северо-востоке Северо-Китайской платформы расположен Сино-Корейский щит, в значительной его части активизированный. Этот кристаллический массив и наложенные на него зоны охарактеризуем в разделе о Тихоокеанском поясе, фрагментом которого он является. От Сино-Корейского щита на запад продолжается так называемая "Кристаллическая ось Монголии", сложенная кристаллическими комплексами раннебайкальского и более древнего возраста. Эта узкая зона протяженностью более 3000 км прослеживается строго в широтном направлении и, видимо, представляет собой горст, ограниченный разломами. С севера и юга к Кристаллической оси примыкают под углом до  $45^\circ$  каледонские сооружения. На севере — это каледониды Северного Тяньшаня и антиклинория МНР, на юге — каледонская складчатая зона Цилиньшаня. Косое расположение каледонид относительно такого крупного линейного элемента, как широтная "Кристаллическая ось Монголии", позволяет предполагать, что они приурочены к зонам оперения крупных сдвигов, ограничивающих горст Кристаллической оси (правого с севера и левого с юга).

Особенность металлогении древнего комплекса Сино-Корейского щита — проявление месторождений железистых кварцитов (месторождение Аньшань) и золота.

Параллельно разлому, ограничивающему Кристаллическую ось на юге, протягивается молодой широтный разлом Сороковой параллели, контролирующей расположение Яньшаньской позднемезозойской зоны активизации с разнообразными месторождениями. На востоке системы древних комплексов Кристаллической оси известно редко-металльно-железорудное месторождение Боюн-Обо.

Выступы докембрийских (точнее, недифференцированных) комплексов выходят из-под платформенного чехла в меридиональном горстообразном Кам-Юньнаньском блоке провинции Юньнань и южнее во Вьетнаме — Фансипанском и других блоках, самым крупным из которых является расположенный на юге СРВ Контумский массив. Для древних комплексов этих блоков характерны проявления графита.

## Канадско-Гренландский щит

Канадский щит слагает большую часть Канады, Гренландию, по-ов Лабрадор и продолжается на территории Соединенных Штатов, где погружается под платформенный чехол. На западе он ограничен мезокайнозойской зоной Скалистых гор и Кордильер, на востоке — палеозойской системой Аппалачских гор, на севере — байкальской складчатой областью островов Королевы Елизаветы и др. (рис. 5). Как и в других щитах, вскрываются древнейшие разрезы земной коры и среди них — породы катархея [38]. Древнейшие толщи — железистые кварциты в основных вулканитах, возраст которых 3800 млн. лет, обнаружены в Гренландии. Эта уникальная находка показывает, что уже на ранних стадиях развития Земли существовали морские бассейны, осадочные породы и была жизнь. Ученые предполагают важную роль живых организмов в формировании осадочных железистых руд и доказывают ее находками микроскопических округлых железистых выделений — “микробактерий”.

Катархейский возраст (3500 млн. лет), видимо, имеют и железистые кварциты в основных вулканитах серии Киватин провинции Сьюпириор (Верхнего озера), а также провинции Йеллоунайф (рис. 6). Выше по разрезу большую роль начинают играть терригенные породы, появляющиеся на этапе осадочной и геохимической дифференциации земной коры. Значительное развитие получают граниты и гранито-гнейсы, возникшие в процессе широко проявленной гранитизации. Со временем проявляется и интрузивный магматизм, сопровождающийся образованием пегматитов, с которыми связаны редкометалльные месторождения. Эти процессы завершились около 1 млрд. лет назад, когда сложный метаморфический древний комплекс был дислоцирован, метаморфизован в результате неоднократного проявления орогенеза, магматизма и метаморфизма и был перекрыт платформенным чехлом. В дальнейшем происходило внедрение близповерхностных интрузий основного состава, сопровождавшихся медно-никелевым оруденением, а также излияние основных эффузивов, с сопутствующей медной минерализацией.

Наиболее древние породы провинции Сьюпириор (Верхнего озера) представлены зеленокаменными толщами, возраст которых более 3,5 млрд. лет (комплекс Киватин). Эти древнейшие отложения прорываются лаврентьевскими гранитами (2700 млн. лет), на которые налагаются осадочные отложения серии Гурон и Анимика среднего докембрия. Последние деформированы складчатостью Темискаминг, прорваны альгоманскими гранитами (2,1 млрд. лет), перекрытыми серией Кьюйноу верхнего докембрия и слагающими уже платформенный чехол. Массивы габброидов, рвущие отложения серии Кьюйноу, имеют возраст

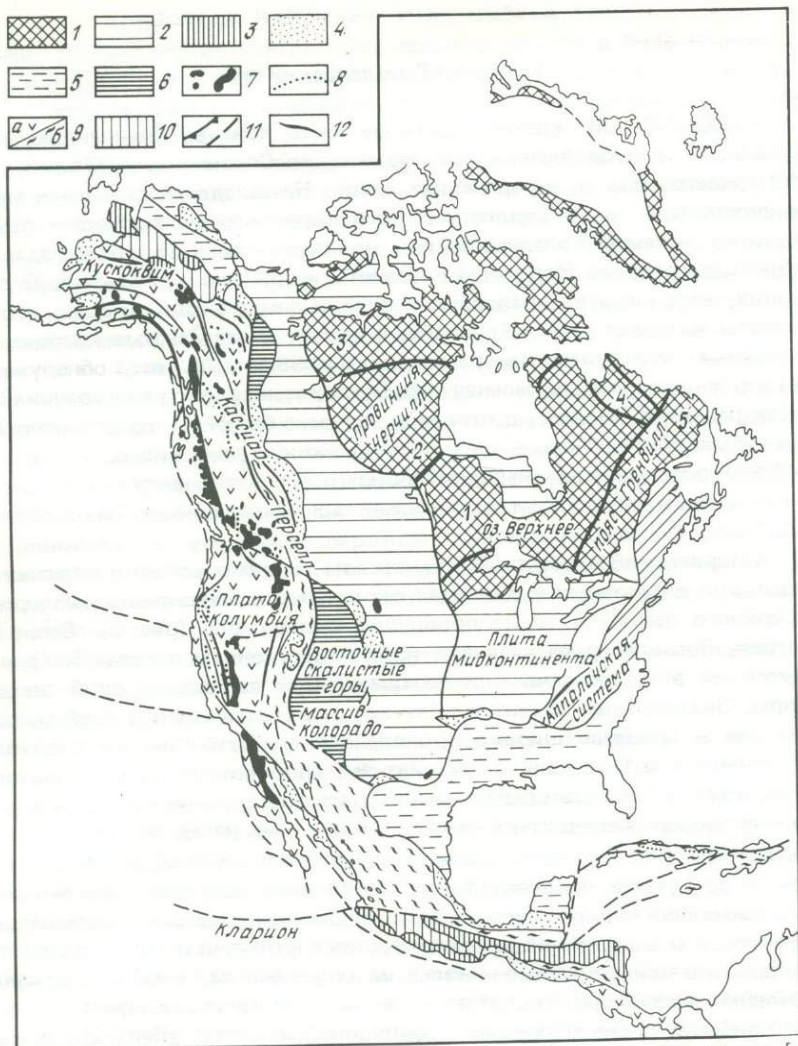


Рис. 5. Схема тектоники Северо-Американской платформы по В.Е. Ханну [38] с упрощениями автора:

1 — докембрийский щит; 2 — платформенный чехол на щите; 3 — срединные массивы; 4 — межгорные и передовые прогибы; 5 — осадочный чехол молодых платформ; 6 — области эпиplatformенного орогенеза на докембрийском основании; 7 — гранитоидные массивы; 8 — зона развития ультраосновных пород; 9 — притихоокеанские геосинклинали; а — звгеосинклинали, б — миогеосинклинали; 10 — впадины на срединных массивах; 11 — разломы, 12 — оси антиклинориев.  
 Metalлогенические провинции: 1 — Верхнего озера, 2 — Черчилл, 3 — Невольничьего озера, 4 — п-ова Лабрадор, 5 — Гренвилл

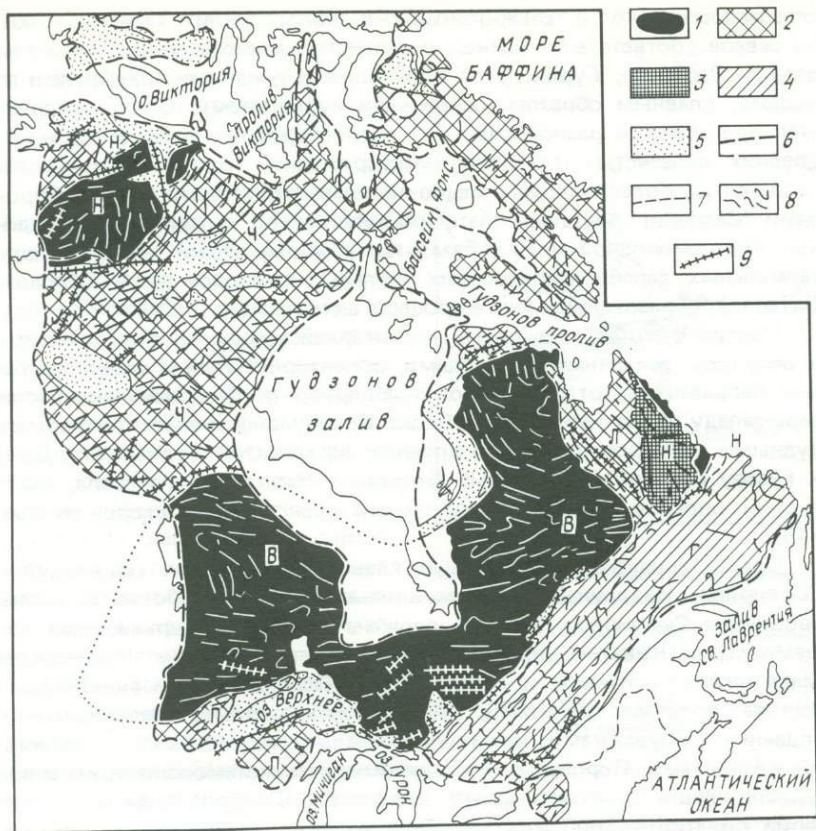


Рис. 6. Тектонические провинции Канадского щита [38]:

1 — архей и катархей в блоках: Верхнего озера — В, Невольничьего озера — Н; 2 — нижний протерозой: блоки Черчилл — Н; и Лабрадор — Л; 3 — средний протерозой в блоке Найн; 4 — верхнепротерозойский платформенный чехол; 5 — докембрийский платформенный чехол; 6 — границы Канадского щита; 7 — границы областей разновозрастной складчатости; 8 — простираения структур в гнейсах и кристаллических сланцах; 9 — разрывные нарушения

1,1 млрд. лет. Указанные разновозрастные комплексы, отмечающие крупные этапы развития Канадского щита, включают различные типы полезных ископаемых.

Древний комплекс провинции Сьюпириор юга Канады — севера США слагает крупный прямоугольный блок, ограниченный разломами

северо-восточного и северо-западного направлений. Граница блока на севере соответствует южной половине Гудзонова залива и системе озер — Верхнего, Гурон. Этот блок сложен древними архейскими породами, главным образом основными вулканитами. Он характеризуется проявлением разнообразных и разновозрастных месторождений — древних железистых кварцитов, месторождений золота и медно-колчеданных руд, более молодых медно-никелевых руд, связанных с габброидами (Садбери), рвущими платформенный чехол, и, наконец, вкрапленных руд самородной меди в базальтах (Верхнее озеро), а также гидротермальных серебро-кобальтовых жильных месторождений (Кобальт, Онтарио), образованных уже в процессе активизации.

Прогиб Черчилл, сложенный верхнеархейскими и протерозойскими, в основном осадочными, породами, ориентированный в северо-восточном направлении, отделяет блок Сьюпириор от расположенного к северо-западу от него архейского блока Иеллоунайф, знаменитого золоторудными месторождениями в древних (архейских) вулканитах. Далее к северу располагается прогиб Большого Невольничьего озера, аналогичный прогибу Черчилл, с крупными урановыми месторождениями [45].

Охарактеризуем металлогению главнейших рудных провинций — Сьюпириор, Иеллоунайф и Невольничьего озера. Наиболее обширная провинция Сьюпириор (рис. 7) сложена в основном архейскими толщами серии Киватин, представленной главным образом подводными эффузивами — лавами и пирокластами базальтового и андезитового состава, а также гранитами, риолитами, трахитами, осадочными породами — граувакками, кремнистыми сланцами, яшмами, железистыми кварцитами. Породы этой серии умеренно метаморфизованы и претерпели лишь зеленокаменные изменения. Предполагаемый возраст серии Киватин — 3500 млн. лет. Породы ее прорваны лаврентьевскими магматитами, возраст которых не моложе 2700 млн. лет. Они смяты в крутые складки близширотного (восточно-северо-восточного) направления. На юге этот комплекс ограничен поясом позднеархейских пород Анимика. Складчатость пород этой серии датируется  $1800 \pm 100$  млн. лет.

В металлогеническом отношении провинцию Сьюпириор характеризуют прежде всего многочисленные месторождения железистых кварцитов в составе Киватинской вулканической серии. В значительной части эти месторождения отработаны. В последнее время эксплуатируются более молодые месторождения железистых кварцитов Лабрадорской нижнепротерозойской складчатой зоны, расположенной к северо-востоку от блока Сьюпириор (см. рис. 7).

Железорудный пояс Лабрадор — Ньюквебек протягивается вдоль северной части Лабрадорской впадины на 1200 км при ширине 15—

100 км. Здесь к протерозойским осадочно-вулканогенным породам приурочены пласты богатых, в основном гематитовых руд с содержанием железа 50–60 % и марганца 0,3–7 %.

Общие запасы железных руд Канады исчисляются в 15 млрд. т (достоверные – 3–3,5 млрд. т, из них до 1 млрд. т в районе Лабрадор – Ньюквебек).

Раннепротерозойские месторождения железистых кварцитов имеются и в серии Анимика к югу от провинции Сьюпириор (США).

Провинция Сьюпириор, характеризующаяся проявлением разломов главным образом близширотного направления, включает и другие месторождения: золото-кварцевые жилы, медно-колчеданные, более молодые медно-никелевые руд.

Следующий этап минерализации приурочен уже к формации Кьюйноу платформенного чехла позднего докембрия, где проявились основные вулканиты и близповерхностные интрузии габброидной магмы платформенного типа. С эффузивами основного состава связано медное оруденение района оз. Верхнее, представленное вкрапленностью самородной меди в миндалекаменных основных лавах. Встречаются и жильные обособления кальцита и цеолитов в сопровождении самородной меди. Наряду с этим медные минералы встречаются и в цементе конгломератов, переслаивающихся с вулканитами.

К позднему докембрию относится такое образование знаменитого медно-никелевого месторождения Садбери, приуроченного к пластовой сложно дифференцированной залежи габброидных пород, рвущих платформенный чехол и сложенных серией Гуронскоп (1100 млн. лет). Месторождение содержит богатейшие ресурсы никеля, а также в большом количестве медь, золото, кобальт, серебро и другие сопутствующие металлы. Оруденение приурочено к ослабленным зонам брекчирования по периферии сложной блюдцеобразной пологопадающей интрузивной залежи. Предполагают, что минерализация эпигенетическая и связана

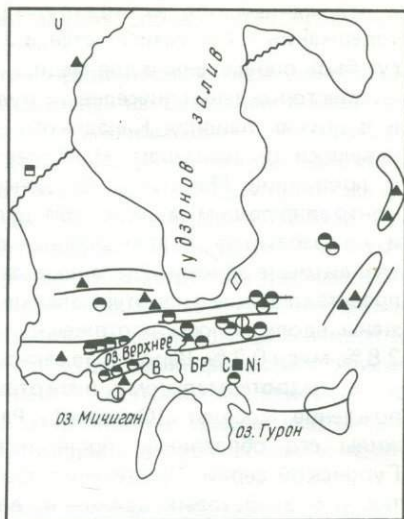


Рис. 7. Полезные ископаемые провинции Сьюпириор (Верхнего озера) [45].

Усл. зн. см. на рис. 1. Месторождения: В – Верхнего озера, БР – Блайнд-Ривер, С – Садбери; ромбами показаны пегматиты с редкометалльным оруденением

с отложением руд из гидротермальных растворов. Запасы никеля при содержании 1,2 % исчисляются в 3,5 млн. т. Близкие цифры запасов могут быть определены и для меди.

Месторождения никелевых руд, связанных с габброидами, имеются и в других районах Канадского щита, но в большинстве случаев они невелики по размерам. Наиболее крупное — месторождение Томпсон в провинции Манитоба. Оруденение приурочено к зонам разломов, контролирующим мелкие тела целиком серпентинизированных базитов и ультрабазитов. В этих районах локализованы и рудные пирротин-пентландитовые залежи, удаленные от выходов основных пород и, видимо, представляющие гидротермальные образования. Рудные залежи прослежены вдоль полосы протяженностью 5 км. Среднее содержание никеля 2,8 %, меди 0,2 %. Вероятные запасы — 25 млн. т никелевых руд.

К гидротермальному низкотемпературному типу относится месторождение Кобальт (Онтарио). Развитые кальцитовые и доломитовые жилы его образованы после интрузии диабаз, секущей отложения Гуронской серии. Оруденение проявлено как в конгломератах Гурона, так и в диабазовых дайках и, вероятно, подобно другим никелевым месторождениям Канадского щита, связано с основной магмой. Состав жил сложный и представлен низкотемпературной минеральной ассоциацией. Руды в большом количестве содержат самородное серебро и самородный висмут, разнообразные минералы кобальта (арсениды, стибниды), а также сложные сульфосоли. До 1917 г. месторождение поставило более 8 тыс. т серебра.

Таким образом, провинция Сьюпириор является примером многократной полициклической минерализации фемического профиля.

Свои особенности имеет северный блок архея — Иеллоунайф. Северный архейский блок Иеллоунайф сложен мощными толщами основных и средних вулканитов, в основании которых известны выходы гнейсов. Вулканические толщи мощностью более 11 тыс. м образуют купол. Вулканиды метаморфизованы в зеленосланцевой фации и относительно слабо дислоцированы. В них встречаются обильные кварцевые и анкеритовые золотоносные жилы. По мнению Р.В. Бойля, они образованы за счет мобилизации золота из вулканитов при воздействии на них растворов, обогащенных углекислотой. Возраст серии Иеллоунайф, определенный по галениту из кварцевых жил, 2,4 млрд. лет. Жилы содержат в среднем 32 г/т золота. Запасы наиболее крупного рудника исчисляются в 3,5 млн. т руды.

Большие запасы золота сосредоточены также в месторождениях группы Поркюпайн, расположенных в древних толщах запада Канады.

Многочисленные кварцевые жилы и измененные породы этих месторождений содержат до 9 г/т золота. Запасы наиболее крупных рудников исчисляются в 15 млн. т руды.

Расположенная севернее провинция Большого Невольничьего озера сложена протерозойскими толщами и включает крупное урановое

месторождение. Возраст урановых минералов определяется по гальке из конгломератов в 1700 млн. лет и моложе.

Наиболее крупные месторождения ураноносных конгломератов открыты в 1953 г. и в районе Блайнд-Ривер на Северном побережье оз. Гурон. Минерализация приурочена к конгломератам, перемежающимся с кварцитами и аркозами Гуронской серии протерозойского возраста. Рудоносные серии залегают на архейских кристаллических породах и имеют мощность от 2200 до 1000 м, в среднем 1300 м. Рудоносные конгломераты прослеживаются в виде полосы протяженностью 130 км при ширине 12–15 км, приуроченной к депрессии в архейском фундаменте. Проявления кривой слоистости, невыдержанность морфологии конгломератовых линз при большой фациальной изменчивости отложений позволяют предполагать, что рудоносная формация отлагалась в платформенных условиях в речных и дельтовых фациях. Верхние части разреза характеризуются более отчетливой и правильной слоистостью, тонкозернистостью осадков и, видимо, относятся уже к прибрежным морским фациям.

Ураноносные конгломераты сложены главным образом кварцевой галькой, сцементированной кварц-серцит-хлоритовым цементом. Урановые минералы — браннерит, настуран, уранинит и реже урановая смолка и тухолит — распылены в цементе. Здесь же встречаются пирит в незначительном количестве галенит, халькопирит, молибденит, сфалерит, кобальтин, марказит, анатаз и золото.

Последнее не образует промышленных концентраций, что отличает рудоносную конгломератовую формацию Блайнд-Ривер от морфологически сходной с ней формации Витватерсранд в Южной Африке. В месторождении Блайнд-Ривер имеются два промышленных пласта с урановым оруденением мощностью до 1,5–10 м, причем отдельные обогащенные линзы прослеживаются на 2–4 км по простиранию и до 3 км по падению при весьма пологом угле падения ( $10\text{--}30^\circ$ ). Наиболее обогащены ураном залежи, богатые пиритом. Содержание в них  $U_2O_3$  на мощность 4–10 м достигает 2,8 %. Запасы наиболее богатого участка "Консолидэйтед Денисон" составляют 137 млн. т руды с содержанием 0,14 %.

По всему району Блайнд-Ривер запасы урановых руд оцениваются не меньше чем в 325 млн. т. Помимо урана, руды заключают 100 тыс. т тория. Содержание тория в рудах 0,2–0,4 %, а отношение тория к урану 3 : 1.

Вопрос о генезисе оруденения в конгломератах, как и в других рудных провинциях этого типа, спорен. Близкий возраст урановых минералов (уранинит и браннерит) 1700 млн. лет и вмещающей оруденение Гуронской серии подтверждает скорей осадочное накопление рудного вещества. О том же свидетельствует и дифференциация обломочных минералов по весу. Предполагается, что источником урана и других металлов служили альгонгские пегматиты и граниты. Так, возраст обломочного монацита 2500 млн. лет. Тяжелые минералы накапливались

в дельтовых речных отложениях долины. Здесь же происходило осаждение и урановых соединений. В дальнейшем минеральные вещества не раз испытывали перекристаллизацию и переотложение, о чем свидетельствует присутствие более молодых минералов с абсолютным возрастом в 600 млн. лет.

Наряду с ураноносным конгломератом в Канаде известны и другие типы месторождений: пегматиты (Банкфорт Фарадей в Онтарио), а также гидротермальные жилы с настураном, ассоциирующие с уранинит-содержащими пегматитами (месторождение Бивер Лодж в провинции Саскачеван). В последнем ураноносном районе урановая минерализация формировалась неоднократно (1400—1500, 800—900, 200—300 млн. лет назад). Серия относительно мелких трещинных кварц-карбонатных жил с гематитом, настураном и сульфидами проявлена в старейшем ураноносном районе Медвежьего озера, который в настоящее время имеет уже второстепенное значение. Абсолютный возраст настурана определен в 1400 млн. лет.

Канадский щит характеризуется неоднократным проявлением урановой минерализации, начиная от наиболее древних архейских пегматитов до осадочных позднее метаморфизованных протерозойских пластов ураноносных конгломератов и молодых гидротермальных месторождений. Возможно, что подобная унаследованность специфически уранового профиля минерализации обусловлена процессами регенерации и заимствованием рудного вещества при неоднократном возобновлении новых этапов магматической и гидротермальной деятельности.

Протерозойские толщи Канадского щита заключают и крупные медноколчеданные месторождения. Таковы залежи вкрапленных и массивных сульфидных руд в докембрийских вулканогенных породах, прорванных дайками кварцевых диоритов и сиенитов, месторождения Норанда. Руды содержат 2,5 % меди, до 100 г/т золота, а также селен, по производству которого месторождение занимало одно из первых мест в капиталистическом мире. Большое значение это месторождение имеет и как источник золота. Здесь известно 25 золотосодержащих рудных залежей со средним содержанием 4,5—5 г/т золота, в отдельных участках до 100 г/т. В последнее время в этом районе разведано медноколчеданное месторождение Холанд с запасами 65 млн. т руды при содержании 1,29 % меди.

Месторождение Флин Флон (провинция Саскачеван), одно из крупных, расположено в западной части Канадского щита и представлено медноколчеданными линзовидными залежами в породах докембрия. Запасы меди исчисляются в 0,5 млн. т при содержании меди 4,5 %, золота — 2,7 г/т. По добыче меди это месторождение занимает третье место в Канаде после Норанды и Садбери. Благодаря разработке крупнейших месторождений, Канада занимает первое место по добыче никеля в капиталистическом мире (76 % мировой добычи), а по добыче меди и кобальта находится на четвертом месте.

Протерозойские медноколчеданные руды известны и в зоне Кордильер на территории США. Так, крупнейшее медное месторождение Юнайтед Верде разрабатывается в округе Джером штата Аризона. Рудная сульфидная залежь имеет протяженность 600 м при ширине до 150 м. Она прослежена по падению на 1800 м без заметного изменения состава и содержания металлов. Залежь пролегает по контакту диоритов, расположенных в ее висячем боку, и кварцевых порфиров. Руды слагаются пиритом с подчиненными халькопиритом и арсенопиритом и сравнительно мало распространенными сфалеритом, блеклой рудой, гематитом и магнетитом. Жильные минералы — кварц и карбонаты. Общие запасы меди этой огромной залежи достигали 1600 тыс. т, из которых две трети уже добыто.

С проявлением основных магматических пород протерозойского возраста связаны железо-титановые месторождения Канадского щита, в частности в Ардирондакских горах (штат Нью-Йорк, США), где развиты массивы рудоносных анортозитов протерозойского возраста. С анортозитами связано крупнейшее в США титано-магнетитовое месторождение Тегавус, представленное рудной зоной протяжением 550 м при ширине 130 м, содержащее штоки и линзы руд в габбро и анортозитах. Среднее содержание титана 9—12 %, железа 60—64 %, ванадия 0,4 %. На северном продолжении той же зоны развития анортозитов на территории Канады также известны крупнейшие титано-магнетитовые месторождения. Залежи богатых руд приурочены к анортозитам и располагаются на расстоянии 8 км от прорывающих их гранитов. В наиболее богатом и интенсивно разрабатываемом месторождении Аллард Дейк имеются высокосортные руды, состоящие на 75 % из ильменита и 20 % из гематита. Достоверные запасы руд составляют 150 млн. т при содержании титана 35 % и железа 40 %. К сходному типу относится титановое месторождение Айрон Маунтин в анортозитовом массиве плато Колорадо (штат Вайоминг, США).

Широко развитые в Канадском щите докембрийские граниты и сопровождающие их пегматиты докембрия включают крупнейшие редкометалльные месторождения. Из них добывается литий (сподумен, иногда лепидолит). Число месторождений литиеносных пегматитов в Канаде превышает 150, а запасы лития в них исчисляются в 6 млн. т, что составляет половину мировых запасов. Канада занимает по добыче лития третье место. Отдельные месторождения содержат до 300 тыс. т лития. Разработкой литиеносных пегматитов в Канаде занимается более 100 компаний. К наиболее крупным относится месторождение Берник-Лейк с запасами более 9 млн. т литиевых руд со средним содержанием 2,14 % окиси лития. В пегматитах развит маложелезистый лепидолит, а местами встречаются крупные обособления поллукита. Запасы этого минерала превышают 150 тыс. т.

С пегматитами связаны и промышленные концентрации берилла (месторождение Линдок в Онтарио). Нередко в пегматитах встречаются

радиоактивные минералы. По-видимому, редкометалльные месторождения Канадского щита формировались в различные эпохи. К наиболее древним относятся пегматиты Манитобы, для которых установлен возраст 1600–2300 млн. лет. Но вместе с тем в провинциях Онтарио и Квебек встречаются и более молодые пегматиты, возраст которых — 900–1200 млн. лет.

Очевидно, за счет разрушения древнейших ураноносных пегматитов образованы вторичные концентрации урана в конгломератах Гуронской серии.

Докембрийские месторождения известны в других выступах, вскрывающихся из-под платформенного чехла Северо-Американской платформы, а также в выступах Северо-Американских Кордильер. Своеобразен в металлогеническом отношении докембрийский массив Блэк-Хилс, где известны пегматитовые тела сложного состава. Интересным примером является оловянное месторождение Этта Майн, представленное крупной трубообразной залежью в кристаллических сланцах докембрия. Пегматитовое тело имеет концентрически зональное строение с крупноблоковым распределением главных породообразующих минералов. Пегматиты содержат сподумен и касситерит, которые добывались в комплексе с другими полезными составляющими — слюдой, полевым шпатом и др. В этом же блоке докембрия находится протерозойское золоторудное месторождение Хомстейк.

В зоне Кордильер к докембрию относят крупную метасоматическую сульфидную залежь полиметаллических руд в месторождении Салливан в Британской Колумбии. Пластовая рудная залежь приурочена к терригенной протерозойской толще, сложенной чередующимися прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и кварцитов. Оруденение развивалось преимущественно в глинистых породах. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит, а также сопровождающие их пирротин и пирит. В небольших количествах присутствуют халькопирит, касситерит, арсенипирит, магнетит и др. Сопровождающие оруденение нерудные минералы — гранат, диопсид, турмалин, хлорит и кальцит. Рудная залежь окружена чехлом альбитовых и хлоритовых метасоматитов в висячем боку и трумалиново-кварцевых — в лежачем. Месторождение относится к числу крупнейших. Общие запасы свинца 3450 тыс. т, цинка 2750 тыс. т. Из руд, кроме того, извлекается олово, содержание которого достигает участками 0,2 %.

Среди карбонатных пород платформенного чехла кембрия и верхнего палеозоя широко проявлены полиметаллические метасоматические рудные тела, получившие в литературе название месторождения типа "Миссисипи — Миссури". Месторождения удалены от выходов каких-либо изверженных пород, и, видимо, их образование связано с поступлением растворов вдоль глубинных разломов в процессе тектонической активизации и раздробления Северо-Американской платформы в период интенсивных тектонических движений, проявившихся в Аппалачской складчатой зоне.



Рис. 8. Тектоническая схема Южной Америки по В.Е. Хаину [38, 47] с упрощениями автора:

Усл. обозначения см. на рис. 5.

Древние платформенные сооружения, в значительной части перекрытые платформенным чехлом, слагают большую восточную половину материка. На востоке они ограничены Атлантическим океаном, на западе близмеридиональный пояс молодых складчатых сооружений Анд отделяет их от бассейна Тихого океана.

Выделяются две платформы: Главная докембрийская Бразильская (Гвианско-Бразильский мегацит, по В.Е. Хаину), занимающая север и центральную часть континента, и меньшая по площади эпипалеозойская Пампа-Патагонская. Последняя непосредственно примыкает к складчатой системе Анд в ее южной части (рис. 8).

### Бразильская платформа (Гвианско-Бразильский мегацит)

В Бразильской платформе выделяются крупные щиты: Гвианский, Центрально-Бразильский (по В.Е. Хаину, Западно-Бразильский) и Восточно-Бразильский, разьединенные в конце протерозоя оформившимися по разломам синклинорными прогибами: широтным Амазонским, отделяющим северный Гвианский щит от Центрально-Бразильского, и Сан-Франциску, разделяющим Центрально-Бразильский щит и Восточно-Бразильский. С этим меридиональным поясом сопряжены байкаль-

ские прогибы, ограничивающие главные щиты, а также и срединные массивы (Гояс) и антиклинорные добайкальские сооружения (рис. 9).

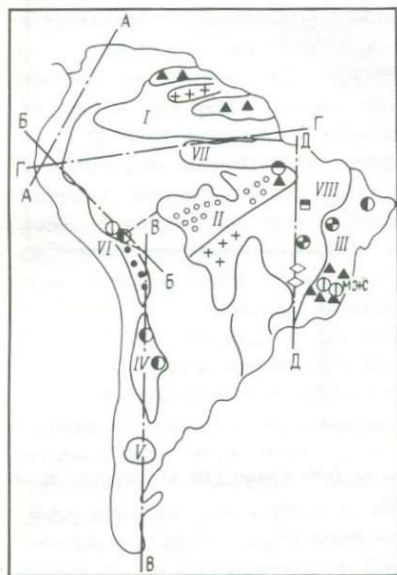


Рис. 9. Полезные ископаемые Южно-Американской платформы [46]

Условные обозначения см. на рис. 1. Тектонические элементы. Щиты: I — Гвианский, II — Центрально-Бразильский, III — Восточно-Бразильский (МЖ — район Минас-Жерайс); массивы: IV — Пампасский, V — Патагонский; прогибы: VI — Боливийский, VII — Амазонский, VIII — Сан-Франциску. Предполагаемые линейменты, контролирующее расположение структурных зон: AA — Колумбийский, BB — Перуанский, BB — Аргентинский, GG — Амазонский, DD — Сан-Франциску

Главные тектоно-магматические циклы, проявленные в древних комплексах Бразильской платформы, следующие: Гурийский (более 3000 млн. лет), Жакуинский (3000–2600 млн. лет), Трансамазонский (2600–1800 млн. лет). Наложение поздних тектонических процессов обусловило омоложение радиологического возраста, поэтому расчленение древнейших толщ часто условно и во многих участках они обозначены как “докембрийские нерасчлененные”, как это показано для северной половины Центрально-Бразильского щита на геологической карте Южной Америки.

### Гвианский щит

Гвианский щит, в составе которого участвуют наиболее древние катархейские толщи (3400 млн. лет), вытянут в широтном направлении (см. рис. 9) и занимает обширную площадь. Он ограничен на востоке и северо-востоке Атлантическим океаном, на севере — депрессией долины р. Ориноко, на юге — широтной депрессией Амазонки, на западе, отделяясь Предандийским прогибом, щит близко подходит к мезо-кайнозойским складчатым сооружениям Анд, видимо развивавшихся на его фундаменте. Гвианский щит разделяется на две части: северную (Венесуэла) и южную (Гвиана и север Бразилии) узкой депрессией р. Каранштейн, выполненной кайнозойскими и мезозойскими отложениями.

Древнейшие катархейские комплексы слагают два блока в северных частях обоих докембрийских массивов, непосредственно примыкающих к наложенным депрессиям.

Односторонне направленное увеличение возраста пород к северу в обоих блоках может быть вызвано воздыманием их северных окраин по сбросам, ограничивающим депрессии.

Гвианский щит имел сложное и длительное развитие. Древнейший катархейский комплекс сложен гиперстеновыми гранулитами, орто- и парагнейсами, чарнокитами, кристаллическими сланцами, анортозитами. Этот комплекс пород метаморфизован в гранулитовой фации.

Несогласие и внедрение гранитов (возраст 3000–2550 млн. лет) отделяют этот древнейший комплекс от следующего нижнеархейского. На территории Венесуэлы в основании этого комплекса залегают железистые кварциты с богатыми рудами железа [46]. На территории Гвианы известны также марганценовые филлиты, доломиты, кварциты, хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы. Выше залегают основные вулканиты и туфы (андезиты, базальты), претерпевшие зеленокаменные изменения, а в некоторых районах (Гвиана) — терригенные отложения или континентальные аналоги этих образований, сопровождаемые кислыми эффузивами.

Новое несогласие с внедрением гранитов (гвианский орогенез — 2550–2595 млн. лет) отделяет нижний архей от верхнего. К этому

комплексу относятся гнейсы, амфиболиты, глинистые и известковые породы. После нового несогласия внедрились граниты, пегматиты, возраст которых 1900—2200 млн. лет (карибский орогенез), формировались и перекрывающие их среднепротерозойские отложения серии Рораима (косослоистые песчаники, конгломераты и т. д.).

Верхний член разреза платформенного чехла составляет долеритовая формация (1700 млн. лет), сопровождаемая дайками, силлами долеритов и габброидов. Еще более молодыми, оторванными значительным интервалом времени, являются редкометалльные пегматиты, которые формировались на территории Гвианского щита уже в процессе его активизации.

Древнейший собственно катархейский комплекс мало изучен в металлогеническом отношении. Может быть, к катархею (или раннему архею?) относятся железистые кварциты Венесуэлы. В древних толщах известны слюдоносные пегматиты, россыпи алмазов, иногда олова.

Можно предполагать, что интенсивная многократная гранитизация, глубокий метаморфизм были неблагоприятными для сохранения в этом комплексе эндогенных рудопроявлений. Кроме того, отрицательную роль в сохранении руд сыграла значительная глубина эрозии этих длительно приподнятых древнейших блоков.

Более полно и разнообразно проявлена рудная минерализация в архейских (2700 млн. лет) комплексах Гвианского щита. Как было отмечено, к нижним частям этого комплекса приурочены крупные залежи железистых и марганцевых кварцитов.

Среди толщ архейских пород, слагающих обширные площади к югу и востоку от катархейских блоков, проявлена разнообразная минерализация. В основании этого комплекса залегают рудоносные толщи железистых и марганцевых кварцитов (гондиты), золото-кварцевые жилы. В россыпях встречаются золото, алмазы, тантало-ниобаты. По металлогении архейских и более молодых комплексов различают два выделенных фрагмента Гвианского щита — северный и южный.

В северном фрагменте (в западной его части) вскрываются крупные архейские гранитные массивы, металлогеническая роль которых неясна.

В восточной части архейского блока, менее эродированной, развиты многочисленные золотоносные жилы, что позволяет выделить обширный золотоносный пояс северо-западного направления. Россыпи золота распространены среди архейских толщ и за пределами этого пояса в северо-восточном направлении.

Важный металлогенический элемент Северного массива представляет срединная депрессия, сложенная протерозойскими толщами (1750 млн. лет) с обильными крупными интрузивными телами долеритов и габброидов. Площадь развития протерозойских отложений и приуроченных к ним основных интрузий представляет собой субпровинцию фемического профиля. В ее пределах широко проявлены алмазоносные россыпи и, вероятно, могут быть обнаружены коренные месторождения алмазов.

Южный мегаблок Гвианского щита характеризуется развитием архейских и катархейских толщ в его северной половине и протерозойских — в южной.

Характерно проявление закономерных ориентированных систем разломов в архейских комплексах. В северной части массива разломы северо-восточной ориентировки вмещают мощные тела долеритов и габброидов, сопровождаемых проявлениями хрома, меди, а в восточной его части отмечен пояс даек северо-северо-западного направления. На пересечении этой системы нарушений с разломами северо-западного направления локализуется золотоносный пояс, а севернее, на пересечении с близширотными нарушениями, — пояс редкометалльных пегматитов с танталониобатами, литием (?), сопровождаемых россыпями пегматитов. Этот пегматитовый пояс открыт сравнительно недавно (в 1945 г.) Он протягивался в западном направлении вдоль Атлантического побережья. Согласно С.Е. Колотухиной, здесь известны и крупные месторождения. Пегматитовые тела имеют трубчатую форму и концентрически-зональное строение с кварцевым ядром и периферической кварц-мусковитовой зоной. Характерна интенсивная турмалинизация вмещающих кварцево-сланцевых сланцев на контакте с пегматитовым телом. Представителем такого зонального типа является месторождение Джоржакрик на северо-востоке Суринама.

На территории Французской Гвианы наиболее древние пегматиты имеют раннепротерозойский возраст, они образованы в две последовательные фазы. Здесь выделяются простые пегматиты (графические) и сложные мусковитовые. Последние имеют форму жил протяженностью до 400 м при мощности до 40 м или крутопадающих труб с диаметром до 30 м. Сложные пегматиты часто построены зонально с краевой зоной, богатой черным турмалином, промежуточной — альбит-мусковитовой с ядром из сахаровидного кварца. В составе пегматитов встречаются черно-зеленый турмалин, колумбит-танталит, касситерит, топаз, берилл, самородный висмут и висмутин, концентрирующиеся преимущественно в промежуточной альбит-мусковитовой зоне. Во внешней зоне встречаются лепидолит, сподумен.

Депрессия р. Амазонки ограничивает Гвианский щит от расположенного южнее Центрально-Бразильского щита. Последний, как и Гвианский щит, в южной части перекрыт среднепротерозойскими и нижнепалеозойскими молассоидными отложениями платформенного чехла с широко распространенными поясами кислых вулкано-интрузивных комплексов.

Депрессия р. Амазонки, разделяющая эти щиты, образовалась в конце протерозоя — начале палеозоя вдоль крупнейшего широтного разлома, возможно продолжающего направление трансформного широтного Галапагосского разлома Тихого океана. Амазонская депрессия имеет симметричное строение обширного синклиналия с омолаживающимися к осевой части толщами: нижне- и верхнепалеозойские в бортах структуры, палеогеновые и неогеновые выполняют главную часть прогиба.

Характерная особенность Южно-Американской платформы — интенсивная раздробленность, начавшаяся еще в протерозое с отделением Центрально-Бразильского щита от Восточно-Бразильского широким поясом байкалид (зона Сан-Франциску), позднее неоднократно активизировавшихся, а затем образованием на границе позднего протерозоя и нижнего палеозоя широкого Амазонского прогиба, оформившегося как обширная синклиновая структура, отделившая Гвианский щит от Центрально-Бразильского. К этому времени относится заложение миогеосинклинального субмеридионального прогиба будущей Андийской зоны.

Определяющее влияние на обособление Южно-Американского континента от других оказало образование в раннемеловое время раздвиги или провала Атлантики.

### Центрально-Бразильский щит

В этом щите, несмотря на слабую изученность, все же намечается и поперечная зональность: северная часть его характеризуется развитием сиалических среднепротерозойских отложений с наложенными поясами среднекислых наземных вулканитов, вулкано-интрузивных образований, гранитов и мелких тел щелочных пород. В широкой полосе северо-восточного направления правобережья р. Мадейры в связи с этим комплексом широко развиты оловоносные пегматиты и связанные с ними россыпи. Подобные россыпи встречаются и в перекрывающих этот комплекс нижнепалеозойских (?) отложениях платформенного чехла. Можно предположить, что именно за счет мобилизации олова из древних россыпей такого типа произошло обогащение оловом боливийских рудоносных гранитоидов и вулканитов. С вулканическими наземными комплексами среднего состава (дациты) связаны проявления золота в россыпях параллели 40° ю. ш.

В северной половине Центрально-Бразильского щита в нерасчлененном докембрии, представленном в основном терригенными толщами, проявлены позднекембрийские вулканиты основного и кислого состава, сопровождаемые гранитами и пегматитами, связанными с ними оловоносными россыпями. С вулканитами основными ассоциируют россыпи золота, а с рифейскими толщами в южной части щита — россыпи алмазов.

Оловоносная полоса, ориентированная в северо-восточном направлении, возможно, продолжалась в фундаменте Боливийского нижнепалеозойского прогиба, где россыпи служили источником олова при наложении поздних триасово-юрских и неогеновых процессов тектономагматической активизации. Продолжаются в сторону Боливийского пояса и золотоносные россыпи, также, вероятно, послужившие источником металла в молодых месторождениях. Примечательно, что структурные элементы Центрально-Бразильского, как и Гвианского, щита ориентированы почти под прямым углом к субмеридиональному поясу

Анд и их продолжение в фундаменте палеозойских андийских структур могло оказать влияние на поперечную неоднородность металлогении секторов этого крупного складчатого молодого пояса.

На востоке Центрально-Бразильский щит ограничен байкальской складчатой системой Парана — Арагуая, протягивающейся в меридиональном направлении от устья р. Амазонки до среднего течения р. Парана и, вероятно, южнее под покровом мезо-кайнозойских отложений. Вендские (?) отложения байкалид заключают толщи терригенных и карбонатных пород миогеосинклинального профиля. Карбонатные толщи (известняки, доломиты) определили позднее развитие полиметаллических месторождений. Однако в западном крыле синклинория проявлены и ультрабазиты, приуроченные к серии меридиональных разломов. В осевой части системы байкалид в ядрах антиклинальной структуры вскрываются нижнепротерозойские и архейские толщи, обрамленные рифейскими прогибами р. Арагуая на западе и Сан-Франциску на востоке. Между этими системами на севере расположен обширный наложенный прогиб с мезо-кайнозойскими отложениями, достигающими побережья Атлантического океана.

Близширотный приподнятый блок, сложенный толщами рифея, а также его ответвление к югу характеризуется развитием алмазонасных россыпей. В блоках архея, выступающих из-под четвертичных отложений Предандийского прогиба, вскрываются железистые и марганцовистые кварциты, ультрабазиты с месторождениями хрома. Такой же фемический профиль имеет и восточнее расположенный приподнятый блок архейско-нижнепротерозойского комплекса (14° ю. ш.), где широтный массив ультрабазитов контролируется разломом, проходящим по параллели 16° ю. ш. Таким образом, имеются признаки неоднородности докембрийского щита с чередованием его различных эв- и миогеосинклинальных зон, уходящих под отложения Предандийского прогиба.

Центральная и южная части Западно-Бразильского щита отличны от северной его половины. Средняя приподнятая часть щита — широтная зона Бразильского нагорья включает приподнятые выступы раннего докембрия и в то же время здесь проходят границы наложенных мезозойских прогибов: северного Сан-Франциску — Параиба и обширного южного плато — Параны. Эта зона отмечена развитием алмазонасных россыпей (в рифейских толщах), образованных за счет кимберлитов, а также проявлением ультрабазитов (широтный разлом 16° ю. ш.). На западе этой широтной зоны близ Предандийского прогиба в выступах докембрия вскрываются месторождения никеля и хрома, меди, железа и марганца палеозойского (?) возраста, а также архейские (?) железистые и марганцовистые кварциты. Примечательно, что и к западу от Анд на Тихоокеанском побережье развиты метаморфические толщи месторождения Релун с полосчатыми железистыми рудами типа итабиритов по К.Ф. Руизу. На металлогенической карте Южной Америки

[46] их возраст показан как архейский. Намечаемая поперечная (по отношению к направлению Анд) неоднородность фундамента, возможно, получила отражение и в отличиях металлогении секторов субмеридионального молодого Андийского металлогенического пояса.

Ограничения щитов определялись как широтными (прогиб Амазонки), так и меридиональными подвижными зонами, приуроченными к разломам.

К меридиональным подвижным поясам относится подвижная байкальская складчатая зона, отделяющая Центрально-Бразильский щит от Восточно-Бразильского.

Эта зона шириной до 1000 км сложена породами венда и нижнего палеозоя, образующими синклиналь, которую осложняют внутренние поднятия с выступами докембрия, местами перекрытыми кайнозойскими толщами (массив Гойос).

Особенность металлогении осадочных комплексов байкалид — развитие терригенных отложений на западе и терригенно-карбонатных на востоке миогеосинклинальной системы. Развитие карбонатных отложений определило затем локализацию свинцово-цинковых месторождений среди известняков и доломитов вендско-кембрийского комплекса.

В зоне байкалид прослеживается серия параллельных меридиональных неоднократно омоложавшихся разломов, контролировавших внедрение ультрабазитов, а позднее — щелочных пород и карбонатитов. На западе к этой серии относится глубинный разлом, отмеченный интрузивами ультрабазитов с никель-кобальтовыми и хромитовыми месторождениями [46].

Восточнее протягиваются разломы рек Текантинс и Сан-Франциску, отмеченные выходами щелочных пород, карбонатов с редкометалльной, редкоземельно-апатитовой и радиоактивной минерализацией. С разрушением коренных месторождений связаны элювиальные и аллювиальные россыпи. Крупнейшее месторождение Посус ди Колдас имеет крупные запасы бадделейта (2 млн. т), а также циркона и редкометалльных минералов. Мобильный прогиб Сан-Франциску был заложен еще в протерозое — Восточное внутреннее поднятие его характеризовалось отложением карбонатных фаций венда или кембрия (?), в которых позднее проявилось полиметаллическое оруденение. В западной половине отмечено проявление глубинных разломов с ультрабазитами, может быть, послескладчатыми (?), сопровождаемыми докембрийскими месторождениями хрома, никеля.

### Восточно-Бразильский щит

В Восточно-Бразильском щите, расположенном к востоку от подвижного пояса Сан-Франциску, можно выделить с запада на восток несколько зон, различающихся по геологическому строению и металлогении:

1) западная зона — миогеосинклиналь Эспиноза; 2) продолжающая эту структуру на юге зона Минас Жерайс; 3) прибрежная эвгеосинклинальная; 4) северо-восточная и юго-восточная миогеосинклинали.

Зона хр. Эспиноза сложена архейскими и нижнепротерозойскими толщами кварцитов и филлитов.

В наложенных меридиональных прогибах в вендских и кембрийских карбонатных комплексах локализуются свинцово-цинковые месторождения. Зона Минас Жерайс, расположенная к югу от зоны хр. Эспиноза, известна железорудными, марганцевыми и золотыми месторождениями. Серия Минас формировалась в крупном наложенном близмеридиональном прогибе, где мощность осадков достигала 7 тыс. м. В осевой части этого прогиба широкое развитие получили основные эффузивы, кварциты и среди них железистые разности, которые заключают огромные запасы богатых железных руд — итабиритов. В штате Минас Жерайс (в "железном четырехугольнике") железистые кварциты распространены на площади более 7 тыс. км<sup>2</sup> при мощности от нескольких до 1200 м. Содержание железа в среднем не выше 30 %, однако иногда достигает 45 %. Главный рудный минерал — гематит. При интенсивном выветривании, которое в условиях тропического климата распространяется вглубь до 200 м, происходит значительное обогащение руд за счет выщелачивания кремнезема. В этой верхней зоне месторождений содержание железа повышается до 66 %.

В том же кристаллическом комплексе докембрия широко развиты также марганцевые кварциты, в значительной мере метаморфизованные в родонитовые породы типа гондитов. В зоне окисления и здесь происходит значительное обогащение с образованием оксидных марганцевых руд. Так, в месторождениях штата Минас-Жерайс насчитывается 125 млн. т высокосортных марганцевых руд.

Восточно-Бразильский щит богат и золотом. Известны наиболее крупные месторождения в том же штате Минас-Жерайс. К ним относится месторождение Морре Вельо, представленное согласно залежью в углистых сланцах. Длина рудного тела 150 м, мощность 4,5 м и протяжение по падению более 3200 м. Таким образом, это рудное тело представляет собой уплощенную трубу, протягивающуюся на значительную глубину. Содержание золота 11–15 г на 1 т. С 1834 г. добыто 200 т золота, причем длина выработок по падению рудного тела 2500 м. В Бразилии известны золотоносные конгломераты, содержащие также уран (район Жакобино). Эти конгломераты можно сравнивать с витватерсрандскими. Однако они более молодые (позднепротерозойские).

Восточнее зоны хребтов Эспиноза — Минас Жерайс пролегает близмеридиональный горстантиклинорий. По В.Е. Хаину, вскрывается западное крыло крупного антиклинория, осевая часть которого проходит вдоль побережья, а восточное крыло погружено под воды Атлантики или находится в Западной Африке (?). Развитие в этом блоке ультра-

базитов, сопровождаемых магматическими месторождениями хромитов, никеля, меди, говорит о эвгеосинклинальной (?) природе зоны. Однако на юге (14° ю. ш.) происходит погружение метаморфических комплексов под протерозойские терригенные отложения прибрежного прогиба. При этом меняется и тип минерализации — проявляется металлогения сиалического профиля — месторождения олова, бериллия, связанные с гранитами и пегматитами.

Особое положение в тектонической структуре занимает своеобразный по металлогении Северо-восточный блок — выступ позднего архея с гранитами и пегматитами с шеелитоносными скарнами палеозойского (?) возраста. По С.Е. Колотухиной, этот блок отделен от прибрежного эвгеосинклинального меридионального мезозойским прогибом.

Месторождения локализируются на возвышенности плато Борборема. Вмещающие породы — кварцево-сланцевые сланцы, кварциты с карбонатными прослоями, доломитовые мергелистые известняки — интенсивно метаморфизованы в процессе регионального метаморфизма, а затем метаморфизма контактового, связанного с внедрением крупного гранитного массива.

Докембрийские породы образуют складки северо-восточного — близ-меридионального направления и слагают крупное сводовое поднятие Борборема, прослеживающееся на 70 км. В осевой части этого поднятия вскрываются массивы гранитов, представляющие, возможно, выступы крупного батолита. Возраст гранитов и связанных с ними пегматитов определяется как рифейский и послерифейский. Прослои карбонатных пород интенсивно скарнированы и часто содержат наложенную шеелитовую минерализацию.

В районе известны тысячи пегматитовых тел. Протяжение жил от коротких линз до 1000 м, мощность достигает 100 м. Пегматитовые тела обычно имеют крутое падение. Наряду с жильными телами встречаются линзообразные, обычно зонарного строения. В зальбандах пегматитовых тел концентрируются черный турмалин, слюда, мусковит, иногда флогопит, нередко здесь особенно в слюдяных зальбандах сосредоточена вкрапленность касситерита. Наиболее богаты касситеритом маломощные пегматитовые тела. Сложные зональные пегматиты линзообразной формы имеют большое значение в отношении редкометалльного оруденения. Для них характерно гиганто-кристаллическое и гиганто-блоковое строение. Выделяются три типичных зоны таких зональных пегматитов.

Крупные месторождения известны также в соседнем с Риу-Гранди-ду-Норте штате Параиба (тоже плато Борборема). Полоса развития пегматитов меридионального направления протягивается на 75 км при ширине 50 км. В прошлом в этом районе интенсивно добывались концентраты берилла, танталит-колумбита, литиевых и других минералов. Здесь известно больше 1000 пегматитовых жил. Из них в 600 установлена редкометалльная минерализация, но лишь 24 жилы считаются

рентабельными. Жилы имеют, главным образом, северо-восточное или меридиональное направление.

## ГЛАВА 6. АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Африканская платформа богата разнообразными полезными ископаемыми. Она занимает первое место по добыче золота, играет важную роль в производстве урановых руд, тантала и ниобия, бериллия, олова, а также хромитов, титана, меди и никеля. Как и другие древнейшие щиты, она заключает огромные запасы руд железа и марганца в докембрийских толщах. На севере она ограничена широтной третичной складчатой зоной Атласа, принадлежащей к Средиземноморскому поясу, а на юге широтной палеозойской Капской складчатой зоной. В основном (на 90 %) материк слагают докембрийские сооружения, скрытые во впадинах под покровами недислоцированных палеозойских и более молодых отложений.

Платформа омывается океанами — Атлантическим на западе и Индийским на востоке. Характерны угловатые очертания континента, подчиненные изменению направлений окраинных зон, следующих вдоль разломов главным образом широтного и близмеридионального направлений. Крупнейший "излом" очертаний континента отмечается во "входящем угле" Гвинейского залива, образованного широтными Гвинейско-Нигерийскими массивами и близмеридиональной полосой массивов, протягивающихся к югу от этого "излома" до Дамарского массива. Ортогональные системы определяют также расположение древних массивов и впадин внутри континента.

На севере докембрийской платформы расположена широтная зона Тель-Атласа, примыкающая по разлому к Атласской системе Средиземноморского пояса. Южнее располагается обширная зона эпиплатформенных прогибов, сложенная мезо-кайнозойским платформенным чехлом, перекрывающим докембрийские сооружения Африканской платформы. В эту часть, погружавшуюся с палеозоя, неоднократно проникали со стороны Средиземноморской геосинклинали трансгрессии, которые оставили след в палеозойских и мезозойских отложениях во впадинах Западной и Восточной Сахары и др. Широтная цепочка массивов: Регибат, Ахаггтар и др. — отделяет северную зону депрессии от расположенной южнее полосы столь же крупных впадин: Тауденни, Мали, Чад. Этой системой впадин заканчивается северная часть платформы в значительной степени перекрытая молодыми осадочными породами. Ее ограничивает близширотный разлом. Далее к югу значительную площадь занимают докембрийские сооружения, разделенные местами крупными впадинами (Конго, Калахари и др.).

В.Е. Хаин отметил закономерное чередование массивов и впадин, образующих "волны", как в широтном, так и в меридиональном направ-

лении (рис. 10). Эта закономерность показана на схеме, приводимой Е.Д. Сулиды-Кондратьевым и др. Несомненно, что чередование полос массивов и впадин как в широтных, так и в меридиональных "волнах" и ступенчатые ограничения континента определяются влиянием ортогональной системы разломов.

Раннеархейский возраст (3 млрд. лет) установлен в комплексе пород Гвинейского массива, заключающем месторождения железистых кварцитов. Южнее древнейшими толщами сложены Танганьикский, Родезийский и Трансваальский массивы.

Фундамент Трансваальского массива представляет особый интерес в металлогеническом отношении. Он сложен "древними" гранитами, возраст которых 3400–300 млн. лет, перекрыт слабо метаморфизованными осадочно-вулканическими толщами с мощными основными, отчасти кислыми лавами, прослоями джеспилитов и спилитов, сланцев и граувакк. Характеризуя формационные особенности этого раннеархейского комплекса, В.Е. Хаин относит его к геосинклинальному с типичной сменой формаций последовательных этапов.

В начале протерозоя происходило опускание северной части массивов и образование грубообломочных пород, а затем вулканических — риолитов, а также андезитов, на которых формировалась грубообломочная формация Витватерсранд, знаменитая богатейшими ресурсами золота. Предполагают, что накопление золота и урана происходило первоначально сингенетично с отложением конгломератов молассовой формации, возможно, в обширной дельте реки. Позднее происходила регенерация, переотложение и концентрация металлов.

Выше залегает серия Претория с чередующимися кварцитами и глинистыми сланцами с вулканитами (андезитами, а также фельзитами) в верхней части разреза. Эту серию рассматривают как переход к Бушвельдскому комплексу, слагающему лополит зонального строения, вытянутый на 500 км в широтном направлении, с ультраосновными породами — перидотитами, пироксенитами, дунитами, частично хромитовыми и с проявлениями платины, последующими основными — габброидами с прослоями титаномагнетитовых руд и самыми поздними оловяносными гранитами и гранофирами. Последние формировались на небольшой глубине. Возраст комплекса  $1950 \pm 50$  млн. лет.

Расположенный севернее Родезийский массив в основании тоже имеет раннедокембрийские породы, сопоставляемые с Трансваальскими. Наиболее ранняя Себаквийская серия (3400 млн. лет) представлена метаморфизованными терригенными осадками с кварцитами и джеспилитами и лавами, интродуцированными основными породами и интенсивно гранитизированными. Залегаящая выше Булавинская серия зеленокаменно-измененных основных лав, известняков, кварцитов, граувакк, аркозов мощностью 12 км включает в основании гальку гранитов, возраст которых 3 млрд. лет.

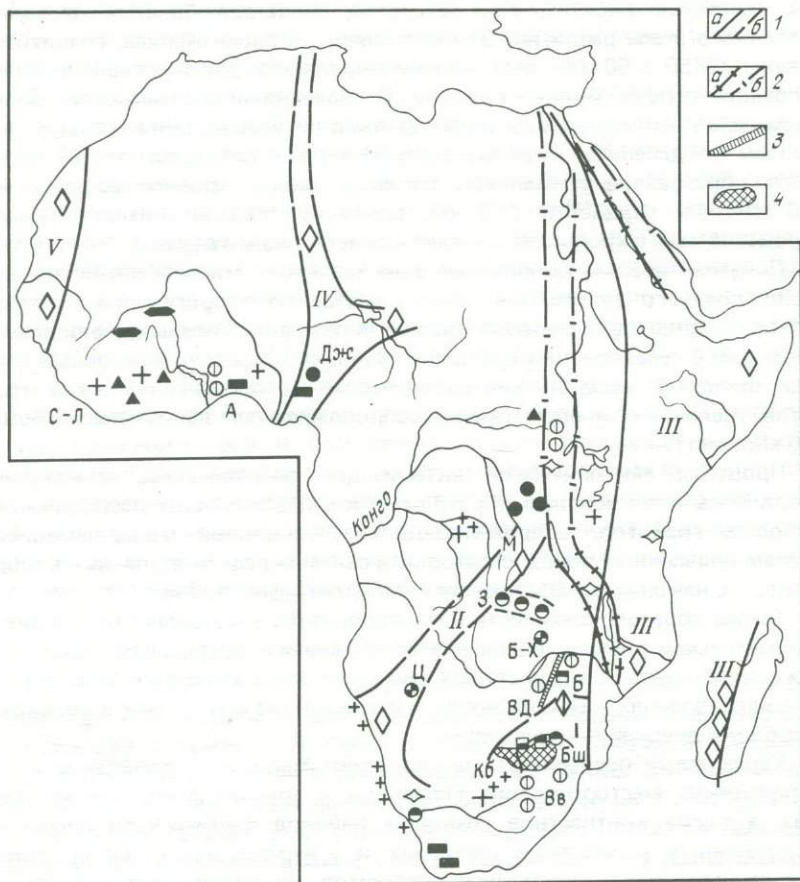


Рис. 10. Размещение главнейших полезных ископаемых Африки [11]:

1 — пояса пегматитов: а — прослеженные, б — предполагаемые; 2 — рифты: а — прослеженные, б — предполагаемые; 3 — Великая Дайка (ВД); 4 — Бушвельдский батолит (Бш). Пояса редкометалльных месторождений (главным образом пегматитов): I — Ваальский, Бикита — Б (Sn); II — Центральный: районы верховий Луалабы и других притоков Конго, М — Манono (Sn), и Юго-Западной Африки; III — Мозамбикско-Мадагаскарский; IV — Нигерийский, район Джос — ДЖ (Sn, Nb, Ta); V — Западно-Африканский. ВД — Великая Дайка (Cr, Ti), Бш — Бушвельдский комплекс (Cr, Pt, Ti, Cu, Fe и др.); золото: А — Аккра, Вв — Витватерсранд; железо — С-Л — Сьерра-Леоне; марганец: Юго-запад Африки, Аккра; Си: медистые песчаники Замбии — З; полиметаллы: Б-Х — Брокен-Хилл, Ц — Цумеб; Кб — Кимберли (алмазы).

Остальные усл. зн. см. на рис. 1

Эти комплексы несогласно перекрыты шамвайской системой аркозов, глинистых сланцев, конгломератов, представляющей образование орогенного этапа развития. Эти отложения, в свою очередь, гранитизированы ( $2650 \pm 50$  млн. лет), причем выделяются древние гнейсовидные и поздние порфиroidные граниты. С последними связаны олово-вольфрамовые кварцевые жилы и пегматиты с литиевым, танталовым и оловянным оруденением. К этому этапу (Кеноранская складчатость) относится образование знаменитой Великой дайки, протягивающейся на 500 км при мощности 5–8 км, сложенной серпентинизированными пироксенитами с хромитом и титано-магнетитовыми рудами.

Приатлантическая прибрежная зона включает миогеосинклинальные серии позднего докембрия преимущественно терригенного состава, а также кварцитов, мраморов (известняково-доломитовых), флишевых формаций с чередованием сланцев и граувакк, прослоями основных лав. Она включает массивы синтетектонических и посттектонических гранитов щелочных и нормальных, сопровождаемых пегматитами (600–500 млн. лет).

Процессы тектонической активизации продолжались и позднее, проявляясь в региональных разломах, контролирующих расположение молодых гранитов, сопровождающихся оловянной минерализацией, а затем и щелочных пород, с которыми связаны редкометалльные карбонаты, и, наконец, алмазных кимберлитовых трубок.

Таким образом, сложность и многообразность металлогении Африки в значительной степени определяются сложным и длительным развитием этого континента. Сами металлогенические зоны ориентированы в разных направлениях, образуя пояса, пересекающие друг друга и облегающие блоки древней консолидации.

Характерная особенность металлогении Африки – проявление метаморфических месторождений, связанных с древнейшими членами разреза, а также контрастное сочетание районов фемического профиля, приуроченных к участкам основных и ультраосновных пород, локализованных вдоль глубинных разломов, и сиалического профиля на площадях мощного развития кислых гранитов [11].

*Месторождения железа, марганца и графита,  
связанные с древнейшими метаморфическими комплексами*

Африканский континент, как и другие древнейшие кристаллические массивы, включает богатейшие ресурсы железистых, а также марганцовистых кварцитов, тесно связанных с вулканическими формациями начальных стадий развития земной коры этой области. Железорудные месторождения изучены еще слабо. Запасы их очень велики. Крупнейшие месторождения железных руд (возраст 3300 млн. лет) известны в западной части Гвинейского щита (см. рис. 10), где многочисленные место-

рождения образуют пояс северо-северо-восточного направления, вытянутый согласно общему простираению древних структур. В этой области особо выделяется и пояс специфически марганценосных кварцитов, располагавшихся восточнее железорудного.

Очень большие запасы железных руд известны в бассейне р. Конго, где они исчисляются в 5 млрд. т, а также в Зимбабве (1 млрд. т) и Южно-Африканской Республике (более 6 млрд. т). Железистые кварциты имеют высокое содержание железа (около 57 %), что обусловлено процессами неоднократного вторичного, в том числе гипергенного, обогащения в субтропической области. Крупные запасы сосредоточены и в месторождениях марганца. Такие месторождения известны в Гане, а также в Южно-Африканской Республике. Особый интерес представляют месторождения окисленных марганцевых руд, приуроченных к слабо-волнистому горизонту доломитов. Генезис этих оксидных руд неясен. Возможно, эти руды возникли в результате окисления первичных марганцевосодержащих железистых кварцитов с перемещением марганца и переотложением его в благоприятных для замещения доломитах.

С древнейшим комплексом осадочно-метаморфических пород связаны также крупные месторождения графита (о. Мадагаскар), проявления хромита, а также коренные месторождения золота. Последние сосредоточены в узких зонах, сложенных зеленокаменными древнейшими толщами, облекающими гранитоидные купола.

#### *Месторождения золота*

Месторождения золота формировались с самых ранних этапов развития Африканского континента и широко проявлены в древнейших вулканогенных отложениях Себаквийской серии. Именно эти древнейшие концентрации золота (а также урана) послужили источником для формирования уникальных древних россыпей формации Витватерсранд. Как известно, генезис этих уникальных месторождений, занимающих первое место по запасам в мире, служит предметом дискуссии, которая длится уже более 70 лет. Одни авторы считают эти месторождения эндогенными, другие рассматривают их как древнейшие россыпи.

Золотоносные формации образуют два пояса: Трансвааля и Оранжевой реки. Мощность золотоносных толщ измеряется многими (до 7500 м) тысячами метров. Эта серия сложена кварцитами с горизонтами конгломератов, именуемых рифами. Именно к конгломератам приурочены золото и уран. Возраст минерализации 1913–2020 млн. лет. Однако вместе с тем приводятся и более низкие цифры возраста, свидетельствующие о переотложении рудных минералов, очевидно, в результате регенерации. Рудовмещающие осадочные породы характеризуются косой слоистостью, неустойчивостью фаций и рассматриваются как отложения, сформированные в рукавах и разветвлениях дельты огромной реки. Протяжение отдельных обогащенных золотом рифов или горизонтов

достигает 2800 м. Мощность обычно измеряется десятками сантиметров. По падению полого падающие рудоносные горизонты прослеживаются до 2,7 км. На фоне золотоносных пластов выделяются иногда обогащенные струи шириной 300 м при мощности до 1,5 м. Общие ресурсы золота составляют более половины мировых запасов золота капиталистических стран. Наряду с золотом рудоносные конгломераты содержат уран.

*Месторождения хрома, титана, меди, никеля и платиноидов,  
связанные с основными и ультраосновными породами*

Минерализация фемического профиля проявляется в разновозрастных комплексах, начиная с древнейших серпентинизированных гипербазитов, где известны залежи хромитов, асбеста. Однако наибольшее значение они приобретают в связи с более поздними внедрениями основной и ультраосновной магмы уже на платформенном этапе развития Африканского континента. Наибольший интерес представляет уникальный Бушвельдский лополит, прорывающий протерозойскую платформенную формацию Претория. Лополит сложен ультраосновными и основными породами, локализующимися в его нижней придонной части, и более молодыми красными гранитами, занимающими в современном срезе главную площадь этого уникального массива. Это магматическое тело протягивается более чем на 480 км в широтном направлении и в значительной части перекрыто более молодыми формациями. По Дю-Тойту, формировались следующие комплексы:

- 1) ранняя вулканическая фаза — основные лавы и туфы свиты Претория;
- 2) поздняя вулканическая фаза — Ройберские фельзиты;
- 3) фаза силлов диабазов;
- 4) ранняя интрузивная фаза (основные породы);
- 5) фаза красного Бушвельдского гранита;
- 6) фаза щелочных интрузий.

Основные и ассоциирующие с ними ультраосновные породы — нориты, оливиниты и другие, слагающие периферическое кольцо или нижнюю часть Бушвельдского лополита, включают месторождения хромита, платины, титана, а также сульфидов никеля. Хромитовое оруденение приурочено к пироксенитам. Суммарные запасы хромитовых руд оцениваются в 200 млн. т. Здесь известны промышленные медно-никелевые тела, сопровождающиеся платиной и платиноидами. Содержание платины в эксплуатирующихся месторождениях достигало 30 г на 1 т. Оруденение концентрируется преимущественно в так называемом горизонте Меренского, прослеженном на 180 км при мощности от 80 см до 10 м и более. Этот платиноносный горизонт слагают породы, состоящие преимущественно из гиперстена и бронзита при небольшом содержании полевого шпата. Платиноносные породы подстилаются анортозитами или норитами. В горизонте Меренского заключены также прослои хромитов,

а местами встречается вкрапленность сульфидов. Платиноиды входят в виде изоморфной примеси в сульфиды, частично встречаются в виде сперилита, самородная платина образует кристаллы и вкрапленность в трубообразных телах среди гортонолитового дунита. Запасы платиноидов определяются в 280–290 т. В основных породах Бушвельдского комплекса имеются также месторождения титано-магнетитовых и сульфидных медно-никелевых руд.

Крупнейшие запасы хромитов заключает так называемая Великая дайка в Зимбабве. Это уникальное по масштабам магматическое тело протягивается вдоль глубинного разлома на 500 км при мощности 3,2–13 км. Дайка имеет псевдостратифицированное (псевдосинклинальное) строение с полосчатым расположением различных типов пород: в центральной части локализуются нориты, а по периферии перидотиты, дуниты, пироксениты и гарцбургиты. Вмещающие породы на контактах с дайкой оталькованы и хлоритизированы. Хромитовые залежи образуют "слои", параллельные общей полосчатости дифференцированного магматического тела. Запасы хромитов исчисляются в 550 млн. т. Хромитовые руды разрабатываются многочисленными рудниками, число которых достигает 40. Наряду с хромитами, в дайке имеются месторождения асбеста, титана, а также местами устанавливается вкрапленность сульфидов никеля и меди.

#### *Меденосные осадочные толщи Замбии*

С разрушением описанных выше магматических и рудных комплексов фемического профиля, очевидно, связаны осадочные концентрации меди рифейского возраста, приуроченные к толще песчаников, известняков и доломитов, углисто-глинистых сланцев, кварцитов и конгломератов системы Катанга. Генезис этих месторождений пока спорен. Имеются, с одной стороны, сторонники представлений об эпигенетическом гидротермальном происхождении руд и с другой — последователи гипотезы первично-осадочной концентрации меди.

В меденосном поясе Замбии, протягивающемся в северо-западном направлении на 300 км, при ширине 50–60 км сосредоточены огромные запасы меди. Оруденение с очень богатыми медными рудами, содержащими также кобальт, цинк, уран и другие полезные компоненты, локализуется в рифейских отложениях — толще доломитов с прослоями аргиллитов и песчаников. Медная минерализация, с одной стороны, приурочена преимущественно к аргиллитам, песчаникам и кварцитам или доломитам. В последнем случае минерализация имеет не только согласный характер, но и следует вдоль секущих тектонических нарушений. С другой стороны, в Замбии рудные залежи отчетливо стратифицированы, приурочены к горизонту песчаников, который протягивается в основании комплекса отложений системы Катанги и оконтуривает структуру крупной пологой мульды. Содержание меди в пер-

вичных рудах не превышает 3—4 %, а в оксидных достигает 10 %. Разрабатываются в основном богатые окисленные руды. В первичных рудах присутствуют халькопирит, пирит, халькозин, борнит, сфалерит, галенит, магнетит.

Если признать первично-осадочный характер концентрации рудных элементов, то в качестве источника меди можно рассматривать довольно широко распространенные в комплексе фундамента массивы габброидов. Осаждению рудного вещества могли способствовать органические примеси, весьма обильные в отложениях системы Катанги, где в основании залегают мощные горизонты углистых сланцев. Возникновение секущих рудных тел, особенно в доломитах, а также признаки проявления вертикальной зональности с обогащением верхних горизонтов свинцово-цинковой минерализацией могут быть связаны с регенерацией рудного вещества и перемещением его по трещинам при последующих процессах неоднократной активизации.

В месторождениях этого региона в пределах пояса, протягивающегося на 225 км при ширине 65 км, насчитывается 36 млн. т меди, 2 млн. т цинка (с содержанием 2%), а также кобальт, кадмий, германий и серебро. За последние 50 лет добыто 5 млн. т меди. Предполагается, что и эта своеобразная формация возникла в отложениях дельты реки, заключающих грубообломочный материал, а также обильные растительные остатки.

#### *Редкометалльные и оловянные месторождения, связанные с гранитами*

Граниты имеют чрезвычайно широкое распространение на Африканском континенте, причем они формировались в различные периоды его развития и, начиная с ранних этапов, сопровождалась эндогенной минерализацией, в том числе редкометалльными пегматитами. Наиболее древние пегматиты (Бикита) имеют возраст 3000 млн. лет. Более молодые связаны с рифейской (байкальской) складчатостью (Мозамбик, Танзания, Сомали и др.). Имеются еще более молодые редкометалльные месторождения, связанные с активизацией древних сооружений. Возраст их определяется одними исследователями как раннепалеозойский, другими — как мезозойский (Нигерия). Пегматиты концентрируются в пределах поясов, вытянутых в близмеридиональном направлении. Е.С. Колотухина выделяет следующие пояса: Трансваальский, Центрально-Африканский, Восточно-Африканско-Мадагаскарский, Нигерийско-Сахарский, Марокканско-Малийский.

1. Наиболее древняя редкометалльная минерализация вскрывается в Трансваальском блоке. Особый интерес представляет пегматитовое поле месторождения Бикита — крупнейшего по запасам берилла, лепидолита, петалита. Месторождение представлено сериями пегматитовых тел, залегающих в зеленокаменных породах, приуроченных к близмери-

диональной зоне, перпендикулярной к простиранию складчатых структур. Среди зеленокаменных пород встречаются прослои осадочных пород — сланцев, железистых кварцитов. На месторождении вскрываются неправильное интрузивное тело тонкозернистых гранитов, а также близширотная мощная долеритовая дайка, пересекающая пегматит. Пегматитовые залежи образуют серии кулисных тел, из которых главная жила протягивается с перерывами более чем на 4 км. Дайка пегматитов имеет зональное строение. По периферии ее, по контакту с вмещающими зеленокаменными породами располагаются зоны полевого шпата с мусковитом. В осевой части концентрируется петалит в крупных гнездах, сподумен, амблигонит или развиты смешанные руды. Мощность пегматитовых жил достигает 48 м. С литиевыми минералами тесно ассоциирует берилл. На участке, где пегматиты пересекают гранитный шток, в гранитах развиваются лепидолитовые грейзены.

В Трансваале известны более молодые пегматиты, связанные с красными гранитами Бушвельдского комплекса. Граниты образованы позднее, чем вышеописанные основные и ультраосновные породы Бушвельда. Некоторые исследователи их считают даже мезозойскими. В красных гранитах повсеместно распространены небольшие трубчатые и гнездообразные выделения пегматитов зонарной структуры с касситеритом, а по периферии массива в сланцах серии Ройберг развиты гидротермальные оловоносные жилы касситерит-силикатной формации, представленные метасоматическими турмалиновыми, а в удалении от гранитов также хлоритовыми зонами с магнетитом, касситеритом и сульфидами.

2. Центральный рудный пояс протягивается в северо-восточном направлении вдоль рифейской зоны складчатости от системы складчатых сооружений Урунди на северо-востоке через зону Кибара до складчатых сооружений Дамара на крайнем юго-западе. На территории Юго-Западной Африки этот пояс раздваивается. Одна ветвь уходит на юг и поворачивает в юго-западном направлении по окраине впадины Карру, другая, образуя раструб, поворачивает на северо-запад, в направлении к системе прибрежных складок Майюмбе — низовий р. Конго. В пределах этого пояса, сформированного в основном в рифейское время, сосредоточены крупнейшие месторождения Конго, Уганды и Юго-Западной Африки. Наиболее изучен отрезок этого рудоносного пояса на территории Заира. Здесь пегматиты связаны с гранитами урундийской фазы (800—1200 млн. лет), располагаются в зоне проявления разломов, ограничивающих горсты и грабены Центральной Африки.

Среди многочисленных пегматитовых полей наибольший интерес представляет район верховий Луалабы. Крупнейшее поле редкометалльного пегматитов следует вдоль тектонической зоны близмеридионального направления. Это оловоносное поле занимает первое место в мире по добыче тантала и третье по добыче ниобия. Рудоносный пояс протягивается на 100 км при ширине до 10 км. В пределах его устанавливает-

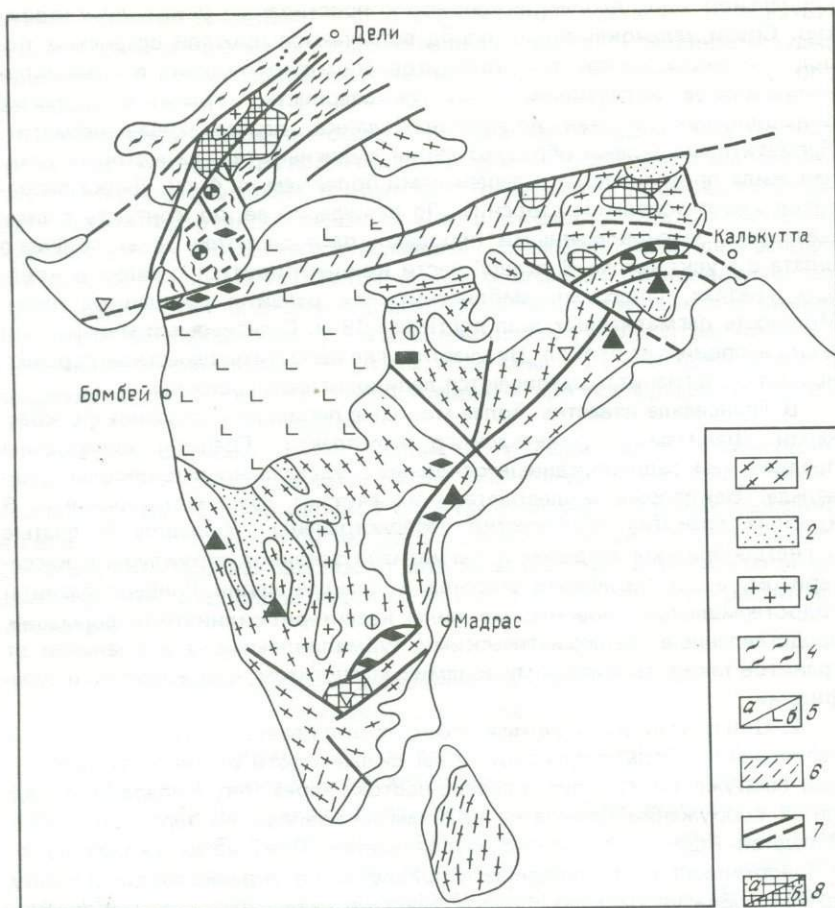


Рис. 11. Металлогения Индостанского щита [9] с добавлениями автора:

1 — додхарварский кристаллический фундамент; 2 — дхарварские (верхнеархейские) складчатые пояса; 3 — последхарварские гранитоиды; 4 — Аравалиско-Делийский складчатый пояс; 5 — платформенный чехол: а — осадочные породы, б — траппы; 6 — зоны активизации; 7 — крупнейшие разломы; 8 — площади проявления пегматитов: а — районы распространения пегматитов, б — зоны пегматитов.

Остальные усл. зн. см. на рис. 1

ся несколько пегматитовых полей, приуроченных к выходам гранитов.

Рудная площадь сложена нижнерифейскими метаморфическими сланцами и амфиболитами, прорванными рудоносными гранитами. Последние образуют крупные батолитоподобные массивы. В контакте гранита со сланцами широко распространены линзы полевошпатовых

пегматитов с редкометалльным и оловянным оруденением. Пегматиты разрабатываются на литий (сподумен), тантал, ниобий, берилл и касситерит. С разрушением пегматитов связаны касситеритоносные россыпи.

Очень интересные пегматитовые тела известны в провинции Катанга, где они приурочены к Кибарской горной системе. В верховьях р. Луалаба расположены месторождения Бусанго, разрабатывавшееся на берилл, Митнаба с бериллоносными пегматитами и крупнейшее месторождение Манono, заключающее сложные литий-ниобий-тантало-оловодержащие руды. На этом месторождении известны два крупнейших пегматитовых тела: Манono и Китотоло — протяженностью 5 км, мощностью 400 м.

Пегматитовые залежи имеют концентрически зональное строение: осевая — кварцевая с мусковитом или без него, периферическая — альбито-аплитовая, натрово-литиевая. Основное промышленное значение имеет внутренняя зона с крупными кристаллами сподумена, достигающими нескольких метров мощности. Пегматиты содержат также колумбит-танталит, касситерит и другие редкие минералы. В результате значительного окисления пегматит с поверхности представляет собой рыхлую легко обрабатываемую и хорошо обогащаемую руду, которая позволяет выгодно обрабатывать месторождение и при относительно низких содержаниях металла (0,14 % олова). В настоящее время разработки достигают уже первичных неокисленных руд. С разрушением многочисленных пегматитовых тел, а также грейзенов и кварцевых жил Центрального пояса связаны богатые россыпи с касситеритом, вольфрамитом, тантало-ниобатами. Особо значительные из них расположены в бассейне р. Луалаба.

Непосредственно продолжение Центрального пояса представляют пегматитовые поля юго-запада Африки, которые также многочисленны и разнообразны по типам минерализации.

Здесь известно своеобразное месторождение десилицированных пегматитов Арандиз среди карбонатных пород. Рудные тела этого месторождения трубчатой формы заключают своеобразный комплекс минералов, в том числе редкие минералы олова (арандизит, герценберgit), обильный станнин в ассоциации с высокотемпературными силикатами.

3. Восточно-Африканско-Мадагаскарский пояс приурочен к близмеридиональной зоне мозамбикских рифеид. Магматическая деятельность проявилась в конце рифея в нижнем кембрии, когда возникли широко развитые межпластовые интрузии гранита (возраст, определенный по циркону, 550 млн. лет). В заключение этого цикла сформировались пегматиты (485 млн. лет). Пегматиты встречаются как среди гранитов, гранито-гнейсов, так и в метаморфических сланцах, причем только в последних они содержат промышленные концентрации берилла, лепидолита и колумбит-танталита.

Крупные интересные месторождения редкометалльных пегматитов известны на о. Мадагаскар, где они приурочены к тектонической зоне

северо-восточного направления, прослеживающейся вдоль оси полуострова. Известны разнообразные пегматиты: известково-натровые (безрудные) и щелочные (рудоносные). Последние подразделяются на калиевые и натрово-литиевые. Промышленные месторождения берилла и других редкометаллических минералов связаны с микроклиновыми пегматитами, ортоклазовые пегматиты обычно безрудны. Натрово-литиевые пегматиты содержат минералы лития (лепидолит, сподумен, амблигонит), которые не образуют значительных концентраций. Как считает Н.И. Варламов, некоторые пегматитовые тела формировались в результате наложения многократных процессов, возобновлявшихся в связи с новыми орогеническими циклами.

Наибольшее значение в отношении редкометаллического оруденения (берилла, колумбит-танталита, редких земель) представляют калиевые зональные пегматиты, завершающие нижнекембрийский тектоно-магматический цикл. Пегматиты в виде жил и штоков встречаются среди гранитов, гнейсов и метаморфических сланцев, причем зональные пегматиты пространственно связаны с гранитными массивами. Возраст натрово-литиевых пегматитов 560–600 млн. лет. Источником берилла является, главным образом, рудное поле Малакиалина, где добыто 415 т берилла (более 60 % добычи о. Мадагаскара). Интересны бериллоносные пегматиты Берере с гигантскими призматическими кристаллами берилла длиной до 2 м и толщиной до 90 см. Из пегматитовых жил добываются также циркон и бастнезит.

4. Нигерийско-Сахарский пояс протягивается в меридиональном направлении от Нигерии через Нигер на север вплоть до древнего Туарегского массива Центральной Сахары. Здесь встречаются как древние пегматиты, связанные с докембрийскими гранитами, так и молодая минерализация в виде пегматитов, кварцевых жил и грейзенов, связанных с так называемыми молодыми гранитами. Последние приурочены к трещинам разрывных нарушений и имеют возраст, по одним данным, раннепалеозойский, по другим — меловой.

Рудоносные граниты наибольшее развитие имеют в пределах Нигерии на площади так называемого плато Джос. Эти граниты прорывают древний метаморфический комплекс докембрия (метаморфические сланцы и амфиболиты, гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы), а также докембрийские граниты и образуют цепочки вдоль тектонических зон различного направления. В целом пояс гранитов подчинен системе близмеридиональных разломов, которые предопределяют общее расположение пояса нижнепалеозойской и более молодой активизации этой части Африки. В то же время массивы располагаются в виде цепочки вдоль разломов северо-восточного, северо-западного, иногда близширотного и меридионального направления, трассируя зоны скрытых разрывных нарушений.

Интересная особенность гранитных массивов — кольцевое строение с концентрическим расположением различных типов пород. Преобла-

дают биотитовые граниты, менее распространены рибекитовые, а также гранитоиды повышенной основности и основные породы. Очень характерна тесная ассоциация гранитов с риолитами, непосредственно предшествовавшими гранитам. Различают и поздние риолиты — покровы лав, формировавшиеся в кольцевых разломах, окружающих кальдерообразные провалы. Таким образом, отчетливо намечаются вулкано-интрузивные комплексы, формировавшиеся на очень небольшой глубине. Возраст древних гранитов Нигерии 485 млн. лет, т. е. относится к нижнему палеозою. Вулканические отложения, перекрывающие эти граниты, имеют меловой возраст. В составе гранитных массивов участвуют разнообразные типы пород. Наряду с нормальными биотитовыми гранитами, присутствуют рибекитовые, рибекит-биотитовые и сопровождающие их кварцевые порфиры, гранит-порфиры, амфиболово-фаялитовые гранит-порфиры, микрограниты и мелкие интрузивы сиенитов в габбро.

Наибольший интерес в отношении рудоносности представляют биотитовые граниты. Они иногда интенсивно альбитизированы и грейзенизированы. Граниты содержат акцессорные выделения тантало-ниобатов (колумбит), а с грейзенами и кварцевыми жилами в них ассоциируют касситерит и вольфрамит, причем разрабатываются в основном россыпи, связанные с их разрушением. Первичный источник касситерита — гидротермальные кварцевые жилы в гранитах, штокверки, кварцево-полевошпатовые и кварцево-слюдистые жилы и прожилки. Касситерит также образует вкрапленность в крупных телах грейзенов и грейзенизированных гранитов. Характерно, что эти месторождения почти не содержат турмалина и вместе с тем нередко содержат топаз и флюорит. Касситерит ассоциирует тесно с вольфрамитом. Кварцевые жилы обычно невелики по размеру, имеют протяжение от десятков до сотен метров, редко до нескольких километров. Мощность грейзеновых зон изменяется от нескольких сантиметров до десятков метров.

Коренные месторождения мало разведаны. Одно из наиболее изученных — Лируен-Кано. В центральной части гранитного массива устанавливаются параллельные, часто сближенные жилы и зоны импреньяции. Главная жила — Лируен-Майн протягивается на 5 км, по простиранию она расщепляется и образует апофизы. Жила сложена в основном кварцем с касситеритом и вольфрамитом, а также более поздними сульфидами (сфалеритом, галенитом, борнитом, халькопиритом).

Однако наибольшее значение имеют в этой рудной провинции не коренные месторождения, а россыпи различного типа — современные, террасовые, глубоко залегающие, погребенные и др. Наиболее интенсивная добыча производилась в районах Насарова, Акванга, Джос, Букуру и др. Многие россыпи уже выработаны, а в оставшихся содержание касситерита значительно понизилось. Если в 1934—1940 гг. разрабатывались россыпи с содержанием  $1 \text{ кг/м}^3$ , то в настоящее время содержание снизилось до  $300 \text{ г/м}^3$ . Одновременно большое внимание уделяется древним погребенным россыпям, частично перекрытым базальтами.

Оловянная минерализация такого же типа (кварцевые жилы, грейзены), связанная с молодыми гранитами, выявлена в настоящее время и севернее, вдоль того же меридионального пояса активизации, в Сахаре, а также в Судане. В Нигере на юге массива Аир установлены оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевой формации с касситеритом, вольфрамитом и колумбитом, представленные зонами грейзенизации. Как и на плато Джос, касситерит ассоциирует с топазом и вольфрамитом.

5. Марокканско-Малийский пояс меридионального направления протягивается по побережью Западной Африки через Восточную Мавританию и Республику Мали. Здесь известны оловоносные пегматиты со сподуменом и тантало-ниобатами. В Марокко редкометалльные пегматиты встречены в горах Антиатласа и в горах Джебель. Они залегают в формациях архея и нижнего протерозоя, вскрывающихся в ядрах антиклинория. Наибольший интерес представляет пегматитовая линза с бериллом в месторождении Южный Ангарфа (Антиатлас), из которой в 1949 г. добыто 200 т берилла.

На территории Мали и Сенегала также известны крупные пегматитовые поля, приуроченные к нижнепротерозойской формации Барвимин. Среди пегматитов выделяются типы: биотитовый, биотитово-турмалино-мусковитовый, муковито-турмалиновый и сподумен-мусковит-турмалиновый. Практический интерес представляет только литиевая минерализация, связанная с последним типом. Литиеносные пегматиты сопровождаются грейзенами.

#### **Редкометалльные месторождения, связанные со щелочными породами и карбонатитами**

В Африке, где широко распространены зоны глубинных разломов, известны многочисленные месторождения редкометалльных карбонатитов, связанных большей частью с основными и реже с гранитными комплексами. Месторождения залегают, главным образом, в Южной и Юго-Восточной Африке. В связи с линейным расположением, они четко отмечают зоны региональных разломов в основном близмеридионального, северо-восточного направления. Эти линии разломов частично подчинены зонам Великих Африканских рифтов.

Массивы щелочных пород и карбонатитов имеют обычно кольцеобразное строение и сопровождаются интенсивным ореолом фенитизации. В зонально построенных массивах внешнюю часть иногда слагают микрофойялиты и микромельдгейты, затем следуют крупнокристаллические разновидности этих же пород, а во внутреннем ядре располагаются нефелиновые сиениты и ийолиты (месторождение Джомбо, Кения). В карбонатитах содержатся пироксены, циркон и редкоземельные минералы.

Декон выделяет семь поясов карбонатитов: 1) Великих озер, протягивающихся вдоль западного рифта; 2) Восточной Уганды; 3) Восточно-

Африканского грабена (восточный рифт); 4) Берегового уступа; 5) грабена Руфунза; 6) юго-восточной дуги (протягивающейся от Зимбабве, через Трансвааль в Капскую провинцию); 7) Бехе (пересекающий Анголу).

Комплексы щелочных пород и сопровождающие их карбонаты разновозрастных формировались от докембрия до позднечетвертичного времени. Как отмечает С.Е. Колотухина, по направлению с юго-запада на северо-восток проявляются все более молодые комплексы этих образований.

## ГЛАВА 7. ИНДОСТАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Индостанская платформа представляет собой фрагмент Гондваны, на значительной площади перекрыта молодыми отложениями. На западе центральной части полуострова фундамент щита бронирован обширным покровом деканских траппов; на севере, в области, примыкающей к Гималаям, широко развиты современные отложения обширной полупустынной области, среди которой лишь на редких возвышенностях вскрываются коренные породы. Наиболее развиты породы докембрия на юге и на востоке полуострова, а также в блоке гор Аравали, к юго-западу от Дели (рис. 11).

Наиболее древние породы Дарварской серии представлены основными вулканитами, кварцитами и конгломератами, возраст которых около 3 млрд. лет. Более молодые отложения аравалийской системы — слюдяные, хлоритовые сланцы, амфиболиты, получившие широкое развитие в горах Аравали. К позднему докембрию относятся толщи кварцитов формации Дели и еще выше залегающие красноцветные толщи, образующие платформенный чехол.

Древние катархейские толщи 3 млрд. лет тому назад были смяты в линейные — меридиональные (на юге) и широтные (на севере) крутые складки. Оси метаморфизма, параллельные складчатости, отмечают длительно обновлявшиеся глубинные разломы, игравшие важную роль в локализации оруденения. Метаморфические комплексы докембрия прорваны массивами основных, кислых и щелочных пород. Самыми молодыми являются траппы Декана, щелочные породы и карбонаты.

Важнейшую роль в рудообразовании играли процессы метаморфизма. В Индии крупнейшие месторождения мусковита (80–90 % мировой добычи слюды), марганца. Она занимает ведущее место в мире по добыче марганцевых руд, листовой слюды. Имеет большие запасы железа, крупные месторождения золота. Известны также месторождения меди, свинца и цинка, редких металлов, связанных с пегматитами и карбонатами, а также драгоценных камней.

## *Осадочно-метаморфогенные месторождения железа и марганца*

Наиболее крупные осадочно-метаморфогенные месторождения железа и марганца располагаются на северо-востоке и востоке Индии, в штатах Мадхья-Прадеш, Бихар и Орисса. Здесь широко развиты отложения дарварской системы, возраст которой 3 млрд. лет. Они представлены конгломератами, основными вулканитами и кварцитами. Широко развиты железистые кварциты, которые представлены главным образом гематитовыми рудами с подчиненным магнетитом. В этом районе насчитывается 21 млрд. т железных руд.

Широко известны марганцевые осадочно-метаморфогенные месторождения, представленные спессартиновыми кварцитами, а также полевошпатовыми спессартиновыми породами (гондитами). Силикатсодержащие метаморфические марганцевые породы возникли в результате метаморфизма первично оксидных и карбонатных выделений марганца в осадочно-вулканогенной кремнистой толще. В процессе окисления вновь развиваются оксидные соединения марганца и руды представляют смесь псиломелана и браунита, причем происходит значительное их обогащение (до 60 % марганца в рудах). По добыче марганцевых руд Индия стоит на первом месте в мире.

В комплексе древнейших метаморфических пород известны также крупные месторождения глиноземистого сырья (кианитовые и другие сланцы), а также залежи корунда. В этой же толще известны и месторождения благородного корунда (сапфир, рубин и др.).

### *Месторождения золота, связанные с метаморфическими толщами*

В Индии известно очень крупное, давно разрабатывающееся месторождение золота Колар.

В районе Колар известно 26 рудных залежей. Одна из наиболее крупных — золото-кварцевая залежь Чемпион, разрабатывается в течение 75 лет на участке протяжением более 8 км и на глубину 3200 м без признаков ее истощения. Мощность залежи в раздувах до 3 м, в среднем 0,5–0,8 м, иногда на выклинивании достигает нескольких сантиметров. В золото-кварцевой жиле Чемпион содержится видимое золото, в жилах, богатых сульфидами, золото образует субмикроскопические включения.

Среди рудных минералов встречаются шеелит, магнетит, ильменит, пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, галенит, а также теллуриды золота.

Исключительная выдержанность состава рудных жил по простиранию и падению, их закономерная приуроченность к определенным пластам позволяют допускать первичное вулканогенно-осадочное или механическое (на шельфе) накопление рудного материала.

В сходных условиях локализуются и другие месторождения районов Рамашри и Хатти, залегающие среди метаморфизованных толщ андезитов.

Рудные тела месторождения Колар представлены серией согласных пластовых жил, протягивающихся на контактах слоев амфиболитов и сланцев. Рудные тела, как и вмещающие их породы, имеют близмеридиональное простирание и крутое падение, следуя вдоль контактов амфиболитов и сланцев рудовмещающей джарварской серии. Состав жил различен: выделяются золото-кварцевые (содержащие до 1 % сульфидов), золото-кварц-сульфидные и золото-графит-сульфидно-кварцевые залежи (до 10 % сульфидов). По направлению с востока на запад увеличивается содержание сульфидов в рудных телах, а также содержание теллура. Содержание золота возрастает в обратном направлении — наиболее богаты им восточные золото-кварцевые залежи. Не исключена возможность, что первичное накопление золота происходило одновременно с формированием рудовмещающих осадочно-вулканогенных толщ (возможна и первичная концентрация в россыпях на шельфе). Лишь позднее в процессе проявления метаморфизма происходила перегруппировка вещества и формирование эпигенетических золото-кварцевых жил, подчиненных в распределении определенным стратиграфическим горизонтом и в то же время локализующимся на участках проявления разрывов и осложнений складчатых форм.

С золотом ассоциируют высокотемпературные минералы, такие, как пироксен, куммингтонит, графит, а также пирротин, арсенопирит, шеелит. Рудные тела этого уникального месторождения разрабатываются до глубины 3 км.

#### *Месторождения редкометалльных и слюдоносных пегматитов и свинцово-цинковых руд*

С метаморфизмом основных сланцев связаны месторождения мало-железистого флогопита, с гранитами (метаморфо-генного происхождения) — многочисленные месторождения слюдоносных (иногда с флогопитом) и редкометалльных пегматитов. В последних содержится берилл, аквамарин, изумруд, тантало-ниобаты, а среди литиевых минералов — сподумен, поллуцит и лепидолит.

Пегматитовые тела слагают кулисно расположенные залежи в зонах разломов и интенсивного метаморфизма, образуя пояса: Орисский, Раджастанский, Нилурский, Майсурский, Синг и Южноиндийско-Шри-Ланкийский.

Пегматиты Индии формировались неоднократно. Самые древние нижнепротерозойские (2300—2000 млн. лет) установлены в Майсурском районе. Другие имеют более молодой возраст — позднерифейский, вендский или раннепалеозойский.

Среди пегматитов встречаются простые и сложные — дифферен-

цированные. Особый интерес в отношении изумрудов имеют десилицированные пегматиты, прорывающие основные породы.

В горах Аравали, протягивающихся в северо-восточном направлении, и в окружающих их возвышенностях вскрываются древнейшие толщи дарварской и аравалийской систем. Эти толщи, отличающиеся по степени метаморфизма, разделены, видимо, несогласием и горизонтом конгломератов. Горы Аравали, высотой до 1,5 км, в прошлом, как считают индийские геологи, по высоте не уступали Гималаям. Продукты их разрушения послужили материалом для мощных кварцитовых толщ системы Дели, и, таким образом, можно предполагать, что в современном срезе вскрываются глубинные зоны этой горной системы.

Разработка пегматитов ведется в штате Бихар. Индийские пегматиты обнаруживают сходство с канадскими, австралийскими и африканскими.

Особо выделяется богатством южный пегматитовый пояс Индии, продолжающийся на территории Шри-Ланки. На о. Шри-Ланка пегматиты заключают драгоценные камни — изумруд, хризоберилл, аквамарин, циркон, рубин, сапфир и др. Возраст пегматитов, по радиологическим данным, 600, 538, 487, 450 млн. лет.

В горах Аравали известно свинцово-цинковое месторождение Завар. Оруденение приурочено к толще кварцитов, доломитов, сланцев и метаморфизованных гранитных пород. Свинцово-цинковое оруденение локализовано в горизонтах тонкозернистых доломитов. Рудные тела представлены согласными пластовыми залежами, "столбами", минерализованными зонами замещения и жилами выполнения трещин. Предполагается, что на образование месторождения существенное влияние оказали процессы метаморфизма. Таким образом, "залежи Завара" можно считать стратиформными осадочно-эксплазивного происхождения с последующей ремобилизацией оруденения в процессе регионального метаморфизма, а возможно, и тектоно-магматической активизации [10].

#### *Магматические месторождения*

С ультраосновными породами связаны ванадиеносные титано-магнетитовые руды штатов Бихар и Орисса. Так, в архейском блоке Сингххун меденосная зона субширотного простирания имеет протяженность до 180 км при ширине 5 км. В этой зоне сосредоточены проявления апомагматических ураноносных апатит-магнетитовых и медносульфидных руд. Зона имеет форму пологой дуги, огибающей массив гранитов. Медные руды развиты также в рудном поясе Кхетри в дельийском среднепротерозойском комплексе. Оруденение связано как с "древними" амфиболитами, возникшими при метаморфизме долеритов, так и с гранитами, вызвавшими метаморфизм. Со щелочными породами и карбонатами связаны месторождения редких металлов и редких земель.

Карбонатитовые месторождения образуют два комплекса — докембрийский и третичный.

Самые молодые рудные образования приурочены к Нарма-Сонской карбонатитовой провинции, где развиты вдоль субширотной зоны разломов массива щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты. Наиболее крупным является массив Амба-Донгар, содержащий флюорит и пиррохлор [7].

Во впадинах (авлакогенах) развиты мощные покровы базальтов (траппов), которые перекрывают значительную часть территории докембрийского щита.

В Индии и Шри-Ланке большое значение имеют россыпи на шельфе, где концентрируются ценные минералы – ильменит, магнетит, циркон, монацит, гранат, источником которых явились разрушенные в условиях тропического выветривания метаморфические толщи докембрия. Прибрежно-морские россыпи широко распространены как на западном, так и на восточном побережье Индии.

## ГЛАВА 8. АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Древнейшие толщи Австралийского щита слагают западную половину континента, который, как считается, в прошлом был связан с Индийским и Африканским щитами в составе единого южного материка Гондваны. Так же как в Индостане и Южной Африке, широко развиты архейские породы, возраст которых достигает 3 млрд. лет и более. Широкое развитие имеют гранитогнейсы, в которых пролегают узкие трюги, выполненные зеленокаменными отложениями, образованными за счет метаморфизма эффузивных основных (и ультраосновных) пород, а также субвулканических магматических комплексов.

Наибольшее значение в Западной Австралии [21] имеют месторождения золота, в том числе крупнейшие в мире, такие, как Калгурли (рис. 12). Существенное значение в будущем, очевидно, будут иметь никелевые месторождения, связанные, как и золотые, с вулканическим архейским комплексом, в том числе с коматитами. Широко распространены железорудные месторождения архейского и раннепротерозойского возраста типа железистых кварцитов, богатых гематитовыми рудами. В последнее время обнаружены крупные месторождения алмазов третичного возраста в кимберлитовых и лампроитовых трубках.

Выделяется несколько обособленных блоков развития рудных комплексов Австралийского щита:

1. Центральная провинция в ядре Йилгарн с крупнейшими месторождениями золота (Калгурли, Кулгарди и др.), с проявлениями никеля и железа в архейских зеленокаменных толщах.

2. Провинции Дарлинг по западной окраине кристаллического блока и Стирлинг на южном его обрамлении. В последней известно оловянное месторождение Гринбушес, связанное с гранитами.

3. Срединный пояс, сложенный зеленокаменными породами протеро-

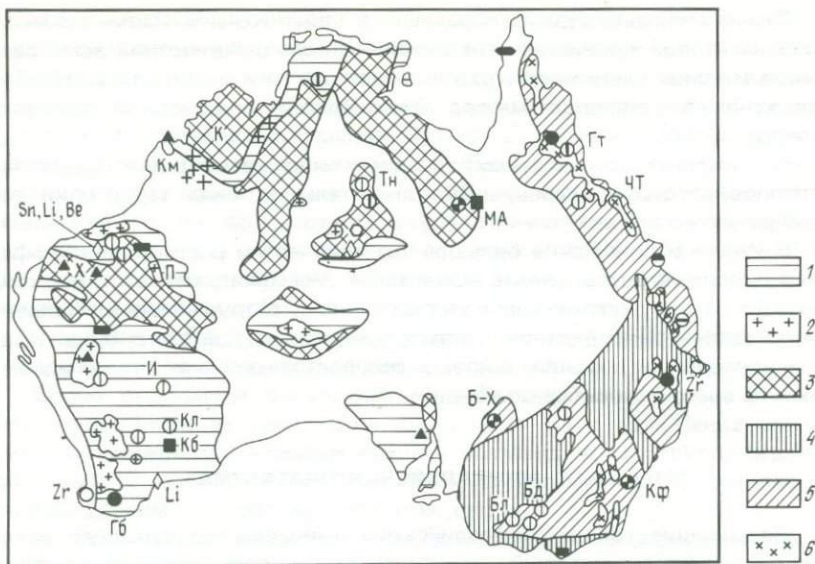


Рис. 12. Австралийская платформа и ее обрамление [21]:

1 — архей — блоки: И — Иилгарн, П — Пилбара; 2 — архейские граниты; 3 — протерозой — блоки: X — Хамерсли, К — Кимберли; 4 — каледониды Восточной Австралии; 5 — варисциды Восточной Австралии; 6 — варисские граниты Восточной Австралии. Рудные месторождения Австралийской платформы: Кл — Калгурли (Au), Гб — Гринбушес, Тн — Теннант (Au), Кб — Кобалда (Ni, Cu), Км — алмазы в обрамлении массива Кимберли. Месторождения Восточной Австралии: Т — Теннант-Крик (Au), МА — Маунт-Айза (Pb, Zn, Cu), Б-Х — Брокен — Хилл (Pb, Zn, Cu), Гт — Гербертон (Sn, W), Кф — Кэптин Флейтс (Cu, Zn), Бд — Бендиго (Au), Бл — Балларат (Au), Зг — россыпи циркона и других минералов на шельфе

зоя, смятыми в складки широтного направления, заключающий гидротермальные месторождения золота (Теннант-Крик).

4. Блок Пилбара, отделенный от южного блока Йилгарн прогибом, выполненным верхнепротерозойским осадочным чехлом. Этот блок характеризуется развитием гранитов, пегматитов и сопровождающих их месторождений литофильного профиля (олово, тантал, бериллий, литий).

5. Блок Кимберли на крайнем северо-западе Австралии, обрамленный разломами северо-западного направления на юге и северо-восточного направления на востоке. В горстах, ограниченных разломами, вскрываются нижнепротерозойские толщи, заключающие месторождения железа. В последнее время на окраине блока обнаружены алмазоносные трубки кимберлитов и лампроитов, приуроченные к глубинным разломам.

Таким образом, кристаллический щит Западно-Австралийского щита богат разнообразными полезными ископаемыми. При образовании многих из них рудные элементы, вероятно, были заимствованы при неоднократном метаморфическом преобразовании пород. Геохимический профиль этого крупного комплекса оказал влияние и на металлогению вышележащего фанерозойского этажа, вскрывающегося восточнее в Тихоокеанском обрамлении. С запада на восток в этом обрамлении выделяются последовательные складчатые пояса: байкальский (Аделаиды), каледонский (Лакланский) и варисский на северо-восточном побережье Австралии. Эти восточные позднедокембрийские и фанерозойские металлогенические зоны будут охарактеризованы далее в разделе о Тихоокеанском рудном поясе.

В южном блоке Йилгарн главные рудные месторождения (Au, Fe, Ni) приурочены к архейским зеленокаменным породам, выполняющим узкие трюги в обширных массивах архейских гранитогнейсов и гранитов.

Вероятно, наиболее ранними являются сульфидные никелевые месторождения, приуроченные к комплексу зеленокаменных пород Калгурли и локализованные в донных частях коматиитовых лавовых потоков и более кислым их производным, а также к субвулканическим телам ультрабазитов. Эти месторождения, представленные пластовыми сульфидными залежами и вкрапленными рудами, генетически параллелизуют с широко известными эксгальационно-осадочными колчеданными залежами начального этапа развития эвгеосинклиналией. Главные рудные минералы — пирротин и пентландит. Содержится также халькопирит. Связь оруденения с коматиитами установлена только в последние годы. В древнем комплексе архея участвуют и джеспилиты, вмещающие образованные при их метаморфизме богатые гематитовые железные руды. Предполагают, что железо было выщелочено из вулканогенно-осадочных древних пород уже в протерозое (?) при воздействии поверхностных или глубинных растворов. Как и никелевые месторождения, эти богатые гематитом джеспилитовые залежи концентрируются в основном в южном блоке Йилгарн, подчеркивая его фемический профиль. Они развиты и в широтной зоне Хамерсли, сложенной нижнепротерозойскими толщами. Встречаются они также и в обрамлении ромбовидного блока Кимберли на северо-западе континента. Главное значение в древнем комплексе Западной Австралии имеют месторождения золота, приуроченные к тем же зеленокаменным комплексам основных пород, что и месторождения никеля и железа.

Месторождения золота наиболее обильны в южном блоке Йилгарн, где за период до 1980 г. добыто 2000 т этого металла. Образованы золоторудные месторождения, вероятно, позже никелевых, так как представлены жилами и вкрапленными рудами в тектонических трещинах и зонах смятия, секущими уже метаморфизованные и дислоцированные вулканиды раннего этапа развития. Тем не менее и их возраст устанавли-

вается, как архейский. Некоторые жилы секут и джеспилиты, подобно тому как в Индостанском щите (золотоносная зона Колар) золоторудные месторождения, как и вмещающие их зеленокаменные зоны, образуют полосы близмеридионального направления. Наиболее крупное месторождение — Калгурли, из которого получено 75 % добычи страны. Месторождение приурочено к узкому трогу, выполненному кварцевыми долеритами двух комплексов — древнего и молодого. Рудные тела локализируются в узкой зоне среди "молодых" долеритов и представляют систему сложно сочленяющихся зон и жил в трещинах и зонах смятия. Число рудных тел более 300. Преобладающее значение имеют вкрапленные руды, подчиненное — собственно жилы. Руды относятся к золото-сульфидному типу с теллуридами. Значительная часть золота находится в виде мельчайших включений в широко развитом пирите. Из других сульфидов присутствуют: арсенопирит, в небольшом количестве халькопирит, сфалерит, блеклая руда и галенит. Важная особенность вещественного состава — развитие теллуридов (гессит, петцит, колорадоит, калгурлит, калаверит, сивванит, нагиагит). Присутствие анизотропных разновидностей некоторых теллуридов позволяет установить температуру поздней собственно теллуридной стадии развития месторождений 149 °С (по гесситу) и 189 °С (по калавериту). Температура образования минералов ранней стадии, видимо, была высокой и достигала 500 °С. Таким образом, месторождение формировалось в большом интервале температур и, видимо, длительно. Оруденение опускается на большую глубину, как предполагают, до 1,5 км. Разработки в наиболее богатой части золоторудной зоны — Голден Майл (Золотая миля) распространились на 1200 м. По характеру минерализации сходно месторождение Кулгарди, расположенное к северо-западу от Калгурли, и, возможно, представляет фланг того же рудного поля.

В этом блоке Йилгарн находятся и многие другие месторождения сходного типа (Элеонора, Норсмен, Санстон, Уилуна). В большинстве они приурочены к метаморфическим зеленокаменным породам, но некоторые из них залегают и среди железорудных джеспилитов. Некоторые исследователи (Р.Г. Варрен) предполагают, что золото могло быть выщелочено из вмещающих пород.

Расположенный на севере блок Пилбара отличается от блока Йилгарн в большей степени сиалическим профилем минерализации, характеризуется широким развитием гранитов. В этом блоке проявлены уже в большей степени литофильные элементы, связанные с пегматитами месторождения тантала, лития, олова, бериллия. Наиболее известно месторождение Вуджина, где возраст пегматитов более 3 млрд. лет и может сравниться с древними оловоносными пегматитами Южной Африки. Число месторождений и рудопоявлений среди гранитоидов в этой области измеряется десятками, однако добыча редких металлов происходит из россыпей, связанных с разрушением пегматитов. Возраст гранитоидов блока Пилбара оценивается 3050—3100 млн. лет.

Месторождения олово-касситерит-кварцевой формации представляет Гринбушес на юго-западе континента, где касситерит образует вкрапленность и встречается в прожилках, секущих граниты.

Своеобразными особенностями металлогении отличается обрамление ромбовидного блока Кимберли на северо-западной окраине континента. Блок ограничен системой разломов запад-северо-западного направления на юге и север-северо-восточного — на востоке. К разломам приурочены недавно открытые трубки алмазоносных кимберлитов и лампроитов (лейцитовых или калиевых базальтоидов). Особенно богаты алмазами лампроиты. Открытие коренных алмазоносных пород давно предсказывалось на основании находок алмазов в россыпях, однако к этому прогнозу относились скептически.

В настоящее время получены новые данные, и на XXVII Международном Геологическом Конгрессе в Москве были сделаны доклады, представляющие большой интерес. Выявленные лампроиты — самые молодые алмазоносные породы миоцена. Отмечают их омоложение: на севере — 22,6 млн. лет, на юге — 19,6—17 млн. лет, что объясняют движением над "горячей точкой", предшествовавшим предполагаемой коллизии Австралийского континента с Тимором 15 млн. лет тому назад.

По крайней северной окраине континента в зоне низких широт с их тропическим климатом простирается полоса богатых бокситовых месторождений, образованных при латеральном выветривании базальтоидов.

С разрушением древних кристаллических толщ и продуктов их перемыва связано образование россыпей на шельфе, богатых титаном, цирконием, а также драгоценными минералами.

В целом Австралийский щит схож в металлогеническом отношении с другими кристаллическими щитами южных материков. Его изучение представляет интерес для воссоздания ранней истории развития нашей Земли. Реконструкция связей Австралийского континента с Индостанской и Африканской платформами может в дальнейшем послужить обоснованием распада Гондваны.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ  
(ПРИНЦИПЫ РАЙОНИРОВАНИЯ)ГЛАВА 9. ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ  
И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Раздробление древних архейских щитов и отложений платформенного чехла началось уже в середине протерозоя или еще ранее. Однако наиболее интенсивные расколы древних сооружений — некогда единого материка Пангеи произошло в рифее. Именно тогда возникли огромные протяженные разломы — рифты с раздвигами континентальных крупных блоков. Позднее вдоль этих протяженных разломов развивались и палеозойские подвижные пояса и складчатые зоны. К такому типу относится Пратетис, отделивший северный суперматерик Лавразию от южного — Гондваны. В протерозое (рифее) заложились внутриазиатский протяженный широтный пояс, его широтные ветви и меридиональное — Уральская ветвь. Этот период "всеобщего дробления" ознаменовался образованием обширных эвгеосинклиналей с мощными накоплениями вулканогенных отложений, с которыми были привнесены из глубин и рудные элементы, позднее неоднократно претерпевшие перегруппировку и послужившие источниками рудного вещества для многих месторождений в поздние периоды минералообразования. Период всеобщего раздробления означал общее расширение Земли. Последующее заполнение трогов или протогеосинклиналей осадочно-вулканогенным материалом привело к стабилизации бывших прогибов. Так, в рифее образовались консолидированные массивы между Лавразией и Гондваной почти на всем протяжении Палеотетиса. В рифее обширную консолидированную платформу представляла большая часть континента Евразии, возможно соединявшегося с Северной Америкой (Лавразия). Последовавшие затем новые разломы наследовали прежние тектонические линии. Так, со смещением к востоку в раннем палеозое и позднее открывались новые меридиональные разломы Урала. Новые прогибы и складчатые области присоединялись к более древним, по новообразованным разломам, например, герцинские зоны Центрального и Южного Тянь-Шаня — к каледонским Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, герцинская Монголо-Охотская осевая зона — к обрамляющим ее симметрично каледонским и байкальским сооружениям — Сибирской и Китайской платформам. В большинстве линейных крупных поясов сохранялся структурный план, заложенный еще на байкальском этапе раздробления. На других участках в пересечении линеаментов новые прогибы и складчатые зоны развивались по различно ориентированным разломам (Центральный Казахстан, Саяны).

При металлогеническом районировании палеозойских сооружений автор вынужден отойти от правила тектонистов, определяющих возраст зон по времени завершающей складчатости. Поэтому зоны разделяются по этапам развития геосинклиналей: раннему, орогенному, построгоенному, что позволяет соответственно датировать возраст металлогении, как это предложил еще Ю.А. Билибин. В полициклических областях расчленение зон по возрасту еще более сложное, поскольку происходит перекрытие зон ранней складчатости зонами более поздних циклов. Далее охарактеризуем зоны байкальской складчатости (на примере Прибайкалья), каледонской (Саяны, Центральный Казахстан, Аппалачи), герцинской (Средний и Южный Тянь-Шань), а затем мезозойской (Тихоокеанской) и кайнозойской (Средиземноморской). Во многих полициклических областях будет дана характеристика зон сменяющих друг друга тектоно-металлогенических циклов.

### Особенности металлогении байкалид и каледонид

Байкалиды частично описаны при характеристике платформ, где они слагают зоны, наложенные по разломам и разделяющие древние кристаллические щиты (Сан-Франциску в Южной Америке, обрамление Сибирской платформы, кристаллическая ось Северо-Китайской платформы). Во многих зонах в составе складчатых байкальских сооружений участвуют более древние образования, вскрывающиеся в нижних частях разреза [1, 27].

В других регионах байкалиды связаны с ранними каледонидами, что наблюдается в Прибайкалье, где внешнюю зону обрамления Сибирской платформы слагают раннекаледонские структуры. Хотя комплекс байкалид получил свое название от Прибайкалья, выясняется, что многие толщи, относимые ранее к байкальскому комплексу, на самом деле являются каледонскими. Границы структурных этажей в системах, заключающих ранние толщи фанерозоя, с нижележащими докембрийскими далеко не всегда отчетливы, но в выступах фундамента антиклинорий и горстов постоянно вскрываются глубокие части разреза (рис. 13).

Отличительная особенность байкалид, образованных за счет прогибов, возникших в период "Великого раздробления", — широкое развитие апомантийных основных пород и их производных, со временем сменяющихся средними и кислыми (вулканиты Северного Прибайкалья). Но в целом для этих сооружений характерен эвгеосинклинальный тип и фемический профиль минерализации особенно при фемическом типе их фундамента (архейские коматииты Прибайкалья).

Зоны имеют часто мозаичное строение с блоками древнедокембрийского вплоть до архейского возраста (Северо-Муйская глыба).

Для этих зон типичны глубинные разломы, контролирующее расположение вулканитов ультраосновных, основных пород и поздних

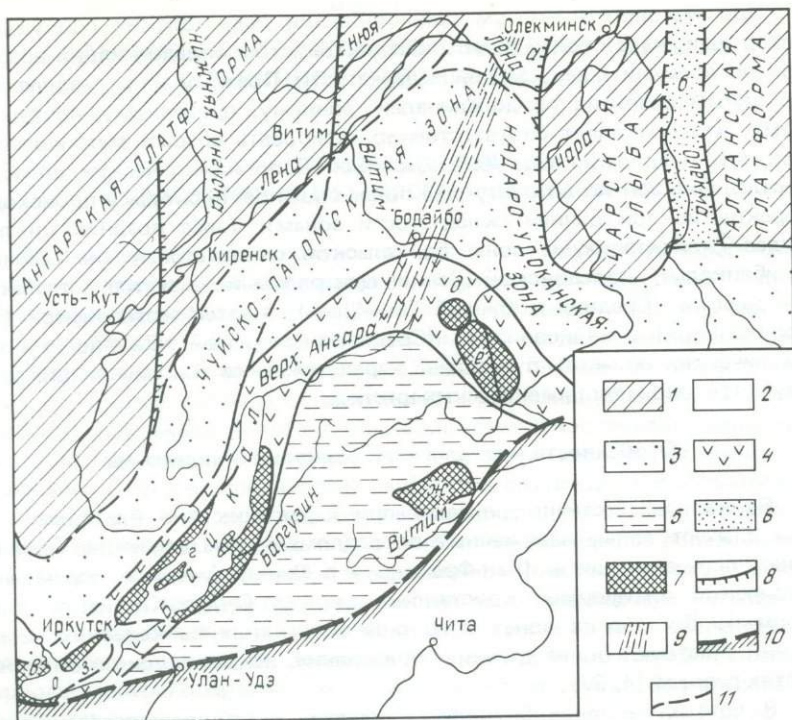


Рис. 13. Схема распространения главнейших структурных элементов байкалид в нижнем протерозое в начальной стадии развития первого геосинклинального цикла в раннем протерозое, по данным Л.И. Салопы с добавлениями В.С. Малых [27]:

1 — платформенные сооружения архея; 2 — Центрально-Азиатский геосинклинальный пояс; 3 — миогеосинклинальный пояс байкалид; 4 — краевой геосинклинальный ров в пределах Байкало-Муйской зоны глубинных разломов; 5 — эвгеосинклинальный пояс байкалид; 6 — побочные ветви байкалид (а — Уринская, б — Олекминская); 7 — глыбы архейского фундамента в пределах геосинклинальной области байкалид (в — Шарыжелгапская, г — Байкальская, д — Северо-Муйская, е — Южно-Муйская, ж — Амалатская); 8 — допротерозойские разломы (штрихи в сторону опущенного крыла); 9 — Уринский раскол байкалид (скрытый глубинный разлом); 10 — условный контур северо-западного борта Центрально-Азиатского геосинклинального пояса; 11 — границы структурных подразделений

щелочных, производных ультраосновной магмы. С ультрабазитами связаны месторождения асбеста (Молодежное в Северном Прибайкалье); щелочные породы представляют интерес в отношении алюминиевого сырья (сынныриты Прибайкалья) и редкометалльной-редкоземельной минерализации (Западные Саяны).

Байкальские платформы, в большинстве уже консолидировавшиеся

к началу фанерозоя, часто перекрыты мощным платформенным чехлом. Это особенно характерно для системы срединных массивов Средиземноморского пояса, консолидированных в эпоху байкальской складчатости. Металлы, накопленные в отложениях платформенного чехла, во многих случаях были позднее мобилизованы при активизации этих древних структурных элементов на мезо-кайнозойском этапе развития.

Раннекаледонские прогибы, развивавшиеся часто на байкальских сооружениях (салаирская фаза) или присоединившиеся к ним за счет разрастания континентальной коры обрамления древних щитов, имеют черты сходства с байкальскими. Для них свойствен эвгеосинклинальный тип развития и фемический профиль минерализации. Некоторые крупные фрагменты древней коры, испытавшие длительное воздымание, характеризуются сиалическим профилем за счет неоднократной гранитизации. Таковы Буреинский и Ханкайский массивы Дальнего Востока, массивы Молданубской и Саксо-Тюрингской зоны Европы, Катазии на юге КНР. Эти многократно гранитизированные массивы с высоким (до 2,5) "коэффициентом сиаличности" (отношение мощности гранитного слоя к "базальтовому") в дальнейшем служат фундаментом для развития специфически оловоносных провинций верхних структурных этажей.

Позднекаледонские структуры теснее связаны уже с герцинскими и образуют непосредственные переходы к ним при длительном "завершенном" цикле геосинклинального развития (Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань, антиклинорий Монгольского Алтая, провинция Синьцзян, северное Забайкалье, массив Катазии в КНР).

При редуцированном геосинклинальном развитии, когда не проявлена орогенная стадия с ее гранитоидным магматизмом, возникают фемические зоны, где главным типом минерализации служат колчеданные месторождения, связанные с вулканитами раннего этапа развития (каледониды северо-западной Скандинавии, юга о. Сикоку в Японии). Отмечаются и промежуточные типы с затянувшимися ранними стадиями развития, когда период формирования симатических пород — вулканических апомантийного происхождения с колчеданными рудами, плутонических апомантийных тел — ультрабазитов с хромитами, базитов с титано-мagnetитовыми рудами и их поздних производных гранитоидов повышенной основности и щелочности, вплоть до щелочных пород, захватывает большой интервал времени (Урал).

В областях, где каледонские и герцинские прогибы развивались на кислой сиалической древней коре, большую роль приобретают проявления фемическо-сиалического профиля (Центральный Казахстан, Тянь-Шань).

Для позднегерцинских зон характерен собственно сиалический или ультрасиалический тип (Калба-Нарымская, Саксо-Тюрингская зоны), что можно объяснить формированием рудоносных (в данном случае

оловоносных) гранитных магм в пределах кислого сиалического фундамента при малом влиянии апомантийных элементов. Такой тип свойствен для Синьцзянской редкометалльной провинции.

## ГЛАВА 10. СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ\*

### Аппалачская система

Складчатое обрамление Северо-Американской платформы с севера и востока представлено палеозоидами. Северное звено обрамления — Иннуитская каледоно-раннегерцинская складчатая система. Почти под прямым углом к ней примыкают каледониды Восточной Гренландии. Затем после некоторого перерыва их продолжают протянувшиеся на 3000 км с северо-востока на юго-запад каледоно-герцинские сооружения Аппалач.

В металлогеническом отношении первые две системы изучены довольно слабо. Лишь в каледонидах Гренландии отмечены проявления свинцово-цинковых и молибденовых руд в связи с интрузиями пост-третичных гранитов. Известное в прошлом, в настоящее время отработанное, очень интересное месторождение криолита Ивигтут было приурочено к массиву докембрийских гранитов Гренландского щита. Вопрос о генезисе этого месторождения остается спорным: одни исследователи считают его генетически связанным с вмещающими гранитами, другие предполагают базальтовый первоисточник минерализации.

Многолетние исследования Аппалачской системы выявили неоднородность и сложность ее геологического строения и металлогении. Предполагается, что Аппалачские горы — это наиболее приподнятая часть некогда обширной палеозойской геосинклинальной системы, северо-восточное продолжение которой ныне скрыто под водами Атлантического океана, а юго-восточное — под платформенным чехлом Атлантической и Мексиканской равнин. В.Е. Хаин и другие советские исследователи считают, что Аппалачская складчатая система является западным крылом (ветвью) единого глобального геосинклинального Атлантического пояса, разъединенного возникшим в позднем мезозое Атлантическим океаном. Восточное крыло пояса представляют каледониды Норвегии и Великобритании.

Поперечной зоной — продолжением линеаментов Пайониер и Мендосино — Аппалачская система на широте г. Нью-Йорка делится на два отрезка: Северные и Южные Аппалачи. Северные Аппалачи протягиваются на северо-восток через штаты Новой Англии (США) и приморские провинции Канады на о. Ньюфаундленд, а Южные — на юго-запад до штата Алабама (США).

\*Раздел написан в соавторстве с О.Н. Бабич.

История развития этих отрезков, как считает большинство зарубежных и советских геологов, различается. В становлении Северных Аппалачей основную роль сыграли таконская (O — S) и акадская (D<sub>2-3</sub>) эпохи складчатости, причем на западе Северных Аппалачей складчатость завершилась в кембрии — ордовике, в центральной части — в верхнем девоне, а на востоке она проявлялась еще в каменноугольный период. В Южных Аппалачах наряду с таконской и акадской эпохами складчатости большое значение имела собственно аппалачская эпоха, особенно интенсивно проявившаяся в средней перми. Миграция складчатости происходила с востока на запад — основные складчатые движения на востоке закончились до девона, на западе они продолжались до конца верхнего палеозоя. Некоторые исследователи (в частности, Ф.Б. Кинг) считают, что существенного различия в истории развития этих двух отрезков нет.

Как в Северных, так и в Южных Аппалачах четко выделяются две главные структурно-тектонические продольные зоны (с запада на восток): внешняя — миогеосинклиальная — и внутренняя — эвгеосинклиальная.

В Северных Аппалачах миогеосинклиальная зона в виде узкой прерывистой полосы протягивается вдоль окраины Канадского щита, почти полностью исчезая на п-ове Гаспе и на о. Ньюфаундленд. Лишь на широте Адирондакского выступа Канадского щита (штаты Новой Англии, США) она образует широкую синклиальную депрессию. Большая часть этой депрессии перекрыта интенсивно дислоцированными метаморфическими сланцами кембрия — ордовика — так называемым Таконским аллохтоном. Предполагается, что корни шарьяжа располагаются во внутренней эвгеосинклиальной зоне и удалены от района современного залегания аллохтона на 45—75 км. В орографическом плане аллохтон выражен невысокими горами, простирающимися на 200 км при ширине 60 км. Продолжение Таконского надвига прослеживается далеко на север, вплоть до п-ова Гаспе.

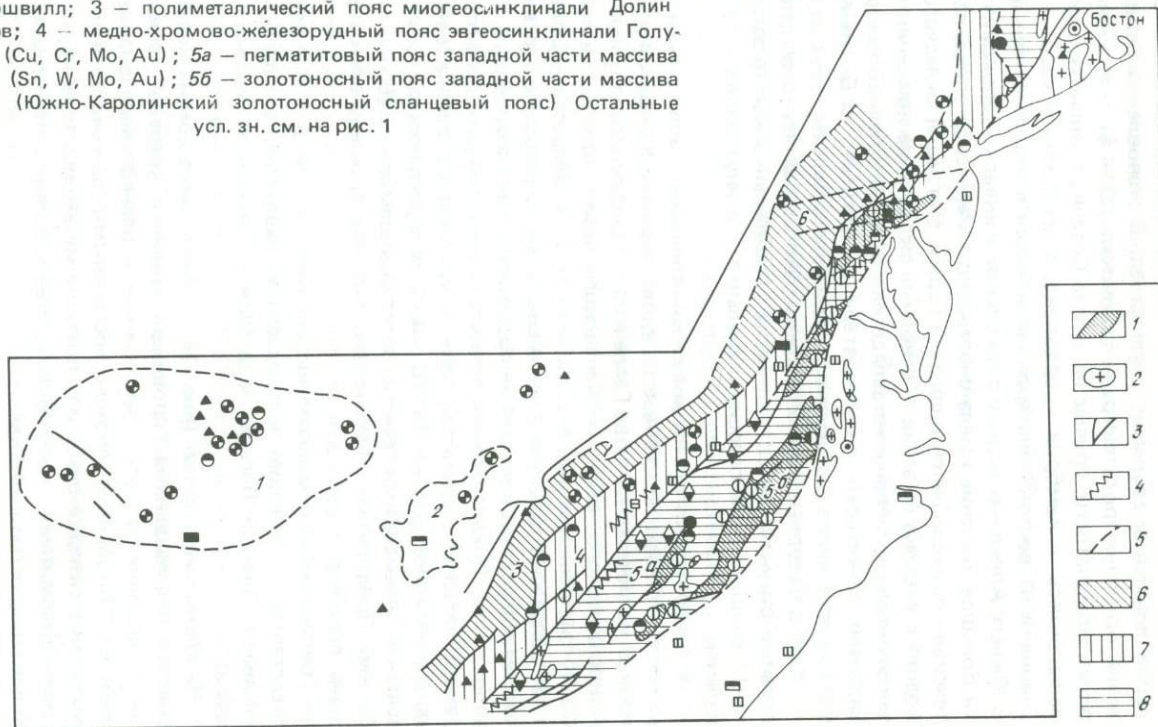
Граница между миогеосинклиальной зоной и Канадским щитом представлена отчетливо наблюдаемым надвигом, который в Канаде называют "линией Логана", а в США — "надвигом Чемплейна (Шамплейна)".

В Южных Аппалачах (рис. 14) внешняя миогеосинклиальная зона известна под названием "провинции Долин и Хребтов" (зона получила такое название за четко выраженное в рельефе чередование долин и хребтов). Провинция сложена осадочными палеозойскими толщами, смятыми в складки слабо или почти не метаморфизованными известняками, доломитами, песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами общей мощностью до 10 км.

От Северо-Американской платформы провинция Долин и Хребтов отделена краевым прогибом (Преаппалачский передовой прогиб). В структурном отношении прогиб представляет собой довольно просто построенный синклиорий, выполненный толщей палеозойских осадоч-

Рис. 14. Схема металлогении палеозойской Аппалачской складчатой системы [45]:

1 — сланцевый пояс Южной Каролины; 2 — граниты; 3 — разломы; 4 — ультрабазитовые зоны; 5 — границы структурно-металлогенических зон; 6 — миогеосинклиналь Долин и Хребтов; 7 — звгеосинклиналь — Антиклинории Голубых гор; 8 — массив Пидмонт. Металлогеническое районирование: 1 — полиметаллический район Миссисипи — Миссури; 2 — то же — поднятия Нэшвилл; 3 — полиметаллический пояс миогеосинклинали Долин и Хребтов; 4 — медно-хромово-железорудный пояс звгеосинклинали Голубых гор (Cu, Cr, Mo, Au); 5a — пегматитовый пояс западной части массива Пидмонт (Sn, W, Mo, Au); 5б — золотоносный пояс западной части массива Пидмонт (Южно-Каролинский золотоносный сланцевый пояс) Остальные усл. зн. см. на рис. 1



ных пород мощностью до 7 км и местами осложненный несколькими крупными складками и надвигами. В рельефе краевой прогиб — это линейно вытянутое с северо-востока на юго-запад плато с высотными отметками до 1200 м. Северная часть плато получила название Аллеганского плато, южная — Камберлендского плато.

Граница между Предаппалачским прогибом и платформенным чехлом Североамериканской платформы выражена слабо и местами почти неразличима, а граница между прогибом и провинцией Долин и Хребтов представлена крупным пологим надвигом, так называемым Аппалачским структурным фронтом. В районе стыка границ штатов США Виргиния, Кентукки и Теннесси фронт образует резкий выступ в сторону краевого прогиба и носит название надвига Пайн-Маунтин. Амплитуда горизонтального перемещения пород составляет около 10 км. В северо-восточном направлении амплитуда надвигания постепенно убывает и в районе Аллеганского плато фронт уже представлен зоной вертикально стоящих или даже опрокинутых пород кембрия — карбона (Аллеганский структурный фронт). Примерно на сороковой параллели фронт резко поворачивает к востоку, а в области, примыкающей к Адирондакскому выступу Канадского щита, становится зоной погружения и затухания складок.

Предаппалачский краевой прогиб — одна из богатейших нефтяных и газовых провинций Северной Америки. Нефтегазоносны отложения всех систем палеозоя, но наиболее важные продуктивные горизонты приурочены к каменноугольным отложениям. Первое место в капиталистическом мире занимает этот бассейн и по запасам каменных углей. Угленосные отложения приурочены преимущественно к пенсильванскому (верхнему) и миссисипскому (нижнему) отделам карбона.

Внешняя миогеосинклиальная зона (см. рис. 14) — это рудная провинция, богатая стратиформными месторождениями цинка, реже свинца, осадочными месторождениями железа, марганца и бария. Пластовые залежи массивных свинцово-цинковых и цинковых руд приурочены к осадочным слабометаморфизованным породам нижнепалеозойского возраста — доломитам, доломитизированным известнякам, реже глинистым сланцам. Большинство промышленных месторождений цинка расположены на востоке штата Теннесси. Здесь известны такие рудные районы, как Маскот, Джефферсон Сити, Коппер Ридж, Пуэзлл Ривер и др. Рудные залежи представлены либо телами замещения, более или менее согласными с напластованием и сопровождаемыми брекчиями заполнения, либо телами замещения вдоль сбросов и выполнения трещин на небольшом расстоянии от сбросов. Минеральный состав руд этих типов залежей различен. Руды залежей, согласных напластованию пород, состоят преимущественно из сфалерита с небольшой примесью пирита, а тела замещения вдоль сбросов — из сфалерита, пирита, галенита, кварцита, доломита.

Промышленные железные руды известны только на юге зоны — в районе Бирмингем, где они распространены на большой площади. Приурочены месторождения к горизонтам глинистых сланцев и песчаников, реже известняков силура, смятым в складки и осложненным разрывами. Рудные тела образуют пласты и залежи, состоящие из гематита оолитового строения. Месторождения относятся к первично осадочному типу.

Месторождения и проявления марганцевых руд протягиваются вдоль восточной границы миогеосинклиальной зоны, вблизи границы с внутренней эвгеосинклиальной зоной. Обычно они в виде линз и карманов залегают в остаточных глинах, образовавшихся в результате выветривания нижнекембрийских доломитов, известняков и сланцев. Руды представлены в основном псиломеланом, реже пиролюзитом и манганитом. Наиболее известны районы Картерсвилл и Кейв Спрингс.

Средние по масштабам месторождения бария (с запасами баритов до 50 тыс. т) образуют пластовые залежи среди слабо метаморфизованных нижнепалеозойских осадочных пород. Рудные районы располагаются преимущественно в южной части миогеосинклиальной зоны (районы Централ Теннесси Барит, Картерсвилл и др.).

Внутренняя эвгеосинклиальная зона Аппалачской складчатой системы более сложна по строению, чем внешняя миогеосинклиальная. Западную ее часть, характеризующуюся самыми высокими вершинами Аппалачей, представляют горст-антиклинорные сооружения. Полоса антиклинориев протягивается от о. Ньюфаундленд на севере (хр. Лонг-Рейндж), через п-ов Гаспе (хр. Шикшок), штаты Новой Англии (Зеленые горы) до штата Алабама (Голубые горы) на юге. Восточная часть эвгеосинклиальной зоны представлена высокогорным плато, называемым в Южных Аппалачах провинцией Пидмонт, в Северных — Акадской провинцией.

От внешней миогеосинклиальной зоны внутренняя эвгеосинклиальная зона отделена глубинными разломами, выраженными на поверхности флексурами, надвигами и шарьяжами с различной амплитудой перемещения. Наблюдается максимум перемещения на юге горст-антиклинория Голубых гор — до 45 км. Границей между полосой антиклинорных сооружений с Пидмонтской и Акадской провинциями служат разломы, имеющие близкое к вертикальному падению или представленные надвигами юго-восточного направления. К этим разломам приурочены пояса гипербазитовых интрузий от протерозойского до раннепалеозойского возраста. Еще один пояс подобных гипербазитов просматривается вблизи юго-восточной окраины провинций Пидмонт. Как считает В.Е. Хаин, зону антиклинориев можно отнести к категории шовных зон по классификации Е.Е. Милановского.

В ядрах антиклинориев на поверхность выходят наиболее древние толщи фундамента Аппалачской системы — докембрийские гнейсы и граниты, местами перекрытые толщами метаморфизованных вулкано-

генно-осадочных пород. Крылья антиклинориев сложены основными и кислыми вулканитами протерозоя, перекрытыми кварцитами и глинистыми сланцами нижнего кембрия. Метаморфизм палеозойских отложений усиливается вкрест простираения антиклинориев с запада на восток.

С метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами, слагающими антиклинории, связаны многочисленные медно-колчеданные, иногда медно-цинковые месторождения [45]. Запасы меди на месторождениях составляют от нескольких десятков тысяч тонн до 1 млн. т. В Южных Аппалачах это известные месторождения Дактаун (штат Теннесси), Госан Лид (штат Виргиния), Ор Ноб (штат Нью-Джерси), в Северных — район Тиханан в провинции Нью-Барнсуик (Канада). Рудные тела обычно образуют пластовые залежи и линзы, залегающие согласно слоистости вмещающих пород, метаморфизованных до зеленосланцевой фации. Иногда ближе к границам с провинциями Пидмонт и Акадской вулканогенно-осадочные толщи прорываются дайками и небольшими штоками гранитов и кварцевых диоритов среднепалеозойского (?) возраста (штаты Джорджия и Нью-Йорк). Руды обычно массивные, сложены халькопиритом, пирротинном, пиритом, часто присутствуют сфалерит, тетраэдрит, магнетит, гематит, арсенопирит, золото и серебро. Формировались месторождения, вероятно, в условиях мелководного морского бассейна при одновременном вулканизме и осадконакоплении.

Свинец и цинк мало характерны для полосы антиклинориев и обычно встречаются (в основном цинк) в качестве сопутствующих компонентов в комплексных медно-колчеданных рудах. Единственным крупным промышленным месторождением цинка служит месторождение Франклин-Стерлинг Хилл в штате Нью-Джерси, известное с XVII века. Месторождение относится к типу стратиформных и располагается на западном крыле антиклинория Голубых гор. Рудные залежи выходят на поверхность в открытых синклиналиных складках кристаллических известняков докембрийского возраста, погружающихся на северо-восток. В известняках отмечены прослои гнейсов и кварцитов, местами довольно крупные тела пегматитов.

Руды имеют полосчатую текстуру и состоят из франклинита ( $ZnFe_2O_4$ ) — до 40 %, виллемита ( $Zn_2SiO_4$ ) — до 23 %, цинкита ( $ZnO$ ) — менее 1 %, жильных силикатов и карбонатов (пироксен, гранат, кальцит, родонит, тефроит и др.) — до 36 %.

Вопрос о генезисе месторождения до сих пор остается спорным. Предполагается, что это необычное месторождение возникло за счет первично-осадочных гидроксидных выделений цинка, позднее метаморфизованных.

С интрузивными ультраосновными и основными породами антиклинориев и гипербазитовых поясов, обрамляющих антиклинории с востока, в Южных и Северных Аппалачах связаны месторождения железа, титана, хромитовых, никелевых и медно-никелевых руд, асбеста и талька.

Месторождения железа и титана образуют штокверки, трубы, реже конкордантные тела в сложнодифференцированных интрузивах габбро-перидотитовой формации (районы Довер Дистракт, Роузлэнд Дистрикт и др. в штатах Нью-Джерси и Виргиния, на о. Ньюфаундленд).

Месторождения хромитовых руд представлены пласто- и линзообразными залежами в габбро-норитах докембрийского возраста (Стэйт Лайн Дистрикт, Рид-Майн и др.) в штатах Пенсильвания и Мэриленд (США) и в ультраосновных породах раннепалеозойского возраста в штатах Коннектикут и Нью-Гэмпшир.

Линзо- и дайкообразные тела, штокверки и трубы сульфидных никелевых и медно-никелевых руд приурочены к докембрийским дифференцированным габбро-анортозит-перидотитовым интрузивам в штате Пенсильвания и в Канадской провинции Квебек (Гэп Никель, Санта Стефан, Крауфорд Ронд, Блевет и др.). Руды состоят из пентландита, пирротина, халькопирита, кубанита и других минералов. С силлами докембрийских габбро связаны проявления медных руд с кобальтом (штат Мэриленд).

Месторождения асбеста и талька известны в основном в Северном отрезке Аппалачей и приурочены к поясу серпентинизированных ультраосновных пород раннепалеозойского возраста, протягивающемуся от штата Вермонт через провинцию Квебек (Канада) на п-ов Гаспе и о. Ньюфаундленд. Здесь находятся такие крупные месторождения асбеста, как Джеффи, Николет, Зэтфорд — Блэк Лейк, Адвокат, и талька — Тальковый Вермонский пояс.

Восточная часть внутренней эвгеосинклиналиной зоны, представленная, как уже упоминалось выше, провинцией Пидмонт (в Южных Аппалачах) и Акадской провинцией (в Северных), имеет свой, резко отличный от западной части зоны геологический и металлогенический профиль. В целом Пидмонтская и Акадская провинции сложены метаморфизованными, а на западе высоко метаморфизованными вулканогенно-терригенными породами кембрия — девона, ранее относимых к докембрийским. В настоящее время установлено, что докембрийские метаморфические гнейсы слагают лишь ядра отдельных куполов и крупных антиклинальных складок в этих провинциях. Остальной разрез представлен граувакками, глинистыми и кремнистыми сланцами, кварцитами, кристаллическими известняками, гнейсами, основными лавами и пирокластами, прорванными или замещенными многочисленными интрузивами послескладчатых гранитов и пегматитов позднедевонского и каменноугольного возраста. Поля пегматитов и гранитоидов образуют широкий пояс, протягивающийся с перерывами от штата Алабама на юге до Канадской провинции Нью-Брансуик на севере, причем в провинции Пидмонт пегматиты развиты значительно шире, чем в Акадской провинции.

С пегматитами связаны богатые месторождения мусковита, а также мелкие, но весьма многочисленные месторождения литиевых, берил-

лиевых и оловянных руд. Особенно богаты литием, бериллием и оловом пегматиты штата Северная Каролина в провинции Пидмонт, где они образуют пояс, протягивающийся на 35 км, шириной 3 км. Размеры пегматитовых тел изменяются в весьма широких пределах — от нескольких сотен метров до нескольких километров длиной при мощности до 60 м и более. Пегматиты имеют сложное строение и гидротермально сильно изменены. Среди промышленных типов отмечаются гранитные пегматиты с крупнокристаллическим бериллом, замещенные мусковит-альбитовыми, сподумен-альбитовыми и лепидолит-альбитовыми разновидностями с мелкокристаллическим бериллом, служащие главным источником бериллиевого литиевого сырья. Касситерит встречается в основном в виде рассеянной вкрапленности, хотя иногда очень обилен (содержание олова изменяется от следов до 3,3 %) и образует промышленные скопления. Иногда наряду с бериллом в пегматитах содержатся промышленные концентрации тантала.

В Акадской провинции известны лишь незначительные проявления оловоносных пегматитов, но в то же время широко развиты проявления олова кварцевой и грейзеновой формаций, связанных с интрузивами гранитов девонского — каменноугольного возраста, и находится одно из самых крупных месторождений олова в Северной Америке — Маунт-Плезант, связанное с вулкано-интрузивным комплексом, в составе которого большую роль играют вулканические брекчии. Рудные тела на месторождении представлены метасоматическими зонами окварцевания и грейзенизации, а также кварц-флюорит-сульфидными и более поздними хлорит-касситерит-сульфидными жилами с пирротинном, сфалеритом, станнином, халькопиритом и приурочены к калионизированным дайкам микрогранитов и зонам вулканических брекчий, сильно хлоритизированных и окварцованных. В распределении разных типов минерализации наблюдается зональность: к каолинизированным дайкам микрогранитов приурочены грейзены; с удалением от них проявляется кварц-флюорит-касситеритовая минерализация, а затем — касситерит-сульфидная и сульфидная.

К. Хоскинг и др. сравнивают оруденение района Маунт-Плезант с боливийским типом ксенотермальных месторождений, а Е. Риддель относит его к корнуолльскому типу. Приуроченность оруденения к взрывным брекчиям, обилие флюорита позволяют сравнивать это месторождение с Хинганским (СССР) и относить его к переходному типу между формациями касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной. Предполагается, что в районе могут быть открыты и другие месторождения подобного типа.

С интрузивными гранитоидами девонского и каменноугольного возраста как в Акадской провинции, так и в Пидмонте, кроме олова, также связаны проявления вольфрамовых и медно-молибденовых руд, флюорита. Примером первых служит крупное вольфрамовое месторождение (с запасами более 10 тыс. т) кварцевой формации Хэйм в про-

винции Пидмонт (штат Северная Каролина). Вольфрамит в рудах ассоциирует с касситеритом и молибденитом. Медно-молибденовое оруденение в основном связано с грейзенами в кварцевых монцонитах, а жильные флюоритовые месторождения — с аляскитовыми гранитами. К контактам девонских гранитов с осадочными нижнепалеозойскими толщами приурочены скарновые месторождения стронция, известные, главным образом, в Акадской провинции (Уолтон, Лэйк Айнон и другие месторождения).

С метаморфизованными и высоко метаморфизованными вулканогенно-терригенными породами кембрия — девона, распространенными в основном в западных областях Пидмонта и Акадской провинции, ближе к полосе антиклинориев, связаны месторождения медно-колчеданных, баритовых, свинцово-цинковых, железных и марганцевых руд, месторождения гипса, натриевых и калийных солей. Причем, как упоминалось выше, в Акадской провинции в значительно меньшей степени, чем в Пидмонте, проявлена гранитизация и основную часть ее территории слагают высоко метаморфизованные вулканогенно-терригенные толщи. Соответственно и большая, основная часть перечисленных месторождений располагается в Акадской провинции, что и определяет более фемический профиль ее минерализации.

Медно-колчеданные месторождения Акадской провинции и Пидмонта подобны медно-колчеданным месторождениям, располагающимся в полосе антиклинориев, и сосредоточены в большинстве в штатах Вермонт и Нью-Гемпшир (например, Вермонт Дистрикт, Милэн и др.), на о. Ньюфаундленд и в провинции Нью-Брансуик. Рудные залежи сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, присутствует серебро, золото, кадмий. Обычно на месторождениях наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность: от центра к периферии и снизу вверх халькопиритовая минерализация последовательно сменяется арсенипиритовой, затем сфалеритовой и галенитовой. Взаимоотношения рудных минералов с осадочными свидетельствуют об одновременном их отложении. Считается, что сульфиды отлагались на дне моря из поствулканических растворов.

Некоторые медно-колчеданные месторождения на о. Ньюфаундленд залегают в спилитовых базальтах ниже-среднеордовикской офиолитовой серии вблизи их контакта с рассланцованными диабазами (Терра Нова, Грегори Ривер и др.).

Колчеданные месторождения свинцово-цинковых руд представлены согласными и линзообразными залежами. Рудные залежи состоят из тонкозернистой смеси сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, теннантита, тетраэдрита, энаргита, ковеллина; встречаются серебро, аргентит, теллуриды серебра и золота. Текстуры руд полосчатые, сходные с текстурами вмещающих пород, и имеют согласную с ними ориентировку. В Акадской провинции известно несколько крупных промышленных районов: Бэлд Маунтин, Бэтхерст — Ньюкастл, Бучанс и Миндэмар.

Характерная особенность колчеданных свинцово-цинковых руд — наличие в рудах барита. Иногда барит составляет до 25 % рудных тел (особенно это типично для района Бучанс) и образует промышленные месторождения. Такое широкое развитие баритовой минерализации, вероятно, можно объяснить своеобразным геологическим строением этого района: развитием контрастных вулканогенно-осадочных формаций ордовика — силура, прорванных батолитами гранитов девонского возраста.

Предполагается, что свинцово-цинковые месторождения образовались в одинаковых условиях с медно-колчеданными и отличаются от последних лишь преобладанием полиметаллических руд над медными.

Месторождения железных и марганцевых руд образуют стратиформные залежи и горизонты. Железные руды района Уобана (о. Ньюфаундленд) состоят из шамозита, гематита, сидерита, пирита. Структура руд оолитовая, текстуры полосчатые. Но в районе обнаружены и секущие дайкообразные рудные тела и (на некоторых участках) железный блеск в рудах, что дало повод некоторым исследователям относить месторождения этого района к типу метасоматических, хотя большинство считает их однотипными с месторождениями Бирмингема (провинция Долин и Хребтов).

Из марганцевых наиболее известен район Арустук в штате Мэн. Месторождения марганца относятся к первично-осадочному типу.

Эвапоритовые месторождения гипса, натровых и калиевых солей образуют пояс, протягивающийся от юго-восточного окончания о. Ньюфаундленд вдоль западного побережья Новой Шотландии на п-ов Гаспе (Порт Ричмонд, Уолтон, Виндзор и ряд других).

Степень метаморфизма вулканогенно-осадочных пород в Пидмонте и Акадской провинции понижается в юго-восточном направлении. В этом направлении уменьшается количество гранитных массивов и пегматитовых тел. Восточные окраины провинций сложены преимущественно слабометаморфизованными, изредка прорываемыми гранитами, песчано-сланцевыми толщами. В Пидмонте эта полоса песчано-сланцевых пород, смятых в широкие пологие складки, получила название Каролинского сланцевого пояса. Продолжение пояса наблюдается и в Акадской провинции, и на п-ове Новая Шотландия, и еще севернее — на о. Ньюфаундленд.

К поясу сланцевых пород приурочен знаменитый, известный с XVIII века Аппалачский золотonosный пояс. Хотя месторождения золота невелики по масштабам, зато многочисленны. Представлены они линзообразными жилами или столбообразными залежами. Руды, кроме золота, содержат сульфиды. Примеси представлены теллуридами, энаргитом, тетрадимитом. В целом месторождения относятся к кварцевому мало-сульфидному типу.

Кроме продольных структурно-тектонических зон (Преаппалачский прогиб, провинция Долин и Хребтов, полоса антиклинориев, плато Пидмонт, Каролинский сланцевый пояс и т. д.), в строении Аппалачской

складчатой системы отмечаются и поперечные зоны. Одна из них представлена разломом Кэбота, ныне перекрытым водами одноименного залива, отделяющего о. Ньюфаундленд от континентальной части. Другая представляет собой мезозойский прогиб, проходящий на широте сороковой параллели и повторяющий изгиб структур внешней миогеосинклинальной зоны и антиклинория Голубых гор в их северном окончании. Прогиб, флексурно изгибаясь, протягивается через штаты Виргиния, Мериленд, Нью-Джерси. Выполнен он миогеосинклинальными отложениями триаса и юры, прорванными мезозойскими основными интрузиями. К контактам интрузивных массивов с карбонатными отложениями приурочена субширотная зона скарновых железорудных месторождений, наиболее значительный из них — Корнуолл Майн.

В Атлантической и Мексиканской прибрежных равнинах широко распространены россыпные кайнозойские месторождения титана, циркония (Бароингтон Оушен), месторождения осадочных фосфоритов (Ли Крик), марганцевые, железорудные и бокситовые месторождения кор выветривания.

### **Байкалиды южного и западного обрамления Сибирской платформы**

Ангарский кратон, начиная с нижнего протерозоя, подвергался раздроблению особенно в южной его части, где пролегает обширная Байкальская подвижная зона [1, 28]. Наиболее интенсивно процессы раздробления происходили в зоне, примыкающей к Байкальской впадине и на ее южном обрамлении, где возникла нижнепротерозойская эвгеосинклиналь, неоднократно позднее претерпевшая активизацию, вплоть до современного периода образования Байкальского рифта. Интенсивное раздробление происходило и севернее. В результате его обособились крупные архейские глыбы — Чарская, Муйская и другие, разделенные протерозойскими прогибами (см. рис. 13).

Разновозрастные структурные элементы различны в металлогеническом отношении. Так, Чарская глыба включает многочисленные железорудные месторождения типа железистых кварцитов, приуроченные к меридиональным протерозойским тектоническим зонам погружения (трогам). Здесь выделяется крупный Чаро-Токинский железорудный район.

Муйская глыба характеризуется, как и другие архейские блоки, интенсивным проявлением разновозрастных гранитов. По обрамлению Чарской глыбы проходит крупный глубинный разлом с ультрабазитами, сопровождающийся месторождениями хризотиласбеста (Молодежное), а также проявлениями хрома и никеля.

Прибайкальская эвгеосинклиналь включает в северо-восточном обрамлении Байкала зону развития колчеданных полиметаллических месторождений, среди которых наиболее известно Холодненское.

Далее к северу, параллельно Байкальской подвижной зоне, пролегал протерозойский вулканогенный пояс с наземными кислыми и основными вулканами, проявлениями молибдена, вольфрама, олова и редких металлов.

К северу и северо-востоку от этой области вулканитов, а также в обрамлении Прибайкальской эвгеосинклинали прослеживается обширная дугообразная миогеосинклиналь, обращенная выпуклостью к северу. Она охватывает Чуйско-Патомскую и Кадаро-Удоканскую зоны.

Кадаро-Удоканская зона примыкает с запада к Чарской глыбе. Она представляет интерес в отношении медистых песчаников известного Удоканского меднорудного района. Эта область слагается протерозойскими отложениями — сланцами, печаниками и карбонатными породами, отлагавшимися в нижних частях разреза в глубокоководном бассейне, в среднем — мелководном, а в верхнем — в условиях, близких к наземным с образованием прибрежно-делювиальных отложений, коллоидных песчаников с прослоями мелкогалечных известняков, алевролитов. Оруденение распределено неравномерно с обогащением медью осадков в некоторых участках. Месторождения имеют экзогенное происхождение, образовались при осаждении меди в период образования самих пород, источником металла служили древние архейские толщи Чарской глыбы или нижнепротерозойские толщи Прибайкальской эвгеосинклинали. Возраст оруденения 1900 млн. лет.

Чуйско-Патомская структурно-фациальная зона включает месторождения железистых кварцитов в нижнепротерозойских отложениях среди терригенных пород с прослоями эффузивов, превращенных в амфиболиты и магнетитосодержащие сланцы. В верхнем протерозое в этой зоне возник вторичный миогеосинклинальный прогиб, называемый Л.И. Салопом внутренним Мамско-Бодайбинским, который образует дугу, повторяющую изгиб байкалид. В прогибе отлагались терригенно-морские осадки, причем на флангах его в Мамском синклинории в конце позднего протерозоя произошла инверсия с внедрением гранитов, сопровождающихся слюдоносными пегматитами. На этом участке расположено известное крупное Мамское месторождение слюды. В центральной части прогиба располагается Бодайбинский синклинорий, к которому приурочены коренные и россыпные месторождения золота.

Предполагается, что оруденение связано с позднебайкальской фазой гранитоидов или с более молодыми посторогенными гранитными интрузиями. Коренное оруденение представлено золотосодержащими сульфидными и кварцевыми рудами, приуроченными к песчано-сланцевым горизонтам и залегающими под малопроницаемыми массивами известняков.

При дальнейшем погружении в раннем палеозое Байкало-Патомской краевой прогиб увеличивался по ширине за счет прогибания края древних платформ, причем возник Ангаро-Ленский прогиб, замкнувшийся

в конце раннего палеозоя. Этот период замыкания прогиба при проявлении складчатости, охвативший всю подвижную область байкалид, был отмечен проявлением гидротермальной деятельности — образованием месторождений полиметаллов, флюорита в карбонатных породах и кобальто-медно-никелевых проявлений. На западном фланге Ленского прогиба проявлены медистые песчаники раннепалеозойского возраста.

С запада Сибирскую платформу ограничивает Енисейская складчатая область, развивавшаяся длительно. В пределах ее известны разновозрастные месторождения — архейские мусковитовые редкометалльные пегматиты, проявления молибдена, вольфрама и золота, раннепротерозойские проявления хрома, никеля, титана, среднепротерозойские мусковитовые пегматиты, золоторудные и редкометалльные проявления, позднепротерозойские со сложной и разнообразной минерализацией. С последней фазой связаны месторождения цинка, меди, свинца, бокситов, железа, сурьмы, золота.

На южном продолжении Енисейской области располагается кулисообразно смещенная относительно Енисейского кряжа Горевская меридиональная зона с проявлением в известняках Горевского полиметаллического месторождения. На северном продолжении Енисейской зоны в нижнем течении Енисея находится известный Норильский район с медноникелевыми месторождениями, связанными с диабазами — субвулканическими телами трапповой формации.

Чехол Сибирской платформы в западной ее части включает интересные месторождения калиевых солей, а также нефти и газа.

## ГЛАВА 11. ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

### Полициклическая область Урала

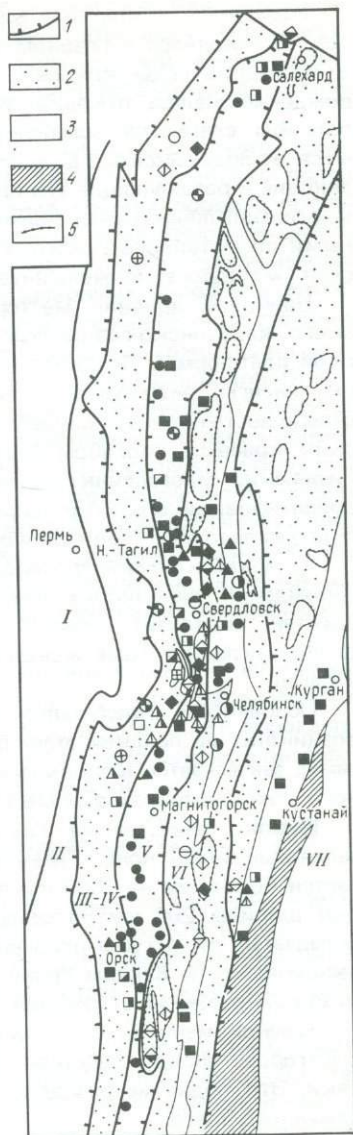
Урал представляет рудную провинцию фемического профиля, приуроченную к длительно развивавшейся сложно дифференцированной эвгеосинклинали меридионального направления. В поднятиях, обрамляющих геосинклинальный прогиб с запада и расчленяющих его на интрагеосинклинали, вскрываются древние кристаллические толщи докембрия, интенсивно дислоцированные. В зонах прогибов локализуются мощные вулканические толщи нижнего и среднего палеозоя, представленные в основании лавами и туфами спилито-кератофировой формации. Этот комплекс обычно относят к раннему этапу геосинклинального развития. Однако в зеленокаменных поясах формирование его затянулось на длительное время, фактически вплоть до замыкания геосинклинали (среднекаменноугольный), благодаря чему он получил очень большую мощность.

Рис. 15. Схема размещения месторождений и рудопроявлений главнейших рудных формаций Урала [4]:

1 — границы тектонических структур; 2 — региональные поднятия; 3 — региональные прогибы; 4 — прогибы на преимущественно сиалическом основании; 5 — границы гнейсово-мигматитовых куполов. Тектонические структуры первого порядка: I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский прогиб, III—IV — Западное внешнее покровно-складчатое поднятие: III — Западно-Уральская зона, IV — Центрально-Уральская зона; V — Главный эвгеосинклинальный прогиб; VI — Восточно-Уральский пояс поднятий и наложенных прогибов; VII — Зауральский пояс прогибов и остаточных поднятий. Условные обозначения рудных формаций см. на рис. 16

При рассмотрении металлогении Урала обычно принято считать, что речь идет о варисском складчатом сооружении с его минерализацией фемического профиля — месторождениями хрома, железа, медно-колчеданными рудами. Но металлогения Урала этой варисской зоной не ограничивается. Свои комплексы проявлены в западном обрамлении варисцид и во внутренних поднятиях, где развиты древние месторождения фундамента эвгеосинклинали [4].

В таком виде можно представить структуру Урала как серию тектонических зон. С запада на восток выделяются (рис. 15) — Восточно-Европейская платформа (ограничение Уральской системы); Предуральский краевой прогиб; Западное покровно-складчатое поднятие, Западно-Уральская зона, Центрально-Уральская зона, Главный эвгеосинклинальный пояс с прогибами: Тагильским и Магнитогорским, Восточно-Уральский пояс поднятий и наложенных прогибов, Зауральский пояс прогибов и остаточных поднятий).



Известные и крупные месторождения Урала — хрома, меди, железа — находятся в главном палеозойском эвгеосинклинальном поясе; в последние годы крупные, перекрытые молодыми осадками месторождения железа открыты и восточнее, в Зауральском прогибе. Эти прогибы слагаются эвгеосинклинальными комплексами, развивавшимися от ордовикского до каменноугольного возраста. Поднятия, обрамляющие и разделяющие эти прогибы, сложены рифейскими, в основном миогеосинклинальными формациями и более древними толщами, различными по металлогеническому профилю. Эта так называемая "доуральская" металлогения очень интересна.

Наиболее древние месторождения вскрываются западнее Уральского каледонско-герцинского пояса, где обнажается фундамент Русской платформы. Древние толщи, заключающие кристаллические сланцы, гнейсы, анортозиты, ультраосновные породы, смяты в складки северо-восточного направления. Этот комплекс скрыт под Предуральским краевым прогибом и выступает в приподнятых блоках уралид. Рифейские миогеосинклинальные толщи с преобладающей широтной ориентировкой структур широко развиты по западной окраине Уральского каледонско-герцинского пояса и во внутренних поднятиях.

К архейско-нижнепротерозойскому комплексу приурочены месторождения железистых кварцитов, хромита, глиноземистого сырья (дистен, андалузит, кианит). Рифейский миогеосинклинальный комплекс включает также железистые кварциты, месторождения сидерита (Бакал).

Особенность Предуральского и Зауральского краевых прогибов, возникших на позднем этапе развития Уральской горно-складчатой системы, заключается в проявлении пермских медистых песчаников, каменного угля и нефтегазовых месторождений.

Широко известен на Урале эвгеосинклинальный так называемый зеленокаменный пояс. Главный зеленокаменный синклиний простирается более чем на 1000 км вдоль восточного склона Урала. Он достигает ширины 200 км на севере, резко сужается на изгибе Урала, где складчатые структуры огибают выступ — Уфимское плато, затем снова расширяется на Южном Урале и в Мугоджарах и далее погружается под мезо-кайнозойские отложения Прикаспийской депрессии.

Зеленокаменный синклиний осложнен внутренним поднятием, в котором, наряду с вулканическими толщами, развиты также известняки. Это поднятие разделяет Западную и Восточную "ветви" зеленокаменного пояса.

Зеленокаменные интрагеосинклинали имеют симметричное строение. К периферическим разломам, ограничивающим зеленокаменный прогиб от Западного (Урал-Таусского) и Восточного (Восточно-Уральского) краевых поднятий, приурочены выходы пород габбро-перидотитовой формации с ультраосновными породами, а также производными основной магмы. Такой пояс особенно четко проявлен в западном крыле

зеленокаменного синклинория на границе с Урал-Таусским поднятием и менее отчетливо в восточном крыле. Помимо этих двух Габбро-перидотитовых поясов, ограничивающих зеленокаменный синклинорий, известны еще и другие с цепочками массивов габбро-перидотитовой формации, в том числе и в Зауралье.

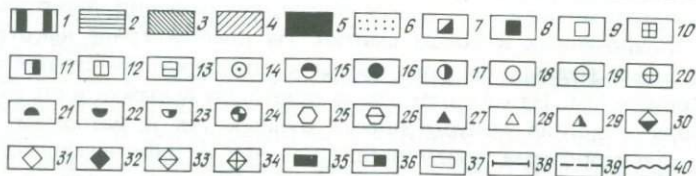
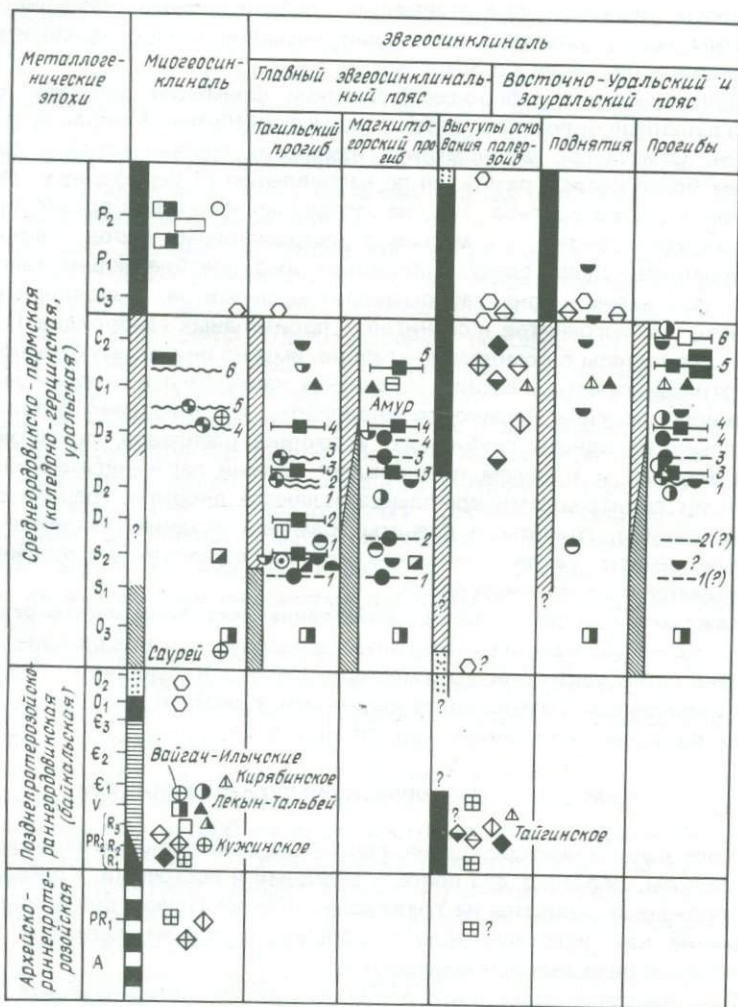
Пояса массивов габбро-перидотитовой формации отмечают крупные глубинные длительно развивавшиеся разломы. Комплекс пород сложен. Отмечается закономерное изменение состава пород с проявлением более кислых разностей по направлению от периферии к центру зеленокаменного прогиба. Так, на западе главного пояса протягивается цепочка узких вытянутых массивов ультраосновных пород — дунитов, пироксенитов. Далее следует обширная зона преобладающих габброидов и еще далее — зоны габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и, наконец, плагиогранитов и сиенитов — производных габброидов. Преобладающие породы в комплексе — габбро, именно они образуют основной фон этой формации. Массивы комплекса наклонены в сторону зеленокаменного прогиба. Можно предположить, что комплекс развивался длительно из одного глубинного источника расплавов, поступающих по разломам, и в целом представляет единый парагенетический ряд. Кислыми производными комплекса являются диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты и сиениты. Самыми поздними являются щелочные сиениты. Такая зональность, но лишь с зеркальным отражением наблюдается и в восточном поясе.

Каждому комплексу пород свойственны свои типы месторождений, и так как массивы магматических пород различных типов располагаются линейно вдоль узких зон, то и месторождения, тяготеющие к определенным комплексам, размещаются цепочками. Концентрация их в пределах узких зон позволяет направленно проводить поиски.

### **Колчеданные месторождения вулканических зон**

Колчеданные месторождения, связанные с эффузивами зеленокаменной полосы, образуют два пояса — западный и восточный. Колчеданные месторождения известны на Урале давно. Первоначально они привлекали внимание как источник золота, добывавшегося из железных шляп. Затем приобрели значение медные руды.

Эти месторождения приурочены к толщам вулканогенных пород и представляют собой крупные линзы существенно пиритовых тел, часто приуроченных к зонам смятия. На Южном Урале некоторые из колчеданных рудных тел приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. На Среднем Урале отчетливо выражен и структурный контроль — четкая приуроченность рудных тел к разломам, поясам динамометаморфизма, зонам расланцевания и гидротермального изменения, хлоритизации, серицитизации вулканических пород, в которых характер первичных вулканитов иногда целиком замаскирован.



Колчеданные тела залегают среди кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых сланцев. Они сложены в основном пиритом, подчиненное значение имеют халькопирит, сфалерит, борнит, иногда встречается блеклая руда.

Рудные тела, в свою очередь, нередко расланцованы, причем отмечается наложенная сланцеватость и в зонах гидротермально измененных пород. Руды имеют признаки динамометаморфизма и перегруппировки рудного материала.

О генезисе колчеданных руд существуют разные точки зрения. Еще в 30-х годах Е.Е. Захаров высказал мнение о гидротермальном происхождении этих руд, предположив, что эти месторождения связаны с плагиогранитами. Позднее А.Н. Заварицкий допускал, что колчеданные руды Урала связаны с вулканическими процессами и образовались более или менее одновременно с вмещающими породами и генетически связаны с теми же центрами, что и вулканиты. А.Н. Заварицкий считал, что современная линзовидная форма является вторичной и возникла при уплотнении рудных залежей в результате динамометаморфизма в то время, когда вмещающие породы сминались в складки и претерпевали значительные динамические изменения. Одним из признаков, подтверждающих гипотезу А.Н. Заварицкого о вулканогенном происхождении колчеданных месторождений, явилось установление даек альбитофиоров, секущих руды и являющихся корнями вышележащих вулканических покровов.

Образование колчеданных залежей косвенно связывается и с процессами метаморфизма. В развитие идей Д.С. Коржинского предпола-

---

Рис. 16. Металлогенические эпохи и главнейшие рудные формации Уральского складчатого пояса, по К.К. Золоеву, М.С. Раппопорту и др. [4]:

1-6 — стадии (этапы) металлогенических эпох: 1 — прото-геосинклинальная, 2 — доорогенная, 3 — доорогенная раннегеосинклинальная, 4 — доорогенная позднегеосинклинальная, 5 — орогенная, 6 — активизации; 7-37 — рудные формации: 7 — титано-магнетитовая, 8 — скарново-магнетитовая, 9 — сидеритовая, 10 — железистых кварцитов, 11 — хромитовая, 12 — гаусманит-родохрозитовая, 13 — марганцево-кремнисто-карбонатная, 14 — медно-титано-магнетитовая, 15 — медно-кобальтовая, 16 — колчеданная, 17 — меднопорфировая, 18 — медистых песчаников, 19 — полиметаллическая, 20 — барит-полиметаллическая, 21 — дунитовая, 22 — сульфидно-кварцевая, 23 — полиметаллическая, 24 — бокситовая, 25 — редкометаллическая и редкоземельная, 26 — шеелитовая и молибденит-шеелитовая, 27 — хризотил-асбестовая, 28 — тальковая и тальк-карбонатная, 29 — магнезитовая, 30 — антофиллит-асбестовая, 31 — кианитовая, андалузитовая, силлиманитовая, 32 — графитовая, 33 — мусковитовая, 34 — кварцитовая, гранитовая метаморфогенная, 35 — каменноугольная (лимнических углей), 36 — каменноугольная (паралических углей), 37 — калийных солей; 38-40 — главные уровни оруденения месторождений и их номера: 38 — скарново-магнетитовых, 39 — медноколчеданных, 40 — бокситовых

гаются, что залежи образовались в результате кислотно-щелочной дифференциации растворов. При изменении вулканических толщ гидротермальными растворами происходил вынос железа, магния и щелочей с образованием в зонах кислотного выщелачивания существенно кварцевых пород — вторичных кварцитов. Вынесенные компоненты переотлагались в трещинах и выше по разрезу с образованием хлоритовых, а затем кварцево-серицитовых метасоматитов. Последний этап миграции элементов — концентрация железа в колчеданных рудных телах.

Трудность решения проблемы генезиса колчеданных месторождений обусловлена не только их сложностью, но, вероятно, и разнообразием генетических типов самих месторождений, образующихся одновременно и в различных геологических условиях.

Колчеданные месторождения Урала, видимо, возникали длительно; одни из них образовались в силуре, другие — в девоне и в каменноугольное время.

Развитие оруденения происходило различно в разных звеньях Уральской системы (рис. 16). На Южном Урале, где геосинклинальный режим заканчивался позже и складчатость позже проявилась, колчеданные месторождения моложе, что указывает на более тесную связь с определенными горизонтами вулканических толщ и процессов вулканизма. На Среднем Урале, где тектонические движения проявились уже в девоне, месторождения приурочены к зонам дорудного рассланцевания и метаморфизма, являясь часто эпигенетическими по отношению к вмещающим толщам. Однако этот процесс дислокации и оруденения проявился еще до завершения вулканической деятельности, благодаря чему и в этой районе колчеданные залежи пересекаются дайками вулканического комплекса. Вместе с тем можно утверждать, что на Центральном и Южном Урале источники оруденения растворов находились на значительной глубине, вероятно, в глубинных центрах и очагах вулканической деятельности. Об этом свидетельствует значительное протяжение колчеданных залежей по вертикали. В верхних частях колчеданные залежи образовались вблизи поверхности, что обусловило развитие в них своеобразных ассоциаций — присутствие вюртцита, марказита, а также развитие колломорфных текстур и структур, указывающих на выпадение минерального вещества из коллоидов.

В некоторых рудных телах перемещение рудного вещества, связанное с процессами динамометаморфизма, привело к образованию своеобразных структур давления и гнейсовидности с развитием так называемых "теней давления" вокруг включенных более устойчивых минералов.

## *Магматогенные месторождения, связанные с комплексами пород габбро-перидотитовой формации и их производными*

Массивы основных и ультраосновных пород, а также дифференциатов основной магмы — плагиогранитов, сиенитов и др. — вытянуты полосами, образуют цепочки удлиненных узких тел, протягивающихся вдоль разломов глубокого заложения. В последнее время многие исследователи рассматривают массивы ультрабазитов как тектонические пластины выжатой мантии. Кроме главного Западного и главного Восточного габбро-перидотитовых поясов, имеются и другие, параллельные им, расположенные в Зауралье, восточнее главного зеленокаменного синклинория. Наиболее изучены Западный и Восточный пояса основных и ультраосновных пород, ограничивающие зеленокаменный синклинорий и расположенные на границах его с поднятиями западным — Урал-Тауским и восточным — Восточно-Уральским. Эти пояса магматических пород имеют сложное строение и характеризуются закономерным проявлением более кислых пород ближе к внутренней части прогиба. В западном поясе, по данным Е.А. Кузнецова и Л.Н. Овчинникова, ближе к зоне антиклинального поднятия, т. е. в лежащем боку наклонной серии интрузивных тел, залегают небольшие тела ультраосновных пород — дунитов. Далее следуют мощные массивы габброидов с линзовидными обособлениями перидотитов и пироксенитов. Еще далее, по направлению к зоне прогиба, располагаются тела диоритов, гранодиоритов. И, наконец, крайнюю восточную зону составляет цепочка узких вытянутых массивов плагиогранитов и сиенитов.

Аналогичная смена пород в зеркально отраженном виде наблюдается и в главном Восточном поясе, где такие более кислые и вместе с тем более поздние породы локализуются в осевой зоне прогиба, а более основные и соответственно ранние — вблизи антиклинального поднятия. В результате такого закономерного расположения метасоматических пород различного состава и образуются продольные узкие рудные пояса, протягивающиеся вдоль общей структуры Урала. Предполагается, что весь этот комплекс пород генетически связан с общим источником и развивался последовательно в период верхнего силура — девона и вплоть до каменноугольного периода. Резко преобладающие в составе этого комплекса габброиды частично образовались и путем метасоматоза. Так, в некоторых массивах С.В. Москалевой установлены признаки и образования габбро по эффузивным порфирирам в результате замещения.

К каждому типу пород этого сложного дифференцированного комплекса приурочены определенные типы месторождений. Мелкие обособления ультраосновных пород — пироксенитов в габбро-перидотитовом западном поясе содержат платину, которая является сингенетической и цементирует выделения более раннего пироксена. В этих массивах локализованы месторождения титано-магнетитовых руд магматического генезиса.

С массивами ультраосновных пород, превращенных в змеевик, в пределах главного восточного пояса, связаны и знаменитые хромитовые месторождения (Кемперсайское и др.). Наиболее интересны в отношении хромитоносности крупные и полно дифференцированные интрузивные тела. С последующими изменениями ультраосновных пород связаны месторождения асбеста (Баженовское и др.), с гипергенными преобразованиями змеевиковых массивов — силикатного никеля, которые располагаются линейно вдоль зон ультрабазитов; с корой выветривания на ультрабазальтах — железорудные месторождения алапаевского типа, содержащие ценные обогащенные никелем и другими примесями природно-легированные руды.

Массивы габброидов вмещают другой интересный тип оруденения — многочисленные месторождения вкрапленных железо-титано-ванадиево-медных руд (Волковское месторождение).

Свой комплекс месторождений связан с кислыми дифференциатами габброидной магмы. Так, интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и сиенитов сопровождаются многочисленными скарновыми месторождениями. Подобно колчеданным месторождениям, скарновые локализируются в пределах двух симметричных поясов — Западного и Восточного, приуроченных к окраинным частям зеленокаменного прогиба.

Наиболее изучен пояс Западный, протягивающийся к северу от выступа Уфимского плато более чем на 600 км. В пределах этого пояса находятся известные месторождения горы Благодать, Высокой, Лебяжинское и другие, приуроченные к массивам сиенитов. Менее изучен пояс Восточный. В пределах его известны месторождения — Туринское — медное, Ауэрбаховское — магнетитовое и др.

Скарновые месторождения везде занимают сходное геологическое положение: они локализируются на контактах сиенитовых или плагиогранитных массивов с эффузивно-туфовыми толщами, часто заключающих прослой известняков. Месторождения представляют собой типичные реакционно-биметасоматические скарны с наложением магнетитовой или сульфидной минерализации. Некоторые из железорудных месторождений разрабатываются уже более 250 лет (гора Благодать, гора Высокая), и тем не менее запасы их еще далеко не истощены.

В последние годы открыто много новых месторождений и рудопроявлений на продолжении тех же рудоносных поясов. Можно предполагать и в дальнейшем открытие новых рудных залежей, в том числе и слепых. Поиски месторождения этого типа облегчаются четко выраженным поясовым распределением минерализации и твердо установленной приуроченностью скарновых тел к контактам линейно вытянутых сиенитовых и гранодиоритовых массивов, образующих узкие цепочки вдоль зон разломов. Скарновые месторождения железа и меди встречаются в одних и тех же районах, однако медные и железные руды обособляются в отдельных месторождениях или отдельных рудных телах. При этом устанавливается, что железорудные залежи залегают

непосредственно в контакте с интрузивами, а скарны с медным орудением располагаются дальше от контакта или выше по разрезу.

Помимо отмеченных поясов: Западного и Восточного, ограничивающих зеленокаменный прогиб, на Урале выявлены и другие рудоносные зоны с крупными месторождениями того же скарнового типа в восточных зонах развития пород габбро-перидотитовой формации. Эти зоны и месторождения погребены под мезо-кайнозойскими отложениями Зауралья, достигающими мощности 30—150 м. Они обнаружены геофизическими исследованиями и затем вскрыты разведочными работами. Здесь обнаружены месторождения (Соколовское, Сарбаевское и др.). Восточные рудоносные зоны Урала, скрытые чехлом молодых отложений, представляют значительный резерв для выявления новых крупных запасов высококачественных железных руд в месторождениях скарнового типа.

Самые поздние производные габбро-перидотитовой формации Урала — щелочные породы, образованные уже в каменноугольный период. Массивы щелочных пород нефелиновых сиенитов (миаскитов) локализованы в пределах узкой зоны, приуроченной к дугообразному изгибу и резкому сужению уральских складок на участке, где они огибают выступ Уфимского плато, на протяжении 500 км от г. Миаса на юге и до Вишневых гор на севере с перерывами прослеживаются удлиненные массивы нефелиновых сиенитов (миаскитов), сопровождающиеся комплексом пегматитовых тел и мощными зонами гидротермального щелочного изменения пород. С миаскитами и щелочными метасоматитами связаны рудопоявления ниобия, циркония, титановых и редкоземельных минералов. Рудоносные массивы приурочены к крупным продольным разрывам, продолжающим систему глубинных расколов главного Западного пояса. Наряду с интрузивами миаскитов, местами проявлены сходные породы метасоматического происхождения, в которых сохранились реликты складчатых форм бывших ранее метаморфических толщ. Отчетливые признаки метасоматического образования показывают и некоторые жилы нефелиновых пегматитов, образующихся путем замещения метаморфических сланцев и гнейсов и сохраняющих реликты исходных пород. По периферии миаскитовых штоков местами проявлена интенсивная метасоматическая карбонатизация, вплоть до образования карбонатитов — почти мономинеральных карбонатных метасоматитов с редкой вкрапленностью пироклора и циркона. В жилах, связанных со щелочным комплексом, присутствуют редкоземельные минералы — бастанезит и др.

Таким образом, на Урале, как и в других областях проявления основного магматизма, конечный этап процесса отмечается проявлением щелочных пород.

Эволюция габбро-перидотитового комплекса Урала в этом отношении сходна с направлением процесса на северо-западной окраине Балтийского щита. Более или менее совпадают эти процессы и во времени.

Не исключено, что проявление ультраосновных пород севера Балтийского щита и их щелочных дифференциатов является отражением тех же процессов, которые происходили в это время в Уральской геосинклинальной области и проявились там вдоль длительно живущих разломов окраины кристаллического щита, который приоткрылся под влиянием тектонических напряжений, проявившихся в связи с образованием геосинклинальной зоны Урала и ее ответвлением — зоны Тимана.

Процесс развития Уральской геосинклинали тесно связан с образованием расколов типа глубинных рвов, которые неоднократно сообщались с глубинной оболочкой земной коры и подкоровыми ее частями. Именно эта структурная особенность определила исключительно интенсивное проявление на Урале основных магм и их щелочных производных как в эффузивных, так и в интрузивных фациях и определило специфику металлогении Урала.

*Месторождения, связанные с гранитными интрузиями  
(пегматиты, скарны, гидротермальные жилы)*

Характеристика Уральской металлогении была бы не полной, если бы мы ограничились описанием рудопоявлений только фемического профиля.

На Урале широко развиты и гранитные интрузивы, сопровождающиеся комплексом месторождений. Больше всего проявлены они на Южном Урале, и особенно в его восточной части, включая Мугоджары. Эта область развивалась несколько иначе, чем северная часть Зеленокаменного прогиба, охарактеризованная выше. На продолжении Тагило-Магнитогорского прогиба вплоть до каменноугольного периода сохранился геосинклинальный режим и происходило отложение известняков, а затем мощных терригенных толщ. Складчатость соответственно проявилась позднее — не в девоне, а в каменноугольный период, причем тогда произошло внедрение крупных массивов гранитоидного состава — гранитов, гранодиоритов и их лейкократовых поздних производных — аляскитовых гранитов. С комплексом гранитных интрузий связаны и свои типы месторождений.

Наиболее ранними являются месторождения скарнов с железорудными месторождениями горы Магнитной и других, приуроченных к контактам гранодиоритовых массивов со скарнами, известняками, а также вольфрамоносных скарнов с шеелитовым оруденением (Бурановское, Балканское).

В связи с гранитоидами этой поздней стадии получили развитие месторождения золота, распространенные на восточном склоне Южного Урала. Большая часть месторождений залегает среди или вблизи гранитных массивов, секущих зеленокаменные толщи, что еще в далеком прошлом дало основание геологам предполагать заимствование золота из вмещающих пород.

Месторождения золота весьма разнообразны: известны золото-сульфидные месторождения с комплексом сложных сульфосолей. Например, Березовское месторождение, представленное серией минерализованных даек, кислых пород, рассеченных поперечными (лестничными) жилками кварца с золотом и разнообразными сульфидами и сульфосолями. Другой тип представляет Кочкарское месторождение, представленное системой кварцевых жил в гранитоидах метаморфических и осадочных породах кровли.

Широко известны и давно эксплуатировались золотоносные россыпи, связанные с разрушением коренных месторождений.

Своеобразна редкометалльная минерализация, связанная с кислыми производными гранитов. Характерная особенность этих месторождений — десиликация пегматитов в контакте с змеевиками, которая налагает особый отпечаток на тип минерализации.

Редкометалльные месторождения, связанные с гранитами пермского возраста, известны в Мугоджарах. Возможно, что с влиянием поздних гранитных интрузий и их производных — гидротермальных растворов связано образование асбестовых месторождений в массивах ультраосновных пород.

Таким образом, и минерализация, связанная с молодыми гранитами на Урале, носит своеобразный характер благодаря тому, что процессы минералообразования проявлены нередко среди ультраосновных пород.

#### *Месторождения, не показывающие связи с изверженными породами*

На западном склоне Урала, в значительной части перекрытом рыхлыми осадками, известны проявления так называемых телетермальных месторождений свинца и цинка, а также флюорита, образованных уже значительно позднее, чем основные рудные месторождения. Возможно, что отзвуком этих же процессов является образование флюоритовых (ратовкитовых) месторождений Подмосковья, которым еще А.П. Карпинский приписал гидротермальное происхождение, отмечая их связь с дислокационными явлениями, одновременными с движениями в Уральской горной системе.

Представляют генетический интерес пермские месторождения медистых песчаников Приуралья и Зауралья, образование которых, вероятно, связано с переотложением медьсодержащего материала, снесенного с меденосных зон Урала.

Самостоятельную и важную группу минеральных образований представляют крупнейшие месторождения нефти в краевых прогибах Предуралья (Второе Баку) и Зауралья.

Характеризуя металлогению Урала, следует отметить специфические особенности:

1) резко выраженное поясовое линейное распределение магматических пород рудных месторождений; 2) протяженность рудных зон достигает сотен и иногда тысяч километров при очень небольшой их ширине и в совокупности образуют узкую полосу. Подобные морфологические черты обусловлены приуроченностью рудоносных магматических комплексов к узким линейным зонам параллельных разломов.

Установление закономерностей поясового распределения месторождений позволяет направленно производить поиски оруденения как выходящего на поверхность, так и слепого. Наряду с продольными разломами важное влияние на металлогению оказывают поперечные разломы, обуславливающие изменение характера магматизма и минерализации по простираию рудоносного пояса в зависимости от особенностей развития отдельных блоков.

Среди продольных металлогенических зон выделяются следующие этапы:

1. Зоны развития гипербазитов с проявлениями хромитов, никеля, асбеста, а также титансодержащих железорудных месторождений магматического генезиса. Месторождения являются сингенетическими или гистеромагматическими и тесно связаны с массивами изверженных пород. Задача поисков (особенно глубинных слепых месторождений) сводится к выявлению прежде всего рудоносных массивов, их петрографическому изучению и выявлению фаций, благоприятных для локализации руд.

2. Зоны развития габброидов, представляющие интерес в отношении вкрапленных медно-железо-ванадиево-титановых руд. Поиски руд этого типа также направлены в первую очередь на выявление и изучение массивов габброидных пород.

3. Зоны развития кислых дифференциатов габброидного комплекса — массивов граносиенитов, плагиогранитов и других гранитоидов, сопровождаемых скарнами, железным, медным оруденением.

Четкая приуроченность скарновых месторождений к контактам активных интрузивов облегчает поиски, которые в первую очередь сводятся к выявлению самих массивов (как вскрытых, так и расположенных на глубине) и к дальнейшему прослеживанию их контактов с использованием магнитометрии и проверкой данных геофизики бурением. Ясно выраженная линейность в расположении рудоносных массивов облегчает их поиски и позволяет сконцентрировать поиски в узких зонах.

4. Зоны эффузивов с колчеданными месторождениями также образуют линейные пояса. Месторождения приурочены к полосам развития зеленокаменных пород, а в их пределах — к узким зонам динамомета-

морфизма и гидротермального метаморфизма (Средний Урал). Тяготая к разломам, эти месторождения располагаются вдоль узких рудоконтролирующих зон, в пределах которых и проводят их поиски. При поисковых работах широко используются геофизические методы, которые помогают открывать слепые и погребенные залежи. В некоторых районах (Южный Урал) проявлен стратиграфический контроль в распределении оруденения. Приуроченность оруденения к определенным горизонтам вулканических толщ и вулканическим постройкам обусловлена как временной связью колчеданного оруденения с определенными комплексами, так и структурно-литологическими особенностями рудовмещающих эффузивов — наличием экранирующих и благоприятных для замещения горизонтов, приуроченностью к вулканическим куполам активных экструзивных центров и т. д. Таким образом, критерии для поисков месторождений колчеданных руд Среднего и Южного Урала различны, что обусловлено различными условиями формирования оруденения на этих участках одной и той же зеленокаменной зоны.

5. Зоны проявления щелочных интрузивных и щелочных метасоматитов, сопровождающихся редкометалльной минерализацией, локализируются в поздних разрывах и представляют заключительную стадию эволюции габбро-перидотитовой рудной формации. По характеру минерализация сходна с аналогичными проявлениями платформ, приуроченным к поздним расколам. Как и на платформах, щелочные интрузивы сопровождаются зонами проявления метасоматитов как в эндоконтактах, так и экзоконтактах интрузивных тел. Именно с поздними процессами щелочного метасоматоза связана концентрация редких элементов.

6. Комплекс месторождений, связанных с гранитными интрузивами, проявился на Урале позднее. Его отличают своеобразные черты, связанные с влиянием ранних основных и ультраосновных пород, среди которых происходило формирование интрузивных и образование месторождений. Возникновение десилицированных пегматитов "линий скрещения", своеобразии которых отметил А.Е. Ферсман, отражает специфические особенности проявления кислого магматизма среди основных пород.

Характерная черта магматизма и минералообразования Уральской металлогенической области — широкое проявление метасоматоза. Метасоматические явления происходили и при образовании пород габброидного ряда, поскольку некоторые массивы возникли путем "габброидизации" основных эффузивов зеленокаменной толщи. Проявились эти процессы метасоматоза и в образовании полос гидротермального изменения зеленокаменных пород вдоль зон интенсивного смятия, причем завершающим этапом этих мощных метасоматических процессов явилось образование колчеданных залежей. Большую роль процессы метасоматоза играли при образовании поздних массивов щелочных пород Вишневогорского и более позднего Мугоджарского комплексов и связанной с ними минерализации.

Таким образом, можно отметить, что широкое и весьма интенсивное проявление метасоматоза — одна из характерных черт зон фемического профиля, к которому относится зеленокаменный пояс Урала. Интенсивное проявление процесса метасоматоза обусловлено циркуляцией растворов, сообщавшихся с глубинными подкоровыми оболочками, вдоль глубинных разломов, которые контролируют и собственно магматические тела. Процессы метасоматоза и интрузивного магматизма, очевидно, были тесно связаны между собой во времени и генетически.

Еще одна черта металлогении Урала — отличие отдельных отрезков этого протяженного рудоносного пояса. Отмеченные выше различия металлогении Среднего, Южного Урала и Мугоджар обусловлены различной историей развития этих отрезков Уральской металлогенической провинции, на границах которых как бы "просвечивают" поперечные широтные разломы фундамента (см. рис. 15).

В меловое — кайнозойское время Урал претерпел воздымание и последующую эрозию. Ось хребта расположена к западу от варисской складчатой системы и, таким образом, эвгеосинклиналь, развивавшаяся с ордовикского времени, протягивается по восточному склону хребта. Далее к востоку она перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями Зауралья, под которыми открыты на глубине месторождения, сходные с уральскими.

В процессе выветривания на восточном склоне Урала возникали разнообразные гипергенные месторождения: на массивах ультрабазитов — железо-никелевые (Халиловское) с природно-легированными рудами, на карбонатных толщах — бурые железняки (Алапаевское и др.). Многочисленны были ныне отработанные россыпи золота.

Разломы меридионального (уральского) и широтного направления проявлены и далеко к востоку от Урала в Центральном Казахстане отделенным от него широким Тургайским прогибом.

## ГЛАВА 12. АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ОБЛАСТЬ

Эта обширная территория, примыкающая к Центрально-Казахстанской, изучена детально В.А. Кузнецовым. В структурном отношении и по металлогении она отлична от Тяньшано-Казахстанской и неоднородна. Непосредственно к Центральному Казахстану примыкает серия герцинских параллельных металлогенических зон северо-западного направления: Калба-Нарымская, Рудного и Горного Алтая, — разделенных разломами. Зоны эти развились на континентальной коре — продолжении фундамента Центрального Казахстана. Они характеризуются развитием гранитоидов и металлогении в основном сиалического профиля.

Расположенная севернее алтаид обширная Саянская область характеризуется апомантийным магматизмом, проявлявшимся с протерозоя

до девона и сопровождавшимся минерализацией фемического профиля. Эти две территории — Алтайскую и Саянскую, — которые принято объединять в единую Алтае-Саянскую область, скорее "надобласть", в металлогеническом плане следует рассматривать отдельно, как Алтайскую герцинскую и Салаирскую байкальско-каледонскую рудные провинции [34].

### Алтайская (герцинская) сиалическая рудная провинция

Алтай является классическим примером поясового распределения металлов в серии зон северо-западного направления, заложенных на континентальной коре и ограниченных разломами. С юго-запада на северо-восток расположены выделенные В.П. Нехорошевым рудные пояса: Калба-Нарымский (Зайсанский) олово-вольфрамовый, Зайсанской миогеосинклинали, Рудноалтайский полиметаллический и Горноалтайский редкоземельный [8]. Последний ограничен Ануйско-Чумским прогибом, заключающим северный полиметаллический пояс, от обширной эвгеосинклинальной Кузнецко-Салаирской системы Западной Сибири, характеризующейся полициклической минерализацией от байкальского до каледонского возраста, связанной с габброидами и их производными среднего состава.

#### *Особенности металлогении Калба-Нарымского олово-вольфрамового пояса*

Калба-Нарымский пояс приурочен к осевой части Зайсанской геосинклинали — области наиболее глубокого ее прогибания. Здесь происходило накопление мощных толщ терригенных пород, позднее смятых в складки и прорванных крупным массивом Калбинских гранитов. На погружении массива мелкие штоки гранитов образуют цепочки удлиненных тел, видимо, это выступы единого дайкообразного тела, приуроченного к зоне разлома.

Характерная особенность гранитов — их подчеркнута кислый лейкократовый характер. Вероятно, именно эта особенность определила металлогенические черты Калба-Нарымской зоны. Как и в других зонах лейкократовых гранитов, развиты месторождения олова, вольфрама и редких металлов. Месторождения многочисленны, но невелики по размерам. Одно время они интенсивно разведывались и эксплуатировались, затем с изменением кондиций на олово работы, как нерентабельные, были прекращены. Месторождения сосредоточены, главным образом, на периферии главного рудоносного гранитного массива и связаны с наиболее поздними кислыми производными этого комплекса. Здесь широко развиты месторождения, рудопроявления кварцевой формации — кварцевые жилы, штокверки (Чердоаяк), грейзеновые зоны с вольфрамитом и касситеритом. Представляют интерес и пегматиты, образующие крупные дайкообразные тела (Бай-Мурза).

По простиранию пояса состав руд меняется: в Калбинской (Западной) части проявлен преимущественно вольфрамит, в Нарымской (Восточной) — шеелит. Эта смена состава минералов коррелируется с изменением химизма магматических пород, которые на востоке приближаются к гранитоидам повышенной основности.

### *Особенности оруденения Рудноалтайского полиметаллического пояса*

Рудноалтайский пояс протягивается в виде узкой полосы северо-западного направления, ограничен с двух сторон крупными зонами смятия: на юго-западе — Иртышской и на северо-востоке — так называемой Северо-восточной. В свою очередь, этот пояс является сложным — в его пределах выделяются структуры второго порядка: довольно протяженные и выдержанные антиклинальные зоны и разделяющие их пологие синклинали.

Выделяется несколько антиклинальных зон, расположенных под острым углом к зонам смятия, ограничивающих полосу рудного Алтая, которые в основном и контролируют распределение рудных месторождений. С юго-запада пролегает наиболее крупная структура Алейского антиклинория, к которому приурочены крупные массивы гранитоидов повышенной основности.

По характеру минерализации на Рудном Алтае можно выделить два типа: 1) медно-колчеданные месторождения, сходные с уральскими; 2) месторождения с богатыми полиметаллическими рудами, представленные как пластовыми, так и секущими телами.

Колчеданные месторождения первого типа локализованы в Иртышской зоне смятия, отделяющей Алтай от главного Калба-Нарымского прогиба Зайсанской геосинклинали. Вдоль этой зоны неоднократно возобновлялось движение, обусловившее проявление динамометаморфизма.

В менее метаморфизованных разностях устанавливается первичная природа эффузивов: в результате метаморфизма по основным и средним эффузивам развиваются существенно хлоритовые сланцы, а по кислым лавам и туфам — серицитовые сланцы. В сильно метаморфизованных разностях основные и средние эффузивы превращены в порфиристоиды, кислые — в порфиристоиды. Эти породы так изменены, что первичная природа их часто не распознается.

Колчеданные залежи образуют цепочки линз в зоне смятия. Они представлены лентообразными телами, полого склоняющимися вместе с рудовмещающими вулканическими горизонтами. Некоторые из них имеют форму неправильных линз с раздувами. Мощность рудных тел измеряется десятками метров. Наибольшую длину они имеют в плоскости горизонтального сечения по простиранию, а по склонению их про-

тяжение обычно меньше. Руды местами, как и уральские, показывают признаки динамометаморфизма. Вместе с тем предполагается, что флюидальные текстуры руд возникли иногда в результате замещения уже метаморфизованных и рассланцованных пород.

Рудные месторождения второго типа, расположенные за пределами зон смятия, локализируются в антиклинальных структурах и приурочены к пологим складкам на их крыльях. Они образованы там, где эти структуры секутся разрывными нарушениями.

Рудные тела этой группы месторождений представляют пологие пластообразные залежи, иногда переходящие в жилообразные тела (Ридерское месторождение). Руды отличаются по составу от колчеданных, характеризуются меньшим количеством пирита и преобладанием галенита, сфалерита, ассоциирующих с кварцем, а в верхней части — с баритом (Ридерское).

В некоторых рудных телах Змеиногорского месторождения наблюдается постепенная смена минерализации по вертикали от пиритовой на глубине до кварцево-полиметаллической в верхних частях. Змеиногорское месторождение разрабатывалось еще в "демидовские" времена. Это был один из древних центров производства золота в России. Учитывая закономерное распределение месторождений, геологи Алтая производят систематическое разбуривание рудоконтролирующих структур. Изучается также Северо-восточная зона смятия, ограничивающая структуры Рудного Алтая от Горного Алтая, где известны разнообразные рудные проявления.

### *Особенности металлогении Горного Алтая*

Горный Алтай представляет собой поднятие в общей системе Алтаид. Наиболее отчетливо оно выражено в северной его Чарышско-Теректинской зоне, сложенной терригенными толщами верхнего палеозоя с заключенными среди герцинид блоками догерцинской (каледонской) консолидации.

В Горном Алтае проявлены разнообразные магматические породы. Наиболее ранние из них малые интрузии — производные габброидов сопровождаются медно-кобальтовыми и магнетитовыми месторождениями скарновой формации. Главная фаза герцинского магматизма представлена батолитами гранитов, сходными с калбинскими, только сопровождаемыми уже не оловянной, а более сложной редкометалльной и вольфрамо-молибденовой минерализацией.

В связи со средним этапом магматизма проявлены редкометалльные пегматиты, молибден и вольфрамоносные скарны и грейзены, кварцевые жилы. С послескладчатыми малыми интрузиями диабаз-лампрофировой формации связаны медно-свинцово-цинковые, барит-полиметаллические, серебро-свинцовые месторождения. Самые поздние — сурьянно-ртутные месторождения, приуроченные к разломам.

Все эти месторождения проявлены, главным образом, в Чарышско-Теректинской зоне поднятия, которая может быть выделена в качестве главного вольфрамо-молибденового или редкометалльного комплекса Горного Алтая.

Отлична от нее по характеру минерализации расположенная к северу Ануйско-Чуйская зона, которую выделил В.П. Нехорошев в качестве свинцово-цинкового пояса Горного Алтая. Эта зона возникла на месте длительно развивавшегося геосинклинального прогиба, сложенного терригенно-карбонатными формациями кембро-ордовика, силура, мощными девонскими эффузивно-осадочными формациями. Эти толщи прорваны герцинскими гранитами. В пределах Ануйско-Чуйской зоны широко распространено полиметаллическое оруденение различных типов: метасоматические неправильные тела в известняках, кварцево-сульфидные жилы в песчаниках, мощные метасоматические пластовые тела и линзы в вулканитах. Хотя эта зона преимущественно полиметаллическая, в ней встречаются и вольфрамо-молибденовые месторождения, которые приурочены большей частью к антиклинальным поднятиям.

Сходство двух полиметаллических поясов — Рудноалтайского и Ануйско-Чуйского, — расположенных по периферии Чарышско-Теректинского поднятия Горного Алтая, создает видимость симметрии. Общим в геологическом строении отмеченных двух полиметаллических зон является наличие в обоих случаях девонских вулканогенно-осадочных пород, которые в основном и вмещают полиметаллическое оруденение. Разделяющий их срединный Чарышско-Теректинский массив характеризуется преимущественно терригенным составом слагающих его осадков, в свою очередь, представляет как бы повторение Калба-Нарымской зоны с ее специфическим оловянно-вольфрамовым профилем, хотя минерализация имеет свои специфические черты в результате сложности и длительности развития и наложения разновозрастных и нетипичных магматических ассоциаций. Можно предполагать, что продолжением Чарышско-Теректинской редкометалльной зоны на севере является Колывано-Томская зона, где в связи с гранитами обнаружены проявления олова.

Алтай — классический пример поясового распределения металлов в зависимости от состава пород, отмечается приуроченность олова и вольфрама к терригенным толщам, прорванным кислыми гранитами, меди, свинца, цинка — к вулканогенным толщам и гранитоидам повышенной основности.

### **Саянская байкальско-каледонская фемическая рудная провинция**

Саянская обширная область, расположенная к северу от линейных структурно-металлогенических зон герцинских Алтаид, резко отличается в тектоническом, магматическом и металлогеническом отношении.

Ее скорее можно соотнести с фемической провинцией уральского типа.

Однако, в отличие от линейных меридиональных структур Урала, минерализация проявлена не в единой сравнительно узкой эвгеосинклинали с полосчатым чередованием структурно-металлогенических зон, а в обширной изометрической области, где проявлены разноориентированные металлогенические зоны, главным образом северо-западного и частично северо-восточного направления. Эти зоны вскрываются в горных хребтах: Восточном и Западном Саяне, Кузнецком Алатау, Салаире, Танну-Ола и др. разделены обширными наложенными депрессиями (рис. 17). Магматизм и минерализация проявлялись длительно.

Наиболее древние — протерозойские (и архейские) образования развиты в Восточных Саянах, а также в юго-западных горных сооружениях Тувы. На остальной части территории проявлены байкальские, салаирские и каледонские сооружения.

В.А. Кузнецов отмечает определенную направленность в развитии земной коры на данной территории. Наиболее древний комплекс фундамента — архейский — представлен гнейсами, гранитами, слюдоносными пегматитами, он проявлен в Восточном Саяне.

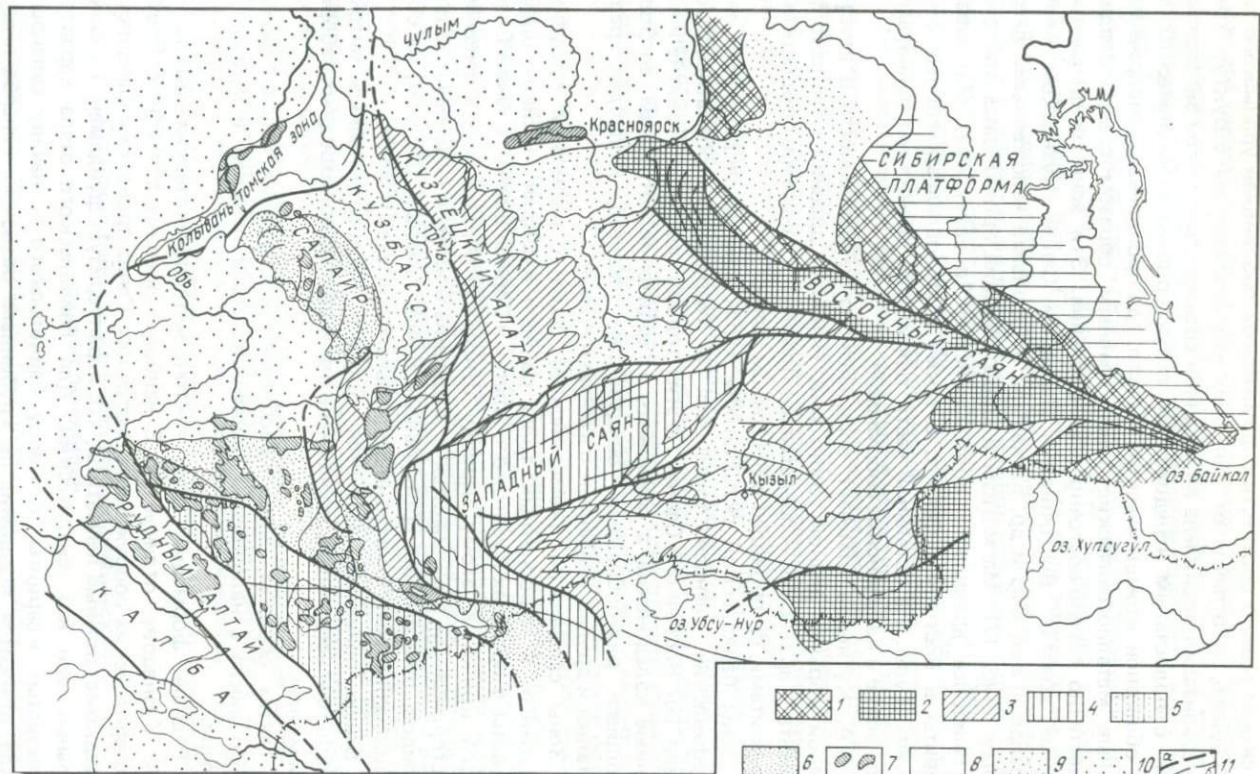
Зоны байкальской складчатости характеризуются развитием метаморфических сланцев протерозоя и терригенно-карбонатных толщ синия (юг Восточного Саяна). В этих толщах получили развитие и наложенные каледонские, а возможно, и герцинские интрузивы, сопровождающиеся разнообразным оруденением (железо, молибден, редкие металлы и другие, связанные с карбонатитами).

Зоны салаирской (кембрийской) эпохи с развитием эффузивно-осадочных и карбонатных толщ раннего кембрия — синия широко развиты в пределах Кузнецкого Алатау и Горной Шории, а также Салаирского кряжа. К этому периоду относится образование колчеданных месторождений в вулканитах и внедрение массивов гипербазитов и габброидов, образующих протяженные пояса, главным образом, на сочленинии различных структурно-фациальных областей и зон.

Более поздними являются широко распространенные интрузии габбро-плагиогранитов, граносиенитов и других производных габброидной магмы.

Таким образом, здесь преобладают сооружения салаиро-каледонского цикла с наложением герцинских магматических и рудных проявлений.

Рудные формации трех тектоно-металлогенических циклов, по В.А. Кузнецову, отличаются. В наиболее древних архейских — раннепротерозойских сооружениях Восточного Саяна проявлены слюдоносные и редкометалльные пегматиты, что характеризует фундамент геосинклинальных зон как сиалический. Для байкальского этапа характерны железистые кварциты. К концу байкальского — началу салаирского этапа относится внедрение по глубинным разломам гипербазитов, заключающих месторождения хризотил-асбеста и нефрита в Восточном



Саяне, а с габброидами связаны месторождения титано-магнетитовых руд.

Салаирская эпоха, по В.А. Кузнецову, отличалась довольно типично выраженным фемическим профилем, приближающимся к уральскому. В это время интрузии основной магмы привели к образованию массивов ультрабазитов, заключающих хромиты, а при последующих преобразованиях произошло возникновение асбеста, талька, проявления силикатно-никелевых структур.

С изменениями вулканитов диабазовой формации связано образование вулканогенно-осадочных железорудных месторождений и месторождений самородной меди. Возможно с раннекембрийским вулканизмом связаны и некоторые медно-полиметаллические колчеданные месторождения. Однако исследователи считают месторождения в Салаире эпигенетическими.

Соскладчатые габбро-плагиогранитовые и габбро-сиенитовые массивы сопровождаются многочисленными скарновыми залежами.

Система развитых обширных рудных поясов, разделенных наложенными впадинами, вероятно, возникла в основном на коре океанического типа.

Среди преобладающих железорудных поясов этой области выделяются: Горношорско-Саянский, Восточно-Саянский, Тувинский. Рудные

Рис. 17. Структурно-металлогеническая схема Алтае-Саянской области, по В.А. Кузнецову [10]:

1 — краевые поднятия фундамента Сибирской платформы: архейские гнейсы, гранитные интрузии, слюдоносные пегматиты; 2 — зоны протерозойской (байкальской) складчатости: метаморфические сланцы протерозоя и терригенно-карбонатные породы синица с докембрийскими гранитоидами, наложенные каледонские и герцинские интрузии и связанное с ними оруденение (железо, молибден, карбонатитовые руды и др.); 3 — зоны кембрийской (салаирской) складчатости: существенно эффузивно-осадочные и карбонатные толщи раннего кембрия и синия; салаирские комплексы гипербазитов, габброидов, габброплагиогранитов и связанные с ними месторождения железа, титана, никеля, хрома, асбеста и др.; наложенные позднекаледонские и герцинские интрузии и оруденение (железо, кобальт, ртуть и др.); 4 — зоны каледонской складчатости: существенно флишиодные толщи кембро-ордовика; тагонские гранитоидные интрузии с вольфрамовыми, молибденовыми рудопроявлениями; 5 — зоны (Чарышско-Теректинская) каледонско-герцинской складчатости: существенно флишиодные толщи кембро-ордовика, такоксские гранитоиды; девонские эффузивно-осадочные толщи с вулканогенно-осадочными гематитовыми рудами, герцинские габброидные и гранитоидные интрузии и связанные с ними месторождения железа, кобальта, редких металлов, вольфрама и молибдена; 6 — Ануйско-Чуйская каледонско-герцинская зона: терригенно-карбонатные формации кембро-ордовика, силура, девонские эффузивно-осадочные формации; 7 — интрузивные, главным образом гранитные комплексы с месторождениями вольфрама, молибдена, полиметаллических руд, связанные с разломами месторождений полиметаллических и ртутных руд; герцинские гранитоидные комплексы; 8 — складчатые зоны герцинской Зайсанской геосинклинальной системы; герцинские краевые и межгорные прогибы; 9–10 — поверхностные (9) и рыхлые (10) отложения Западно-Сибирской низменности; 11 — зоны глубинных разломов (а), разломы меньшего масштаба (б)

пояса имеют, главным образом, северо-западную, а местами также широтную и северо-восточную ориентировку. В этой области проявлены месторождения железа: эксгальационно-осадочные гематитовые в основных вулканитах, магматические титано-магнетитовые в габброидах и скарновые, наиболее распространенные, связанные с производными габброидной магмы, с которыми ассоциирует разнообразная и сложная металлогения.

На контакте плагиигранитных, гранодиоритовых массивов и граносиенитовых массивов с карбонатными отложениями развиты скарны с магнетитовым оруденением, широко распространенные в Горной Шории и Кузнецком Алатау. С этими массивами связано и мышьяково-кобальтовое оруденение (Тува).

Особую группу представляют медные и медно-полиметаллические месторождения колчеданной и гидротермальной формации. Г.Л. Поспелов выделяет пояса северо-западного направления: золото-медно-полиметаллический Салаиро-Горношорский, золотой Кузнецкого Алатау и медный Хакасский [22].

Месторождения в некоторых рудных поясах проявлялись многократно. Так, в Горношорском железорудном поясе обнаружены месторождения от кембро-протерозойского до девонского возраста, в Минусинском меднорудном поясе — месторождения кембрийского, вероятно, силурийского, девонского и, может быть, более молодого возраста.

Г.Л. Поспелов считает, что это отражает крупные элементы геохимической дифференциации глубинных зон земной коры с унаследованием геохимических особенностей рудообразования в пределах определенных рудных поясов в ходе многократной магматической деятельности. Г.Л. Поспелов отмечает также переотложение рудного вещества при наложении позднейших (вплоть до мезозойских) тектонических процессов.

Полицикличность оруденения области и мантийный источник магнетитов и рудного вещества подчеркивает В.А. Кузнецов.

С малыми интрузиями гранитоидов повышенной основности, представляющими, как считает А.Я. Булынников, производные базальтовой магмы, связана золотоносность Кузнецкого Алатау и других территорий. Наконец, с поздними щелочными производными того же базитового комплекса, проявившимися на каледонском этапе развития, соотносится образование редких металлов, ассоциирующих с карбонатами (Восточный Саян).

Иной, сиалический тип минерализации характерен для зон развития терригенных пород, прежде всего для Западно-Саянско-Телецкой миогеосинклинальной зоны, где в связи с гранитами таконской фазы проявились пегматиты, а также получили развитие рудопроявления вольфрама и молибдена (рис. 18).

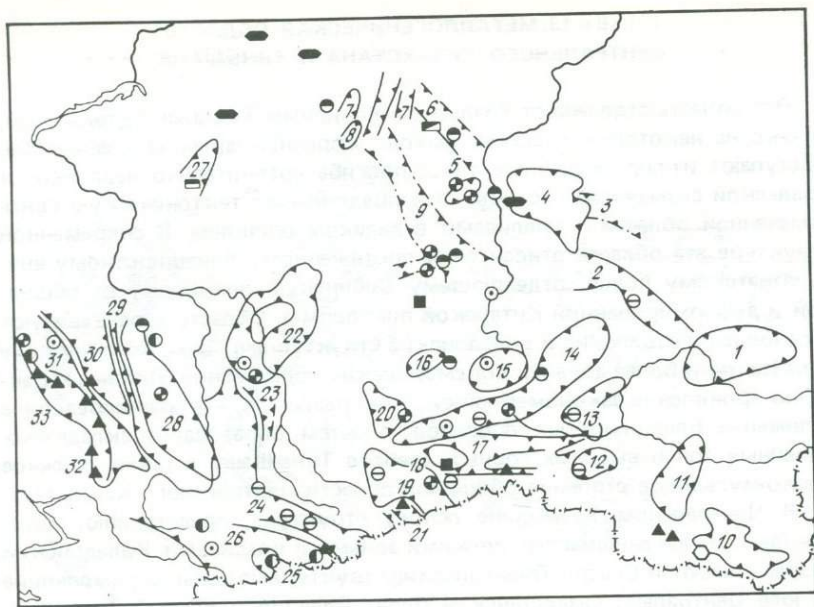


Рис. 18. Металлогенические зоны [8] позднеорогенной стадии Алтае – Саянской области (усл. обозначения см. на рис. 1):

- 1 – Хамсаринско-Кадышско-Азаская,  $D_{2-3}$  (Pb, Zn, Hg); 2 – Систигхемско-Кукшинская,  $D_{2-3}$  (Pb, Zn, Hg); 3 – Чибажекская;  $E - D_3$  (Pb, Zn, Cu); 4 – Ирбинско-Сайбарская,  $D_{2-3}$  (Al); 5 – Карасукская,  $D_{2-3}$  (Co, Cu); 6 – Печищенская,  $D_{2-3}$  (Pb, Zn, Cu); 7 – Кийская, Кияшалтырская, Горячегорская  $ED_{2-3}$  (Al); 8 – Тыдинская,  $D_{2-3}$  (Pb, Hg); 9 – Хакасская, Игргольская,  $E_3 - S - D$  (Pb, Mo); 10 – Милзейская,  $PZ_{2-3}$  (Pb, Zn); 11 – Владимирская,  $D_{2-3}$  (Mo); 12 – Ховаксинская,  $D_{2-3}$  (Co, Cu, Ni); 13 – Терлигхайнская,  $D_{2-3}$  (Hg, Pb); 14 – Усинская, Акольско-Шугурская, Сютхольская, Байтайгинская,  $D_{2-3}$  (Pb, Co, Hg); 15 – Сайлюкхемская,  $D_{2-3}$  (Mo, W); 16 – Сабиновская,  $D_{2-3}$  (Co, Cu); 17 – Чазадыр-Карасукская,  $D_3$  (Fe); 18 – Чергакская,  $D_{2-3}$  (Pb); 19 – Чингскатская,  $D_{2-3}$  (Co, Hg, Pb); 20 – Карахольская,  $D_{2-3}$  (Co, Hg, W, Pb); 21 – Каргинская,  $D_3$  (Fe); 22 – Бийско-Кыстальская,  $D_{2-3}$  (Co, Hg, W, Pb); 23 – Тускульская,  $D_3$  (Fe); 24 – Сумультинско-Курайская, Юстыдская,  $D_{2-3}$  (Hg, Pb); 25 – Калгутинская,  $D_3$  (Fe); 26 – Верхне-Катунская,  $D_3$  (W, Mo); 27 – Салаирская,  $D_3$  (Al); 28 – Песчано-Урскульская,  $D_2$  (Pb, Zn); 29 – Чарышская,  $D_3 - PZ_3$  (Hg, Sn); 30 – Талицкая,  $D_3$  (W, Mo); 31 – Коргоно-Кумирская,  $D_2$  (Pb, Zn); 32 – Коргонская,  $D_2$  (Fe); 33 – Синоюшинско-Тигрекая,  $D_3$  (W, Mo)

На Восточном продолжении Западно-Сибирской системы располагается Северо-Байкальская металлогеническая зона с месторождениями колчеданных медно-полиметаллических руд.

Эта область отделена от Уральской обширным Тургайским прогибом, однако на некоторых участках выходы коренных древних комплексов выступают из-под осадочных толщ прогиба сравнительно недалеко от Уральской складчатой системы. Это предполагает тектоническую связь отмеченной области с уралидами в далеком прошлом. В современной структуре эта область относится к протяженному близширотному внутриазиатскому поясу, отделяющему Сибирскую платформу от обширной и деформированной Китайской платформы. Область характеризуют в основном герцинские и каледонские структурные зоны, заключающие фрагменты и более древних докембрийских образований. Для нее характерно проявление закономерной системы разломов, которая определила заложение близширотных прогибов, а затем образование складчатых линейных зон и высоких горных хребтов Тянь-Шаня, а также сложное блоко-мульдовое строение обширной области Центрального Казахстана.

В Центральном Казахстане основу структуры представляют каледониды с наложенными герцинскими зонами и впадинами. Каледонский возраст имеют и Северо-Тяньшаньские структурные зоны, обрамляющие на юге Центрально-Казахстанский блок. Средний и Южный Тянь-Шань представляют герцинские сооружения с заключенными в них фрагментами более древних структур (рис. 19).

### Центральный Казахстан

Севернее тяньшанид располагается рудная провинция Центрального Казахстана. Она имеет форму ромба, ограниченного на юго-западе и на северо-востоке зонами северо-западного направления. На западе ромбовидный блок имеет меридиональное отграничение от зоны Тургайского прогиба.

Некоторые исследователи подчеркивают важную роль в тектонике Центрального Казахстана сводовых поднятий разного масштаба — гигантского мегасвода, в ядре которого находится Центрально-Казахстанский блок сводов второго порядка — Улутаусского на севере Центрального Казахстана, Прибалхашского.

Общие вопросы металлогении Центрального Казахстана освещены во многих работах К.И. Сатпаева, Г.Н. Щербы и др., М.А. Абдулкабировой, Г.С. Шлыгина, В.С. Кунаевым и многими другими.

На примере Центрального Казахстана рассматриваются и общие тектонические и металлогенические вопросы: роль осадконакопления и метаморфизма в накоплении металлов, тектонических факторов, контролирующих локализацию металлогенических зон.

Территория Центрального Казахстана имела длительное развитие. На северо-западе вскрывается Кокчетавский блок, а на юго-западе —

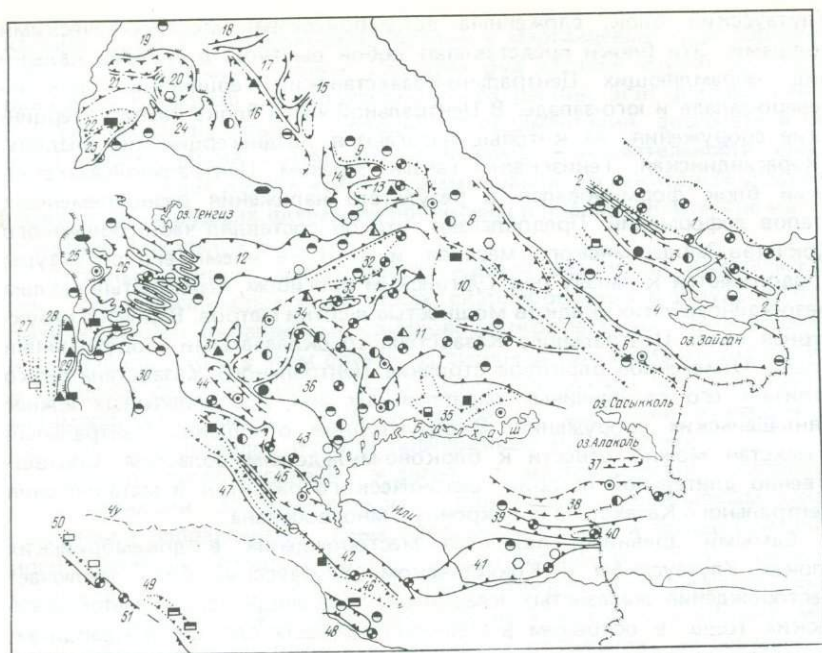


Рис. 19. Металлогенические зоны Центрально-Казахстанской, Алтайской, Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской складчатых областей (8) :

- 1 — Горноалтайская,  $D_2$  (Pb, Zn, W, Mo) ; 2 — Прииртышская,  $D_2$  (Pb, Zn, Cu) ; 3 — Калба-Нарымская, P (Sn, W) ; 4 — Западно-Калбинская,  $PZ_3$  (Hg) ; 5 — Чарская, D (Cr, Ni) ; 6 — Восточно-Тарбагатайская,  $PZ_3$  (Mo, Zn) ; 7 — Западно-Тарбагатайская,  $PZ_2$  (Cu, Pb, Zn) ; 8 — Дегеленская,  $PZ_2$  (W, Mo) ; 9 — Бошекуль-Майкаинская,  $PZ_1$  (Cu, Mo, Pb, Zn) ; 10 — Чингизская,  $PZ_1$  (Cu, Mo, Pb, Zn) ; 11 — Такрау-Катанэмельская,  $PZ_3$  (Cu, Mo, Pb, Al) ; 12 — Спасская,  $PZ_2$  (Cu, Ba, Al, Pb, Zn) ; 13 — Александровская,  $PZ_{1-2}$  (Pb, Zn, Fe, Cu) ; 14 — Верхне-Чидыртинская,  $PZ_2$  (Cu, Pb, Zn) ; 15 — Степняковская,  $PZ_{1-2}$  (кварцевые жилы) ; 16 — Бестюбинская,  $PZ_{1-2}$  (Fe, Hg) ; 17 — Аксу-Боройская,  $PZ_2$  (P, Pb) ; 18 — Узбойская, (Pb) ; 19 — Кокчатауская, PE (Fe, Ti, Cu, Ni) ; 20 — Зерендийская,  $PZ_{1-2}$  (W, Sn) ; 21 — Балкашинская,  $PZ_{1-2}$  (Cu, Fe, Mo) ; 22 — Северо-Джаркаинагачская, PZ (Mn) ; 23 — Южно-Джаркаинагачская,  $PZ_{1-2}$  (Pb) ; 24 — Атбасарская,  $PZ_{1-2}$  (Cu) ; 25 — Карсакапайская, PR (Fe, Al) ; 26 — Южно-Тенгизская,  $PZ_3$  (Pb, Zn) ; 27 — Улутауская, E (V, P, Mo) ; 28 — Восточно-Улутауская, E (M, P) ; 29 — Арганатинская, PR (Fe) ; 30 — Джекказганская,  $PZ_3$  (Cu, Pb) ; 31 — Атасуйская, D-C<sub>1</sub> (Fe, Mn, Pb) ; 32 — Уртынжальская,  $PZ_{1-2}$  (Ni, Cu) ; 33 — Кызылтау-Калдырминская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Cu) ; 34 — Акчатауская,  $PZ_3$  (Pb, Zn) ; 35 — Северо-Балхашская, PZ<sub>1</sub> (Ni) ; 36 — Кокайыр-Гульшадская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, As, Sn) ; 37 — Колпаковская,  $PZ_3$  (FeS<sub>2</sub>) ; 38 — Лепсинская,  $PZ_3$  (W, Mo) ; 39 — Текелийская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Cu) ; 40 — Уссекская,  $PZ_3$  (W, Mo, Sn) ; 41 — Сарыгозско-Катукалканская,  $PZ_3$  (Cu) ; 42 — Центрально-Чулийская, D (Mo, Pb, Zn) ; 43 — Западно-Прибалхашская,  $PZ_2$  (Cu, Zn, Pb, Al) ; 44 — Караобинская,  $PZ_3$  (W, Mo, Sn) ; 45 — Майкхуская,  $PZ_2$  (W, Sn, Mo) ; 46 — Чулийская, PZ (Ni, Cr) ; 47 — Чуйская, P, C (Cu, Pb, Zn) ; 48 — Катыхдасская,  $PZ_3$  (Cu, Pb, Zn) ; 49 — Малокаратауская, E (Pb) ; 50 — Каратауская, PZ (Pb, Zn) ; 51 — Сарычильдинская,  $PZ_3$  (Pb, Zn) ;

Остальные усл. обозначения см. на рис. 1

Улутаусский блок, сложенные докембрийскими метаморфическими толщами. Эти блоки представляют собой выступы в системе каледонид, обрамляющих Центрально-Казахстанский герцинский блок на северо-западе и юго-западе. В Центральной части блока развиты герцинские сооружения, на которые налагаются позднегерцинские впадины (Карагандинская, Тенизская). Таким образом, Центрально-Казахстанский блок формировался в результате наложения разновременных этапов деформаций. Предполагают, что он составлял часть обширного Кокчетав-Сырдарвинского массива, и в то же время его структуры продолжают к западу под Тургайским прогибом, перекрытые чехлом мезо-кайнозойских осадков мощностью в сотни метров. Вероятна структурная связь Центрального Казахстана со складчатыми сооружениями Урала. Отмеченное блоковое строение Центрального Казахстана резко отличается его от линейных параллельных зон, расположенных южнее Тянь-Шаньских сооружений. В структурном отношении Центральный Казахстан можно отнести к блоково-мульдовым областям. Соответственно длительной истории тектонического развития и металлогения Центрального Казахстана полихронна и многообразна.

Самыми древними являются месторождения в докембрийских блоках Улутаусском и Кокчетавском. Улутаусский блок включает месторождения железистых кварцитов, залегающих среди метаморфических толщ, в основном в железо-сланцевых сланцах и кварцитах. Простираение рудоносных пластов близмеридиональное. Содержание железа в них — около 47 % (Карсакапай). Некоторые разности этих метаморфических толщ заключают марганцевые кварциты.

Среди древних толщ известны месторождения силикатного никеля на серпентинизированных массивах ультраосновных пород, а также проявления золота и глиноземистых кристаллических сланцев [8].

В протерозойских терригенных отложениях Джунгурского Алатау располагаются согласные жильные тела полиметаллического Текелийского месторождения, а среди ранних каледонид — медно-молибденовые месторождения, связанные с малыми интрузиями основных гранитоидов. К ним относится известное месторождение Бошекуль.

Вопрос о генезисе каледонских месторождений, связанных с осадочно-вулканогенными толщами, является спорным. В монографии, посвященной Успенской тектонической зоне (редактор Г.Н. Щерба), допускается первично-осадочное накопление рудных элементов железа, марганца, свинца и цинка с последующей их перегруппировкой и концентрацией в рудных узлах на пересечении различно ориентированных разломов. Особенно спорным является происхождение железорудных месторождений атасуйского типа. Рудовмещающие толщи сложены углисто-кремнистыми известняками с карбонатными конкрециями, заключающими прослойки железистых пород или оолитовых выделений марганца. Главные минералы железных руд — гематит, магнетит и сидерит, а марганцевых — оксидные соединения марганца, а также марганцо-

кальцит, родонит и родохрозит. Железные марганцевые руды образуют согласные пластовые залежи. Тип этих руд хорошо изучен на месторождении Караджал. Предполагается, что ранний этап формирования рудного вещества совпал с процессом седиментации, диагенеза и общего метаморфизма. Затем при гидротермальной деятельности произошло наложение нового комплекса минералов. На некоторых участках развития этих рудных формаций проявлены и полиметаллические месторождения Атасуйского района.

Сложный генезис имеют месторождения девонской Акджальской зоны, где в кремнистых известняках, скарнированных в дорудный этап, распространены вкрапленные свинцово-цинковые руды. Не исключена возможность, что и в этом случае первично-рудные элементы отлагались в процессе седиментации и были перегруппированы при дальнейшем метаморфизме. Важную роль углеродистых формаций в первичной концентрации металлов (Pb, Zn) подчеркивает Л.Г. Марченко.

Широко распространены эндогенные месторождения, связанные с гранитоидами. Эти месторождения приурочены к разрывным зонам различного направления — северо-западного на юге и западе Центрального Казахстана, близширотного — в Центральной его части. Особенно отчетливо проявлена Успенская тектоническая близширотная зона, представляющая, по К.И. Сатпаеву, крупный надвиг. Она вмещает месторождения, локализованные в девонских отложениях на пересечении продольных (ССВ) и поперечных (ССЗ) направлений тектонических зон. Развитые месторождения разнообразны и различны по генетическим типам.

К ранневарисскому типу, по К.И. Сатпаеву, относятся месторождения скарново-гидротермальные — Кызылэспе, Гульшад и многие другие. К позднегерцинскому времени он относит образование Коунрадского медно-порфирового месторождения.

Следует подчеркнуть, что возраст многих месторождений достоверно еще не установлен и является спорным. При наличии многих разнообразно ориентированных зон намечаются общие закономерности распределения различных типов оруденения. Так, в Прибалхашской области, по К.И. Дворцовой и А.И. Семенову, концентрируется минерализация фемическо-сиалического профиля с проявлениями олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка. В.С. Звонцов связывает это с влиянием гранитизированного фундамента, существовавшего на месте древнего Балхашского свода.

По периферии проявлен фемическо-сиалический профиль минерализации с медью, свинцом и цинком. Согласно М.А. Абдулкабировой и ее соавторам, северо-западная часть Центрального Казахстана, включающая Кокчетавский массив, представляет куполообразное сводовое поднятие, с формированием которого была связана тектоническая активизация. Эти процессы поднятия сопровождалась глыбовыми дислокациями, что обусловило разнообразие формаций магматических и ред-

ких месторождений. Оруденение концентрируется кольцевыми и радиальными структурами, и проявлялось многократно. Как и в других участках Центрального Казахстана, главное влияние на распределение месторождений оказывают глубинные разломы и узлы их пересечения. Отмечается приуроченность месторождений к флишидным образованиям ордовика, содержащим органическое вещество.

Блок Центрального Казахстана на юго-западе обрамляется полосой развития позднепалеозойских медистых песчаников Джекказганского района, имеющих важное практическое значение. Генезис месторождений спорен. Одни (К.И. Сатпаев) считают их эндогенными, другие (В.М. Попов) — первично-осадочными. На востоке рудоносного блока Центрального Казахстана пролегают линейные складчатые сооружения хр. Чингиз и Тарбагатай, которые сформировались на месте эвгеосинклинальных зон, заключают пояса ультрабазитов с хромитовым и никелевым оруденением, а также колчеданные золото-медно-свинцово-цинковые руды. Далее к северо-востоку располагается Алтае-Саянская складчатая область, ограниченная на юге зонами Калба-Нарымской, Рудно-Алтайской и Горно-Алтайской, имеющими северо-западное направление.

К зоне каледонской складчатости относятся и северные дуги Тянь-Шаня. К ним принадлежат хребты Таласский, Киргизский, Терской-Алатау. По границе каледонид и герцинид проходит крупная тектоническая зона, выделенная В.А. Николаевым. К этой зоне, а также к сопряженным трещинам приурочены гранитные массивы позднекаледонского и герцинского возраста. В пределах этой системы известны полиметаллические месторождения (Акширияк), скарны с магнетитом и наложенным оловянным оруденением (Караваш), метасоматические свинцово-цинковые месторождения с касситеритом (Буурду), а также редкометалльно-оловянное месторождение, связанное со щелочными породами (Актюз).

### Герциниды Тянь-Шаня

Герциниды Тянь-Шаня (рис. 20) образуют плавную дугу, обращенную выпуклостью к югу. Простираение структур меняется, начиная от изгиба уралид, которые приобретают в южной части юго-западное направление до района Султануиздага — вероятно, крайнего западного окончания южных тяньшанид, где можно предполагать их сочленение с уралидами. Далее к востоку Тянь-Шаньские сооружения приобретают близширотное, а еще далее северо-восточное направление. Система горно-складчатых сооружений Тянь-Шаня представляет веерообразную структуру, расщепляющуюся на западе и сходящуюся на востоке близ горного узла Хан-Тенгри. В пределах герцинских тяньшанид с юга на север выделяются зоны: Зеравшано-Гиссарская, Алае-Кокшаальская, Сырдарьинская (с Кураминским выступом), Чаткало-Нарынская. Самая южная

Зеравшано-Гиссарская зона представляет собой продолжение уральских структур. Она примыкает на юге к структурам Памира, представляющего срединный массив в системе Тетиса.

Зеравшано-Гиссарская зона возникла на месте эвгеосинклинали с основными вулканитами ордовикско-силурийской диабазовой формации, с которой связаны эксгальационно-осадочные марганцевые проявления. Более поздние осадочные отложения нижнего и среднего палеозоя представлены песчано-глинистыми и карбонатными, а верхнепалеозойские — в основном вулканогенными толщами.

В тектоническом отношении зона представляет собой сложный мегаантиклинорий с серией антиклинорных и синклинорных зон второго порядка. К югу от субширотных структур отходит система диагональных зон юго-западного направления.

Главная магматическая деятельность в Зеравшано-Гиссарской зоне проявилась в позднем палеозое, когда возникли крупные гранитные батолиты. С ними связана многообразная минерализация. Особенно характерны месторождения вольфрама и олова, главным образом, скарновой формации (Такфон, Майхура), вдоль разломов проявлены месторождения ртути.

Западное продолжение этой зоны устанавливается в Зирабулак-Каратюбинском секторе, где тоже проявлены вольфрамоносные скарны (Ингичке), а также полиформационный комплекс рудопроявлений олова: касситерит-кварцевые месторождения в гранитах (Карноб), касситерито-сульфидные среди карбонатных пород экзоконтакта (Лапас).

Следующая к северу самая обширная Алае-Кокшаальская зона возникла на месте миогеосинклинали, заложенной, видимо, на сиалическом фундаменте в раннем палеозое. В пределах ее известны терригенные отложения кембрия, ордовика, широко распространенные глинистые сланцы и песчаники силура, карбонатные отложения средне-нижнего каменноугольного возраста и осадочные толщи моласс верхнего палеозоя. Это горно-складчатое сооружение имеет сложную структуру и состоит из серии синклиналей и антиклиналей. В целом оно представляет собой крупный антиклинорий, в ядре которого вскрываются нижнепалеозойские отложения и крупные массивы гранитов. Зона протягивается вдоль Туркестанского и Алайского хребтов, а далее на востоке в хр. Кокшаальском.

В водораздельной части Туркестанского хребта известны и ранее разрабатывались оловоносные пегматиты. На склонах хребта среди карбонатных пород проявлены вольфрамоносные скарны (Лянгар). Горизонты карбонатных отложений вмещают также полиметаллические месторождения, особенно в южном предгорье Алайского хребта, где может быть выделена полиметаллическая Гузанская зона. В пределах этой зоны месторождения занимают различные положения. Одни из них приурочены к выходам ультраосновных пород (Кан), другие — к

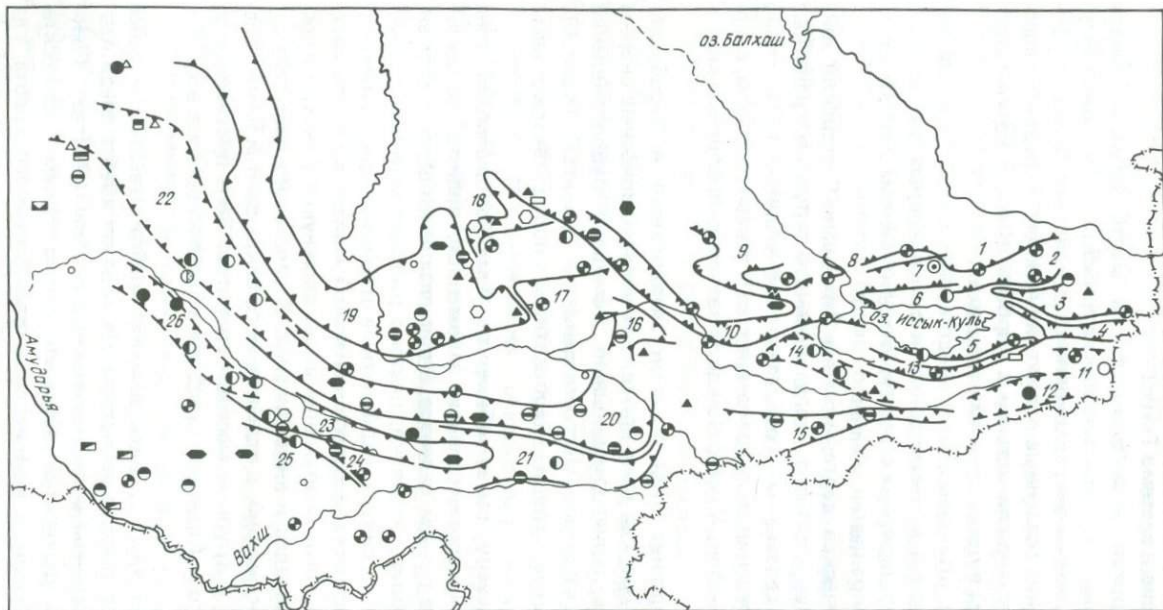


Рис. 20. Металлогенические зоны Центрально- и Южно-Тяньшаньской складчатых областей [8]:

1 – Приильийская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Cu); 2 – Тунгайская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Cu, Fe); 3 – Кетменская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Cu, Fe); 4 – Кокджарская,  $PZ_3$  (Pb, Zn); 5 – Северо-Киргизская,  $PZ_3$  (W); 6 – Актюзская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Sn, Bi, Mo); 7 – Центрально-Заилийская,  $PZ_2$  (W, Mo); 8 – Кастекская,  $PZ_3$  (Pb, Zn, Cu); 9 – Катыкдаская,  $PZ_3$  (Pb, Zn); 10 – Таласская,  $PZ_3$  (Pb, Zn); 11 – Баянкольская,  $PZ_2$  (Pb, Zn); 12 – Сарыджас-Акширякская,  $C-P_1$ , (Sn); 13 – Джетымбельская,  $PZ_3$  (Pb, Mo); 14 – Сонкульская,  $C_2$  (W, Fe); 15 – Атбаши-Джангджирская, P (Hg, Pb); 16 – Майлисуйская, P (Hg); 17 – Южно-Чаткальская, P (Pb, Zn); 18 – Майдантальская, (Pb, Sn); 19 – Кызылкумско-Кураминская,  $P_2-T_2$ , (Pb, Zn, Cu, As, Bi), 20 – Южно-Ферганская, P (Hg, Sb, Pb); 21 – Алайская, P (W, Mo, Sn); 22 – Тамды-Нуратинская,  $C_2-3$  (W); 23 – Зеравшано-Гиссарская, P (Hg, Sn); 24 – Зеравшанская,  $C_2-3$  (Hg, Sb, Pb, As); 25 – Южно-Гиссарская, P-T (Pb); 26 – Зирабулакская,  $C_2-3$  (W, Sn)

карбонатным и терригенным толщам, где образуют системы жил с разнообразными сульфоантимонитами (Лякан), третьи представлены неправильными метасоматическими залежами в известняках (Кан — и — Гут). Месторождения удалены от выходов в гранитах, однако некоторые из них находятся близ мелких субвулканических тел повышенной щелочности, рвущих отложения триасового возраста (Лякан). Эта ассоциация позволяет предполагать, что оруденение продолжалось и в триасовое время. Представляет интерес сложный состав сурьмяно-полиметаллических месторождений Лякана, заключающих сплошные выделения блеклых руд, бурнонита, других сульфоантимонитов свинца, а также примесь киновари. Представляется, что эти месторождения служат промежуточным звеном между полиметаллическими и сурьмяно-ртутными месторождениями, образующими протяженный пояс на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов (Кадамжай, Хайдаркан и др.).

Особый интерес представляет разлом, отграничивающий Алае-Кокшаальскую зону от севернее расположенной Сырдарьинской. В этом разломе спорадически встречаются выходы серпентинизированных ультрабазитов (месторождение Кан). Видимо, этот тектонический элемент можно отнести к типу глубинных разломов. Хотя нельзя отрицать возможности надвиговой его природы, поскольку крупные пологие надвиги установлены вблизи его (надвиг девонских известняков гор Гузан на верхнепалеозойские терригенные толщи).

На восточном продолжении Алае-Кокшаальской зоны находится оловорудный район Сарыджазский северной Киргизии с полиформационным оловянным оруденением, связанным с кислыми гранитами (касситерито-кварцевые жилы, грейзены, скарны, касситерито-сульфидные тела в карбонатных породах).

### Сырдарьинский срединный массив

Этот массив разделяет Алае-Кокшаальскую и расположенную севернее Чаткало-Нарынскую зоны. В современном рельефе он в основном представляет Ферганскую впадину, перекрытую молодыми отложениями, а западнее — равнинную пустыню Кызылкум. По-видимому, этот массив в период образования Тянь-Шаньских геосинклиналей относился к типу срединных. Об особенностях его строения можно судить по выступам фундамента в диагональном Чаткало-Кураминском блоке, разделяющем Ферганскую котловину на две части, а на западе — в возвышенностях Нуратау, где он выступает из-под рыхлых отложений платформенного чехла. В.Е. Хаин не исключает раннедокембрийский возраст метаморфических толщ Центральных Кызылкумов, представленных амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами. Подобные породы вскрыты и на юге Чаткальского хребта. Эти толщи несогласно

перекрываются средне- и верхнерифейскими, а также вендскими образованиями, возникшими при зеленокаменном изменении вулканогенно-терригенной карабулакской свиты. Предполагается, что именно с этими отложениями связана золотоносность района Мурунтау, где месторождения, представленные зонами вкрапленных руд, по В.Г. Гарьковцу, имеют осадочно-метаморфогенное происхождение. В горах Нурау в связи с гранитами известны проявления молибдена.

Сложный комплекс минерализации характерен для Кураминского выступа фундамента, ограниченного разлома северо-восточного направления. Это направление структур продолжает собой диагональные ответвления к югу от Заравшано-Гиссарской зоны. Специфической особенностью Кураминского блока, который выступает далеко к юго-западу и приближается близ долины р. Сырдарьи к описанной ранее Алае-Кокшаальской зоне, является интенсивное дробление пород. Обилие различно ориентированных разломов, и в том числе трещин типа отрыва, сопутствующих Фергано-Талаосскому сдвигу, обусловило высокую проницаемость толщ и исключительно интенсивное и широкое проявление магматизма как в интрузивных, так и в эффузивных фациях. Фундамент этой структуры докембрийский. Нижнепалеозойские отложения местами полностью выклиниваются. В основании разреза лежат силурийские толщи значительной мощности с большим количеством вулканогенных пород андезитового ряда. Выше несогласно залегают среднедевонские отложения, представленные в низах разреза кислыми и средними вулканитами. Верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения представлены крупными массивами известняков. Самые молодые — вулканогенно-терригенные и верхнепалеозойские толщи.

Эти породы смяты в крупные антиклинальные складки, осложненные синклиналями и антиклиналями второго порядка. В ядре антиклинория и вдоль разломов на склонах его развиты массивы гранитов, сопровождающихся разнообразной минерализацией. В этой подзоне, именуемой Кармазарским рудным районом, распространены разнообразные месторождения: медные (Алмалык), полиметаллические (Кансай), висмута-редкометалльные (Адрасман), скарново-вольфрамовые (Чорух-Дайрон) и др. Многие из этих месторождений разрабатывались еще в средние века и именно по старым выработкам открывались вновь.

Большое значение имеет медное месторождение Алмалык, относящееся к медно-порфировому типу. Оно приурочено к мелким штокам гранодиоритов, прорывающим девонские вулканогенно-осадочные толщи. Отмечено, что последние содержат повышенное количество меди и, возможно, явились источником этого металла, обогатившего собой интрузивы и рудоносные растворы. На базе месторождения Алмалык, переоткрытого в 30-е годы, работает медеплавильный комбинат.

Весьма многочисленны и разнообразны по генетическим типам свинцово-цинковые месторождения Кармазара. В большинстве случаев

они относятся к скарново-полиметаллическому типу и располагаются на контакте карбонатных пород и гранитоидов. Наиболее значительна рудная зона месторождений Алтынтопкан—Чалата. Месторождение приурочено к серии скарновых залежей на контакте карбонатных пород и гранитоидных даек — апофиз близрасположенного гранитного массива. Геденбергито-гранатовые скарны биметасоматического происхождения, расположенные на контактах этих пород, вмещают наложенную сульфидную минерализацию (галенит и сфалерит), трубообразные скарново-полиметаллические тела встречаются в удалении от контактов на пересечении трещин. Сходные месторождения известны и на других участках Кураминского района. К ним относятся месторождения Такели, Кансай и др. Вместе с тем известны жильные зоны хлоритизации с сульфидной вкрапленностью галенита и сфалерита в верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщах (Учочак на Такелийском участке), а также метасоматические залежи полиметаллических руд в известняках (Канимансур). Особый тип представляют висмут-редкометалльные месторождения, связанные с посторогенными субвулканическими телами (Адрасман). Южнее Кураминского хребта в горах Окуртау среди гранитоидов находится Чорухдайронское шеелитовое месторождение в скарнах.

Поздний этап гидротермальной и магматической деятельности отмечен внедрением базальтовых даек и образованием гематитовых жил, приуроченных к разлому, диагонально секущему Кураминскую структуру.

В Чаткальском хребте в его южной половине проявлен комплекс пород, сходный с Кураминским. Здесь меньшую роль играют вулканогенные и большую — терригенные породы. С гранитами связаны вольфрамо-кварцевые жилы Саргардона, редкометалльно-висмутовые месторождения (Бричмулла), флюоритовые жилы (Аурахмат).

### Чаткало-Нарынская зона

Севернее Сырдарьинской зоны пролегает Чаткало-Нарынская зона, образованная на месте краевого миогеосинклинального прогиба, ограничивающего герциниды среднего Тянь-Шаня от каледонид северного Тянь-Шаня. Эта зона характеризуется отложением мощных карбонатных толщ. Она протягивается через северную часть Чаткальского хребта, продолжаясь к востоку к Нарынскому участку, а к западу к хр. Каратау. Хр. Каратау рассечен продольным Каратаусским разломом, к северо-востоку от которого располагается нижнепалеозойская складчатая зона с осадочными месторождениями фосфоритов с примесью молибдена и ванадия, а к югу — среднедевонская-нижнекаменноугольная зона карбонатных пород, вмещающих полиметаллические месторождения. Многочисленные месторождения этой зоны имеют различную

морфологию. Одни из них (Миргалымсай) представляют собой стратиформные пологозалегающие согласные залежи в доломитах, другие (Турлан) — метасоматические трубообразные тела. Здесь проявлены сидеритовые метасоматические руды. Генезис месторождений является спорным. Одни исследователи предполагают первично-осадочное отложение металлов с последующей их перегруппировкой, другие считают, что эти месторождения гидротермальные.

Продолжение палеозойских, в основном герцинских складчатых сооружений и областей проявления активизации прослеживается в виде широкой полосы к востоку от Тянь-Шаня, Казахстана и Саян, образуя Центрально-Азиатский пояс, ограниченный на севере байкалидами Прибайкалья, на юге — "Кристаллической осью Монголии". На западе в эту обширную полосу входят складчатые сооружения МНР и активизированные зоны Забайкалья, продолжающиеся в Монголо-Охотской полициклической близширотной складчатой зоне. Южную часть этой области в значительной части занимает активизированный древний кристаллический Буреинский массив, представляющий собой выступ Северо-Китайской платформы, многократно гранитизированный и в значительной части перекрытый платформенным чехлом.

Пояс герцинид образует пологую выпуклую к югу дугу в результате сочленения структур северо-западного направления западнее Байкала до северо-восточного направления на востоке. В восточной половине этой обширной "дуги" проявлены и мезозойские процессы осадконакопления, тектогенеза и минерализации. С начала мезозоя произошло омоложение древних разломов, образование прогибов, по которым трансгрессии распространялись уже с востока от Тихоокеанского бассейна, а затем проявилась позднемезозойская складчатость, сопровождавшаяся внедрением гранитов и образованием рудных месторождений. Именно этим этапом связаны главные месторождения Забайкальской рудной провинции, которую относят к замыканию западного ответвления Тихоокеанского пояса.

## МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Тихоокеанский пояс, выделенный в 1946 г. С.С. Смирновым [30], обрамляет обширный бассейн Тихого океана, характеризуется кольцевым (многоугольным или точнее шестиугольным) контуром [23] и зональным кольцевым распределением металлов: Внутренней медной зоной и Внешней олово-вольфрамо-полиметаллической [9, 18, 23, 24, 27]. Звенья (зоны) этого многоугольного пояса прямолинейны и следуют по планетарным разломам, подчиненным правильной геометрической сети с направлениями — меридиональным и широтным (ортогональная система), северо-западным и северо-восточным (диагональная система).

Унаследовывается диасимметрия пояса: геоморфологическая — одностороннее расположение островных дуг к востоку от континентов — и геохимическая — преобладание на азиатской стороне во Внешней зоне олова и вольфрама, а на американской — свинца и цинка (рис. 21).

Далее будет описана Азиатско-Австралийская ветвь пояса, а затем — Американская.

Азиатско-Австралийская ветвь пояса включает обширную зону востока Азиатского континента, Восточную Австралию и обрамляющие их островные дуги.

В пределах этой ветви выделяются: Северо-Западный сектор пояса, включающий Северо-Восток СССР и юг Дальнего Востока: Монголо-Охотскую зону и Приморье. Далее к югу расположены активизированные области Китайской платформы: Сино-Корейского щита (Корея), Восточного Китая и Индокитая, а еще далее к юго-востоку — палеозойская складчатая область Восточной Австралии. Внутреннее полукольцо составляют островные дуги, отделенные от материков Азии и Австралии окраинными морями.

Рудоносные территории Северо-Западного сектора отражены на рис. 22. Крайнюю северную область составляет Северо-Восток СССР.

## ГЛАВА 14. СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Эта обширная область возникла на континентальной коре Сибирской платформы в результате плавного ее прогибания. В середине этого прогиба сохранились блоки докембрия (Колымский, Омолонский, Тайганосский, Эскимосский): Прогибы, примыкающие к этим массивам, имеют дугобразную форму. Они характеризуются в основании карбонатными толщами (каменноугольный возраст, пермь), а выше — терригенными (пермь, триас, юра).

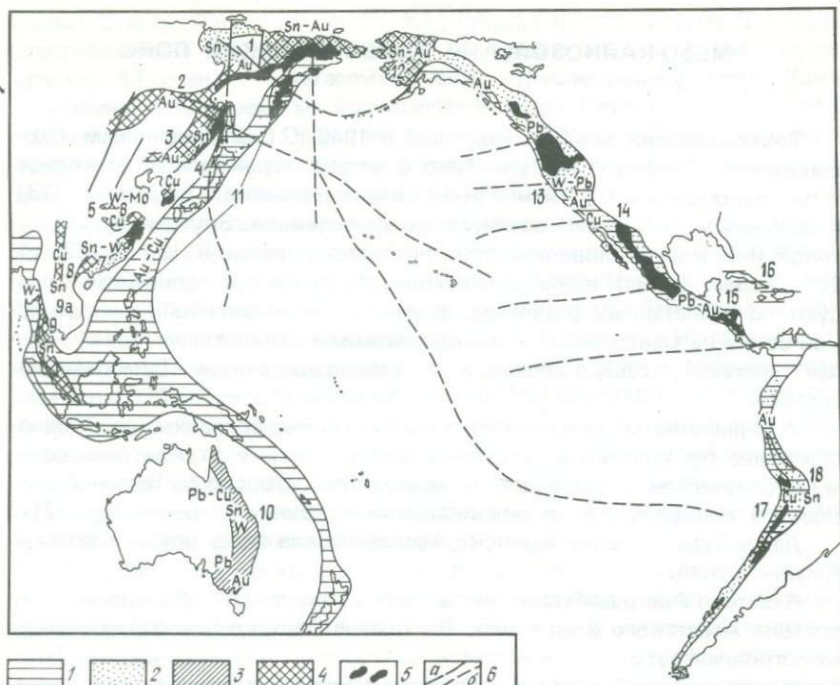


Рис. 21. Схема расположения металлогенических провинций Тихоокеанского рудного пояса:

1 — третичная внутренняя зона Тихоокеанского пояса на Австрало-Азиатской стороне и мезозойская на Американской стороне — эвгеосинклиналь с минерализацией фемического типа; 2 — мезозойская внешняя зона с минерализацией сиалического профиля; 3 — палеозойские складчатые зоны; 4 — допалеозойские сооружения, в том числе активизированные в палеозое-мезозое; 5 — окраинно-континентальные пояса наземных вулканитов; 6 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые. Металлогенические области показаны номерами на схеме: 1 — Северо-Востока СССР, 2 — Монголо-Охотская, 3 — Сихотэ-Алинская, 4 — Корейская, 5 — Яньшаньская, 6 — Циньлинь — Янцзинская, 7 — Юго-восточного Китая, 8 — Кам-Юньнаньская, 9 — Бирма — Малазийская, 10 — Восточно-Австралийская, 11 — Японская, 12 — Аляскинская, 13 — Кордильерская, 14 — Мексиканская, 15 — Центрально-Американская, 16 — Антильская, 17 — Чилийская, 18 — Боливийская

Общую конфигурацию этой области можно представить как полукольцевую структуру, огибающую (см. рис. 22) срединный массив, а на востоке ограниченную наложенным поясом верхнемеловых вулканитов северо-восточного направления.

В древнем срединном массиве законсервирована палеозойская минерализация: проявления медно-порфировых руд, золота, особенно

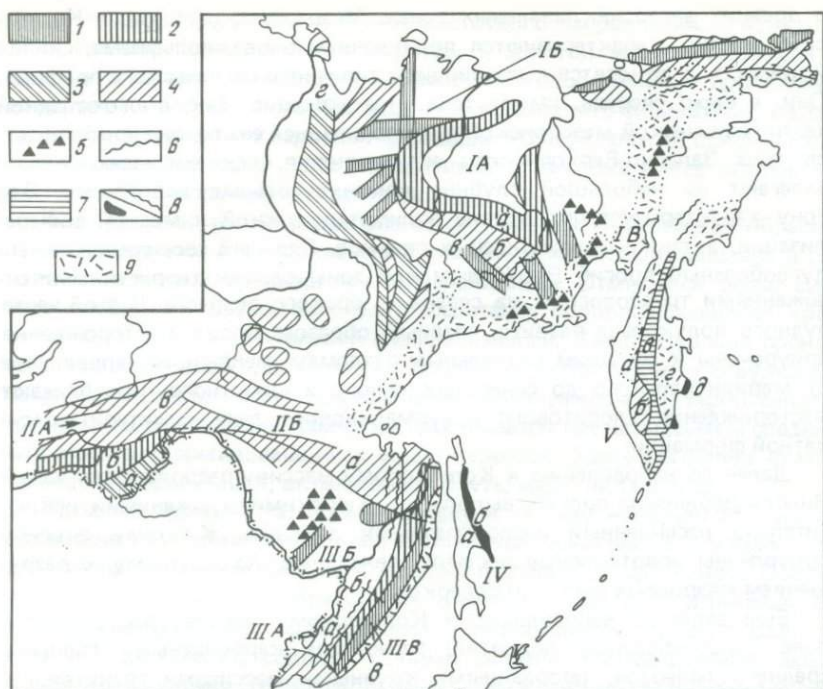


Рис. 22. Металлогенические зоны Северо-Западного сектора Тихоокеанского рудного пояса:

1 — оловорудные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации; 2 — олово-вольфрамовые месторождения кварцевой формации; 3 — полиметаллические месторождения; 4 — редкометалльные месторождения; 5 — молибденовые месторождения; 6 — глубинные разломы с хромитовой, ртутной и другой минерализацией; 7 — многометалльная зона Срединного Камчатского хребта; 8 — базиты и ультрабазиты окраинно-континентальных и офиолитовых зон; 9 — окраинно-континентальные вулканогенные пояса; *Северо-Восток СССР*: IA — Колымский массив; IB — Яно-Колымо-Чукотское обрамление Колымского массива: а — Околоколымский пояс батолитов с редкометалльной минерализацией, б — Иньяли-Дебинский золотоносный пояс, в — Верхоянский оловоносный пояс, г — полиметаллический пояс Западно-Верхоянского антиклинория; IB — Охотско-Чукотский вулканоген. *Монголо-Охотская область*: IIA — Забайкалье — пояс: а — полиметаллический, б — олово-вольфрамовый, в — молибденовый; IIB — Приамурье: редкометалльная зона. *Восточно-Азиатская область*: IIIA — древние массивы: Ханкайский и Бурейнский, IIIB — Хингано-Баджальская складчатая область Среднего Приамурья олово-вольфрамовая, IIIB — Сихотэ-Алинская складчатая область, пояс: а — Центрального структурного шва — олово-вольфрамовый, б — Сихотэ-Алинского синклиория — оловоносный, в — Прибрежного поднятия — полиметаллический; IV — Сахалинская складчатая область: а — западная миогеосинклинальная зона N (Hg), б — Восточная эвгеосинклинальная зона J — K (Cr, Ni, Cu, Pb); V — Камчатская область, зоны: а — Прибрежная (Hg), б — Срединного Камчатского массива — PZ (Cu, Ni), в — Центрально-Камчатская полиметаллическая — N — K (Cu, Pb, Hg), г — Восточно-Камчатского вулканического пояса — N — Q (S, Hg), д — эвгеосинклинали Восточных полуостровов — K (Cu, Cr)

в древних эвгеосинклинальных зонах. Мезозойды, огибающие Колымский массив, характеризуются проявлением олова, вольфрама, свинца и цинка, т. е. относятся к провинциям типичного сиалического профиля. Они, в свою очередь, имеют зональное строение. Так, в юго-западной части сиалической мезозойской дуги по внешней ее стороне протягивается зона Западно-Верхоянского антиклинория, где вскрываются или залегают на небольшой глубине каменноугольные известняки. Эту зону характеризует проявление полиметаллической и медной минерализации, а также шеелитоносных скарнов. Главный геосинклинальный дугообразный прогиб Яно-Колымской зоны сложен терригенными отложениями триасового, а на севере — юрского возраста. В этой части рудного полукольца развито, главным образом, олово. Месторождения приурочены к секущим радиальным разломам, меняющим направление от меридионального до северо-восточного и широтного. Преобладают месторождения хлоритового и турмалинового типа касситерито-силикатной формации.

Далее по направлению к Колымскому массиву располагается узкий Иньяли-Дебинский прогиб, выполненный юрскими отложениями, исключительно насыщенный разнообразными дайками. К этому прогибу приурочены золотоносные россыпи, связанные, по-видимому, с разрушением кварцевых жил и штокверков.

Еще далее по направлению к Колымскому массиву располагается пояс горстообразных поднятий, сложенный карбонатными толщами среднего палеозоя, прорванными крупными массивами гранитоидов. В связи с этими массивами находятся оловоносные пегматиты и скарновые месторождения, иногда с магнезиальными боратами.

Следует подчеркнуть, что этот пояс гранитных батолитов, как и Иньяли-Дебинский синклиорий, как бы продолжает собой направление разломов западной ветви Алеутской островной дуги.

На северо-востоке области выделяется Чауно-Чукотская зона, отделенная от вышеописанной обширной депрессией низовой р. Колымы. В этой зоне также протягивается терригенный мезозойский прогиб (триас, юра, мел) запад-северо-западного направления, скрывающийся на западе под водами Восточно-Сибирского моря. Здесь развиты гранитные массивы кислого состава, сопровождаемые олово-вольфрамовыми месторождениями кварцевой формации (Светлое). На юго-востоке эта зона ограничена поясом меловых вулканитов, вдоль которого протягиваются зона молибденовых месторождений, а также единичные месторождения ртути (Пламенное, Полянское).

Самую северо-восточную часть Чукотского полуострова представляет Эскимосский древний массив, видимо продолжающий собой такой же массив Аляски. На побережье Чукотского моря известны скарновые оловорудные месторождения, сходные с аляскинскими.

Вулканический пояс, начинающийся на северо-востоке Чукотки, протягивается вплоть до Монголо-Охотской зоны, образуя изломы

при сочетании широтного и северо-восточного направлений. С вулканами связано проявление молибденовой, золотой минерализаций, а в далеких апофизах, выходящих в мезозойские сооружения, — проявление вольфрама и олова в месторождениях касситерито-силикатной, касситерито-сульфидной и кварцевой формаций (Омсукчанский пояс). Отмеченный вулканический пояс ограничивает с востока ранее описанную систему околоколымских мезозоид.

Еще далее к востоку располагается Корьякско-Камчатская область, относящаяся уже к тихоокеанской системе и характеризующаяся в основном фемическим профилем минерализации. Отмечается целая система глубинных разломов с ультрабазитами, сопровождающаяся хромитовой, а местами никелевой минерализацией. Лишь локально проявлена минерализация сиалического профиля (олово в связи с вулканогенными интрузивными комплексами позднемелового терригенного прогиба). В осевой зоне Камчатки простирается так называемый срединный массив, формировавшийся еще с палеозоя. Здесь заключена комплексная минерализация, включающая: ртуть, медь, никель и др.

Окраины континента, примыкающие к океану и Берингову морю, характеризуют фемические зоны проявления основных и ультраосновных пород, сопровождающиеся медно-никелевым оруденением. Современные магматические образования Камчатки, как и продолжения ее Курильских островов, представляют вулканогенные породы базальтового и андезитового состава. С ними связаны месторождения серы, а с более древними (плиоценовыми) — также колчеданные месторождения сложного состава типа Куроко: медь, цинк, свинец, пирит (о. Уруп на Южных Курилах).

Образования третичной системы проявлены также на Сахалине, где выделяются приконтинентальная и приморская миогеосинклинальные зоны. В эвгеосинклинальной зоне известны проявления хромитов, свинцово-цинковой и молибденовой минерализации. По срединному Паронайскому разлому прослеживается цепочка ртутных месторождений.

## ГЛАВА 15. ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Здесь перекрещиваются зоны внутриазиатского широтного (Монголо-Охотская зона) и близмеридионального Тихоокеанского направления (Сихотэ-Алинская) зона. Последняя вдоль разломов налагается на востоке на Монголо-Охотскую зону.

Монголо-Охотская зона возникла еще в протерозое вдоль системы глубинных разломов, отделявших Сибирскую платформу от Китайской, и представляла длительно развивавшуюся полициклическую эвгеосинклиналь, закончившую геосинклинальный период развития уже в триасе, а затем — омоложенную при активизации в позднем мезозое и неогене — четвертичное время. Она протягивается на три тысячи километров

от западного Прибайкалья, где продолжает систему Саянид (Восточного Саяна), до берегов Охотского моря. В этом протяженном поясе выделяются две области: западная Забайкальская и восточная амурская.

### Забайкалье

В Забайкалье на западе Монголо-Охотской ветви с юга на север выделяются рудные пояса второго порядка: полиметаллический, олово-вольфрамовый и золото-молибденовый. Еще далее к северу располагается вольфрамо-редкометалльный пояс.

Полиметаллический пояс — Приаргунский — протягивается вдоль позднедокембрийского — раннепалеозойского поднятия, сложенного карбонатными толщами. Здесь известны многочисленные полиметаллические месторождения среди известняков и доломитов: пластовые и секущие метасоматические залежи и жильные тела, характеризующиеся однообразным составом. Они содержат галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, буланжерит и другие сульфосоли, в том числе редкие сульфостаннаты — цилиндрит, тиллит и др. (Смирновское месторождение). Олово-вольфрамовый пояс представляет собой терригенный прогиб, в котором выделяется срединное Агинское поднятие, возникшее на месте эвгеосинклинального прогиба. Для этой части характерно развитие оловянных, вольфрамовых и редкометалльных месторождений, связанных с кислыми гранитами, обогащенными летучими. Пример кварцевой формации — небольшое Ононское месторождение, разрабатывавшееся еще декабристами и представленное множеством кварцевых жил со слюдяными зальбандами.

Сложный генетический тип представляет собой Шерловогорское месторождение, в котором сочетаются высокотемпературные грейзены с топазом в массивах аляскитовых гранитов и турмалино-касситерито-сульфидные прожилки в субвулканическом теле фельзитов, слагающие крупный штокверк сопки Большой.

К вольфрамито-кварцевому типу относятся месторождения Букука и Белуха. Касситерито-сульфидная формация представлена месторождениями Хапчеранга и Тарбальджей. В месторождении Хапчеранга проявлены жилы массивных сульфидов с касситеритом, сопровождающиеся хлоритизацией песчаников и сланцев. Жилы состоят из кварца, арсенопирита, касситерита, сфалерита, галенита. Горизонтальная зональность оруденения проявлена в смене касситерито-сульфидных жил полиметаллическими. Месторождение Тарбальджей представляет собой штокверк с многочисленными кварцевыми прожилками, заключающими касситерит в слюдяных зальбандах.

Западная часть Забайкальской оловорудной провинции включает касситерит-кварцевые и пегматитовые месторождения. Золото-молибденовый пояс прослеживается далеко к востоку, трассируя Монголо-Охотский рудный пояс. Еще севернее располагается пояс с вольфрамо-редкометалльной минерализацией.

## Приамурское звено Монголо-Охотского пояса

Монголо-Охотский пояс ограничен с юга Буреинским массивом и отделяет его от Алданского. В этом поясе широко распространены россыпи, образованные за счет кварцево-золоторудных жил, в значительной мере уничтоженных эрозией. Проявлены также железорудные, марганцевые медно-цинковые, полиметаллические и ртутные месторождения.

К югу от Монголо-Охотского пояса располагается Буреинский массив, в значительной мере скрытый под отложениями мезо-кайнозойских депрессий. Значительную часть коренных выходов массива слагают граниты средне-позднепалеозойского возраста. С гранитами связаны известные оловорудные проявления — кварцевые жилы и грейзены. В выступах древнего докембрийского фундамента проявлено золото. На фундамент Буреинского массива налагается зона кембрийских железистых и марганцовистых кварцитов.

### Среднее Приамурье — Приморье

Далее к востоку располагается обширная область мезозойской складчатости, в которой можно выделить две подзоны: Средне-Приамурскую и Сихотэ-Алинскую.

В Средне-Приамурской зоне прослеживается крупный Хингано-Баджальский вулканогенный пояс, к которому приурочены массивы гранитов и субвулканических тел кислого состава, сопровождаемые оловянным и вольфрамовым оруденением. К типу турмалиновых грейзенов относятся рудопоявления в Баджальском хребте, представляющие собой промежуточное звено между касситерито-силикатными и касситерито-сульфидными формациями. К типу хлорито-сульфидных грейзенов относится месторождение на юге зоны, представленной трубчатыми телами небольшого сечения и значительного протяжения по падению.

Представитель касситерито-силикатной формации — Комсомольский рудный район, где в юрских терригенных породах и перекрывающих их основных вулканитах развиты меридиональные зоны турмалинизации с наложенными касситерито-кварцевыми и сульфидными жилами. Жилы, кроме касситерита, содержат также шеелит и вольфрамит, а некоторые зоны — молибденит.

Сихотэ-Алинская область имеет зональное строение. На западе ее расположен Ханкайский древний массив, сложенный разнообразными докембрийскими гнейсами и метаморфическими сланцами. На древний комплекс налагается зона железистых и марганцовистых кварцитов раннекембрийского возраста, а с массивами кислых гранитов, рвущих терригенно-карбонатный чехол, связаны касситерито-турмалиновые оловорудные месторождения и значительные месторождения флюорита высокотемпературной слюдисто-флюоритовой формации, которую относят к типу десилицированных грейзенов. Далее к востоку пролегает

собственно Сихотэ-Алинская складчатая область, характеризующаяся зональным распределением месторождений. К крупным разломам (Западному и Центральному структурным швам) приурочены массивы позднемезозойских гранитов, сопровождаемые щелитоносными скарнами и кварцево-вольфрамовыми жилами и грейзенами. Восточную половину Сихотэ-Алинской области образует Главный Сихотэ-Алинский синклиорий, сложенный терригенными юрско-меловыми отложениями. На востоке он обрамляется Сихотэ-Алинским вулканогеном, наложенным на краевое поднятие.

В Главном Сихотэ-Алинском синклиории известны рудные районы, разделенные большей частью поперечными перемычками верхнемеловых вулканитов. Наиболее важный из них располагается на юге Приморья. Это районы (с севера на юг): Арминский, Краснореченский, Кавалеровский, Фурмановский. В этих районах как и в пределах Главной зоны отмечается поясовая зональность в распределении минерализации различного типа. На западе близ зоны Центрального структурного шва, ограничивающего Сихотэ-Алинский синклиорий, проявлены оловянные и вольфрамовые месторождения кварцевой и местами скарновой формации, связанные с крупными массивами гранитоидов. Далее к востоку в осевой части прогиба отмечаются малосульфидные касситерито-силикатные месторождения хлоритового типа (Октябрьская группа месторождений), а еще восточнее, на границе с вулканическим поясом, развиты самые интересные касситерито-силикатно-сульфидные месторождения, связанные с субвулканическими многократно внедрявшимися телами гранитоидов повышенной основности. Здесь проявлены системы жил, тесно ассоциирующих с порфирировыми дайками. Установлена определенная зональность вещественного состава по вертикали с проявлением сульфидов, в том числе галенита, сопровождающегося хлоритизацией в верхних частях рудных тел, возрастанием роли сфалерита, а затем и пирротина на глубину, в то же время устанавливается смена хлоритовых метасоматитов турмалиновыми в глубинных горизонтах. Наиболее изученный район этой зоны — Кавалеровский.

Крайнюю восточную зону Сихотэ-Алиня представляет Прибрежное антиклинальное поднятие с наложенным поясом вулканитов. Особенность этой зоны — проявление карбонатных пород от среднего палеозоя до триаса, что предопределило и особенность металлогении зоны — проявление железорудных скарнов (Ольгинский район), а также скарново-полиметаллических месторождений (Дальнегорский район).

Вулканиты, перекрывающие осадочные толщи, слабо рудоносны, но в хорошо разработанных зонах разломов в них встречаются месторождения. Наиболее интересно Черемуховое месторождение, представленное серией сульфидных линз, зажатых между сближенными дайками порфиритов. Установлено, что дайки пересекали, видимо, единое мощное тело, отчленяя при этом пересечении линзы. Состав руд этого месторождения своеобразен. На верхних горизонтах — галенит, сфалерит, карбо-

наты и пластинчатые агрегаты, состоящие из тесных графических сростаний касситерита и галенита. По-видимому, этот двуминеральный агрегат возник при разложении сульфостаната свинца — тиллита. Подобный распад известен на месторождениях Боливии, а также на Смирновском месторождении в Забайкалье. Устанавливается метаморфизация руд, очевидно, под воздействием послерудных даек, с выделением магнетита, а затем и пирита по железо-марганцевому карбонату и появлением скарноподобной ассоциации — марганцевого граната и тефрита.

На глубине, как показывает бурение, характер минерализации меняется и появляются кварцевые жилы с касситеритом.

Характеризуя Сихотэ-Алинскую область, следует отметить, что олово характерно для южной части ее. В этой же части вулканиты имеют кислый, реже средний состав. К северу от крупного широтного разлома (50° ю.ш.) вулканиты приобретают основной состав, а на смену олову появляется вольфрам. Предполагается, что эта линия продолжает разломы Монголо-Охотского пояса, скрытого под мезозойскими отложениями Сихотэ-Алинской геосинклинали.

Далее будут охарактеризованы области мезозойской активизации Китайской платформы — Корейского полуострова и Востока КНР.

## ГЛАВА 16. КОРЕЙСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Значительную часть территории Восточного Китая и сопредельную с ней территорию КНДР занимает Северо-Китайская платформа. На севере ее располагается Сино-Корейский щит, протягивающийся в широтном направлении.

Сино-Корейский щит окаймлен зоной изолированных докембрийских массивов и выступов, вскрывающихся среди более молодых складчатых сооружений. К ним относятся Кентейский (КНР), и Ханкайский (Приморье, СССР) массивы, отделенные от Сино-Корейского щита Тумангано-Суйфунской палеозойской складчатой областью.

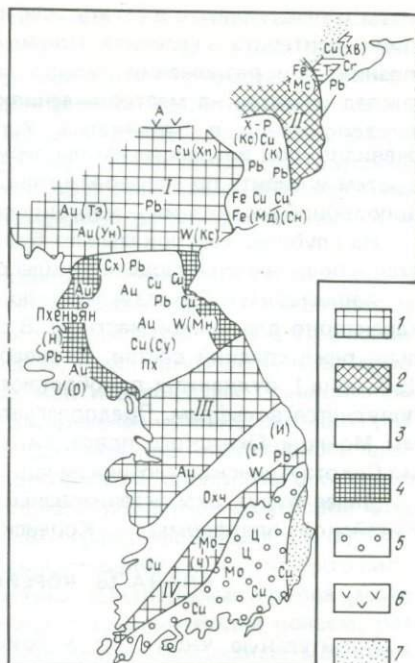
Ядро Сино-Корейского щита представляет собой крупный архейский Наннимский массив (КНДР). На севере он обрамлен нижнепротерозойской складчатостью Маченрен, заключающей выступы архейских кристаллических массивов (Кимчекский) и зоны рифейской складчатости (Хесан-Ривонская).

Докембрийские структуры на востоке ограничиваются зоной Ченджинской позднепалеозойской складчатости, возникшей на месте эвгеосинклинали, простирающейся из пограничной области между Ханкайским массивом и Сино-Корейским щитом.

К юго-западу от этой системы структур Северо-Востока КНДР располагается обширная Пхеннамская синеклиза, за которой далее к югу следует протерозойская складчатая область Кенге и на крайнем юге — наложенный Цусимский вулканический прогиб — звено Охотско-Катазиатского вулканогенного пояса.

Рис. 23. Схема металлогении Корейского полуострова:

1 — архейские и нижнепротерозойские сооружения; 2 — нижнепротерозойские складчатые зоны; 3 — платформенные прогибы; 4 — выступы фундамента; 5 — юрские прогибы; 6 — вулканические пояса; 7 — третичные прогибы. Массивы: I — Наннимский, II — Кванмо, III — Кенги, IV — Собак; Т — Туманская складчатая область, X — Р — Хесан-Ривонский прогиб, А — Амноканский наложенный позднемиеловой прогиб, Ц — Цуссимский юрский межгорный прогиб. Месторождения. К — Комдок, Сн — Саннон, Мг — Мандок, Мн — Маньон, Н — Наген, С — Сандонг, Сх — Сечхон, Мс — Мусан, Кс — Капсан, Хп — Хванхен, Тэ — Тэюдон, Ун — Унсан, Сх — Сончхон, Су — Суан, О — Ончмин, И — Иомисан, Ч — Чансу, Хв — Хверен



Корейский полуостров богат разнообразными месторождениями: железа, вольфрама, молибдена, меди, цинка, золота, флогопита, хрома. Месторождения разновозрастны, причем каждому возрастному комплексу свойственны металлогенические особенности (рис. 23).

Наиболее древние архейские породы вскрываются в обширном Наннимском массиве и Кимчекском выступе. Наннимский массив сложен разновозрастными кристаллическими сланцами, в том числе основными апобазитовыми доломитовыми мраморами, мигматитами и гранитами. В металлогеническом отношении интерес представляют турмалиновые и рутиловые сланцы, магнетитовые кварциты, графитовые кристаллические сланцы. В Кимчекском массиве проявлены турмалиновые сланцы и кварциты, графитовые сланцы (Кимчек, Обок, Пхосу), а в доломитовых толщах — месторождения магнезита, магнезиальные скарны с флогопитом (месторождения Пхосу).

С наложением в процессе активизации палеозойских и мезозойских гранитоидов в древних массивах связаны рудопроявления олова, вольфрама, свинца и цинка.

Протерозойский Мусанский комплекс, распространенный на севере КНДР, сложен метаамфиболитами, биотит-мусковито-силлиманитовыми гнейсами, образованными за счет метаморфизма пород, слагавших эвгеосинклиналь. В этой толще находятся горизонты в основном магнетитовых железистых кварцитов.

Эти толщи разорваны поперечными разломами на блоки и прорваны гранитными массивами, как древними (протерозойскими?), так и палеозойскими. Крупный массив палеозойских гранитов определяет Мусанское месторождение (база черной металлургии КНДР) от Аньшаньского — главного поставщика железных руд КНР.

В основании толщи магнетитовых кварцитов имеются горизонты, обогащенные апатитом.

### Рифейско-палеозойские складчатые области

Важное значение имеет Маченренский рифейский прогиб, разделяющий кристаллические массивы Наннимский и Кимчекский. Как и в Мусанской зоне, здесь развиты нижнепротерозойские метаморфические толщи — гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, перекрываемые доломитами (мощность 5000—6000 м) и кристаллическими известняками (мощность 2000—3000 м). Почти согласно на полого дислоцированных нижнепротерозойских толщах лежат синийские кварциты, песчаники, хлоритовые и серицитовые сланцы, перекрываемые кембрийскими отложениями.

Нижнепротерозойские толщи вмещают хромитоносные массивы ультрабазитов и горизонты железистых кварцитов, древнейшие из них прорваны гранитами, возраст которых 1,7—2 млрд. лет. Главный синклинальный прогиб, именуемый Хесан-Ривонской зоной, имеет мощность осадков до 10 000 м существенно карбонатного состава. Замыкание геосинклинали Маченрен произошло в середине протерозоя до отложения толщ синийского комплекса. В этот период внедрились граниты Ривонского комплекса (780—1370 млн. лет). Позднее в этой зоне формировались позднепалеозойские и мезозойские гранитоиды, приуроченные к разломам и возникшие как отзвуки проявления соответствующих фаз складчатости на северо-востоке КНДР, в Японии и в Сихотэ-Алинской складчатой области.

При таком длительном и многоактном проявлении магматизма металлогения области сложна. Известны железистые кварциты раннепротерозойского возраста, оловянные проявления, связанные с синийскими (ривонскими) гранитами, скарновые меднорудные (Мандок) и полиметаллические (Комдок) месторождения, приуроченные к контактам мезозойских гранитоидных массивов с карбонатными толщами. В северной части КНДР по окраине Японского моря пролегает эвгеосинклинальная палеозойская зона с ультрабазитами, сопровождающимися хромитами и золотой минерализацией, связанной с палеозойскими массивами гранитоидов повышенной основности. Эта зона, именуемая Тумангано-Суйфунской, продолжается в эвгеосинклинали, протягивающейся между Ханкайским массивом (Приморье) и Сино-Корейским щитом.

Расположенная южнее Наннимского массива Пхеннамская синеклиза представляет собой пологую впадину, выполненную осадками от нижне-

Го до верхнего палеозоя мощностью до 10 000 м, прорванными массивами гранитов триасового и юрско-мелового возраста. С этими гранитами связана разнообразная минерализация — свинцово-цинковая, медная, вольфрамовая, сурьмяно-ртутная, боратовая и др.

Внедрение мезозойских гранитных массивов, локализующихся на пересечении разломов, оказывает влияние на формы тектонических структур и локализацию месторождений. Над гранитными массивами образуются куполообразные складки, а по периферии гранитов располагаются кольцеобразные рудоносные пояса.

В гранитах проявлены вольфрамито-кварцевые жилы (Маньен), по периферии их на контактах с доломитами — залежи магнезиальных скарнов с наложенным магнетитовым или медным (халькопирит, борнит) оруденением. Интересная особенность скарнов — развитие в них боратов магния — суанита и др. (Суан, Хольдон).

В удалении от гранитов располагаются стратиформные свинцово-цинковые пологие залежи в карбонатных породах (Наген).

Расположенный далее к югу от Наннимского прогиба протерозойский массив Кенги включает месторождения асбеста, золота, а следующий к югу Охчхонский прогиб содержит крупное вольфрамовое месторождение Сандонг, а также свинцово-цинковые, молибденовые и золотые проявления. Самый южный Цусимский прогиб, выполненный юрскими вулканогенными отложениями, включает медно-полиметаллические месторождения. На крайнем северо-западе КНДР вдоль р. Амноккан протягивается меловой вулканогенный пояс, заключающий золотую минерализацию. Продолжение этого пояса прослеживается на территории КНР.

Характеризуя в целом металлогению Корейского полуострова, следует подчеркнуть его высокую насыщенность рудными месторождениями как древнего докембрийского возраста, так и молодого, связанного с процессами активизации, отражавшими мезозойскую тектоническую активность в близрасположенных территориях Японии и Сихотэ-Алиня. Следует также отметить интересную особенность металлогенических зон Корейского полуострова — их поперечное расположение и срезание зон береговыми линиями Японского и Желтого морей.

## ГЛАВА 17. ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ

Рудоносная территория КНДР непосредственно тесно связана с металлогенической областью КНР, которая в еще большей степени характеризуется процессами активизации (рис. 24).

В КНР выделяются две платформы в значительной мере перекрытые платформенным чехлом: Северокитайская и Южно-китайская. Граница их проходит по прогибу р. Янцзы.

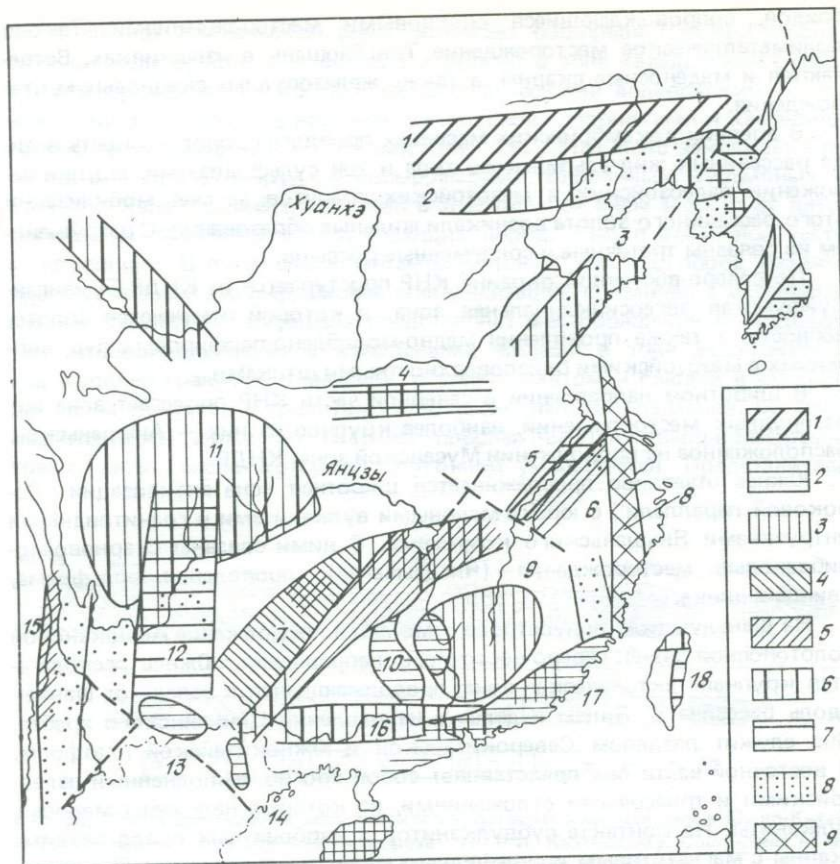


Рис. 24. Схема металлогении Восточного Китая:

1 — железо; 2 — олово; 3 — вольфрам; 4 — ртуть; 5 — сурьма; 6 — золото; 7 — медь; 8 — свинец и цинк; 9 — флюорит. Металлогенические зоны: 1 — Аньшаньская,  $PR_1$  (Fe); 2–22 — зоны позднемезозойской активизации: 2 — сбросовой параллели — J — K (Mo, W, Sn, Pb); 3 — Амнокан-Шаньдунь,  $K_2$  (Au); 4 — Циньлинская, J (Cu, Mo); 5 — Нижняянцзинская, J–K (Fe, Cu); 6 — Восточно-Цзянаньская,  $K_2$  (Sb, Cu, Mo, Pb); 7 — Юго-Западной Цзянани,  $K_2$  (Sb, W); 8 — Шанхайская,  $K_2$  — P — (CO<sub>2</sub>); 9 — Цзянсийская,  $K_2$  (W, Sn); 10 — Хунаньская,  $K_2$  (Sn, W, Pb); 11 — Сычуаньская, K (Au); 12 — Кам-Юньнаньская, P–T (Fe, Cu, Pb); 13 — район Гедзю,  $K_2$ –P (Sn); 14 — Гуансийская,  $K_2$  (Sn, Sb, Pb); 15 — Западно-Юньнаньская-Верхняянцзинская,  $K_2$  (Sb, Pb); 16 — Гуанси — Гуандунская,  $K_2$  (Au); 17 — Прибрежная,  $K_2$  (Sn, W, Pb); 18 — Тайваньская, P (Cu, Au)

На крайнем севере КНР протягивается широтная юрская депрессия, которая продолжается к востоку в Южноприморской зоне. В этой депрессии проявлены вулканиты, субвулканиты и интрузивные тела грани-

тоидов, сопровождающиеся скарновыми месторождениями. Таково полиметаллическое месторождение Тяньбаошань в известняках. Встречаются и меденосные скарны, а также железорудные скарновые месторождения.

В древних докембрийских массивах проявлена золотоносность в виде рассеянных жил альпийского типа и зон сульфидизации. Но при наложении палеозойских и мезозойских гранитов за счет мобилизации этого рассеянного золота возникали жильные образования. С разрушением их связаны третичные и современные россыпи.

По северо-восточной окраине КНР простирается из КНДР Туманган-Суйфунская эвгеосинклинальная зона, в которой отмечаются золотоносность, а также проявления медно-молибдено-порфировых руд, связанных с мезозойскими близповерхностными штоками.

В широтном направлении в северной части КНР пролегает зона железорудных месторождений, наиболее крупное из них — Аньшаньское, расположенное на продолжении Мусанской зоны КНДР.

Южнее отчетливо прослеживается широтная зона активизации "Сороковой параллели" с юрско-меловыми вулканитами и гранитоидными интрузивами Яньшаньского комплекса. С ними связаны скарново-молибденовые месторождения (Яньцзычанза), проявления вольфрама, свинца и цинка.

На Шаньдунском полуострове отмечается продолжение Амноканской золотоносной зоны северо-восточного направления. Южнее располагается крупная тектоническая зона, продолжающаяся к западу от Шанхая вдоль бассейна р. Янцзы и далее в направлении Циньлинского хребта. Она служит разделом Северокитайской и Южнокитайской платформ. В восточной части она представляет собой прогиб, выполненный палеозойскими и триасовыми отложениями, на которые наложены меловые вулканиты. На контакте субвулканитов и карбонатных пород развиты скарны с магнетитовым и сульфидным медным оруденением (Тунгуаньшань). Далее к западу в среднем течении р. Янцзы встречаются гидротермальные гематит-магнетитовые жилы.

Западное продолжение этой зоны — хр. Циньлин — представляет эвгеосинклиналь, сложенную палеозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Здесь известно медно-молибденовое месторождение порфирового типа Цинтучен. На востоке Яньцзынская зона пересекается меридиональным разломом, к которому приурочена цепочка флюоритовых, а на юге — алунитовых месторождений.

С юга к Яньцзынской зоне примыкает Цзянаньское поднятие, сложенное осадочно-вулканогенными нижнепалеозойскими породами. В восточной части поднятия на него наложены вулканиты. Отмечаются медное оруденение порфирового типа, полиметаллические месторождения с сульфоантимонитами, связанные с субвулканическими телами. Далее к юго-западу в этом поднятии и в его обрамлении широко развита сурьмяная и золотая минерализация (см. рис. 24).

К югу от Цзянаньской зоны пролегает обширная Цзянси-Гуансийская синеклиза, или синклиальный прогиб в зоне каледонской складчатости, сложенная на востоке метаморфическими додевонскими отложениями, а на западе в наложенных прогибах девонскими и каменноугольными карбонатными толщами (рис. 25). Этот пояс включает значительные богатства руд — вольфрамовых, оловянных, сурьмяных и ртутных. Характер минерализации в значительной мере зависит от литологических особенностей вмещающих пород. Так, в восточной части в провинции Цзянси среди метаморфических кислых пород развита преимущественно вольфрамовая минерализация, связанная с массивами кислых гранитов. Сихуашань представляет месторождения вольфрамито-кварцевой формации с кварцевыми жилами в зоне экзоконтакта над кровлей гранитного массива, с вольфрамитом и слюдой в зальбандах, а на контакте с гранитом — пологим плащом грейзенов, богатых касситеритом. Ниже по падению прослеживаются кварц-вольфрамитовые жилы, число которых с глубиной уменьшается. Представитель

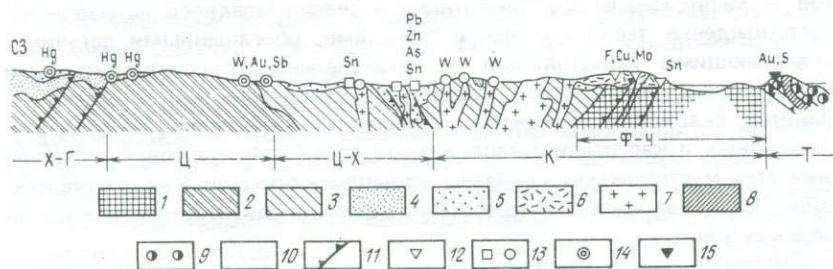


Рис. 25. Схема размещения мезозойского эндогенного оруденения в Южно-Китайском платформенном массиве (в разрезе). По В.И. Казанскому. Составлена на основании геологической карты КНР м-ба 1:3 000 000:

1–3 — нижний структурный этаж: гнейсы и кристаллические сланцы: 1 — протерозойские сланцы (свита баньги), 2 — нижнепалеозойские геосинклинальные отложения (луньшаньская свита), 3 — терригенный геосинклинальный комплекс нижнего яруса, 4–5 — отложения платформенного чехла: 4 — кембрия — силура, 5 — девона — триаса; 6 — верхний структурный этаж: меловые вулканогенные отложения; 7 — мезозойские гранитоиды; 8 — палеозойские метаморфические породы — основание Тайваньской геосинклинальной области; 9 — позднемезозойско-третичные геосинклинальные отложения; 10 — четвертичные терригенные отложения; 11 — разломы; 12–14 — мезозойские эндогенные месторождения, ассоциирующие: 12 — с вулcano-плутоническими комплексами, 13 — с гипабиссальными интрузивными комплексами. Квадратами обозначены скарновые месторождения; 14 — кружками — гидротермальные и не обнаруживающие связи с продуктами магматической деятельности; 15 — четвертичные вулканогенные месторождения. Символами обозначены ведущие рудные элементы. Рудные провинции: X–Г — Хубей-Гуйчжойский платформенный синклиний; Ц — Цзянаньский платформенный антиклинорий; Ц — X — Цзянси-Хунаньский платформенный синклиний; К — Катазиатский платформенный антиклинорий; Ф–Ч — Фудзянь-Чжечжэньский вулканический пояс; Т — Тайваньская геосинклинальная область.

скарново-шеелитового типа — месторождение Яоганьсань на контакте гранитов с известняками.

Далее к западу в прогибах, выполненных известняками, проявляются полиформационные оловянные месторождения. В гранитах — пегматоидные, грейзеновые образования и кварцевые жилы с касситеритом; на контактах гранитов с известняками — оловоносные скарны, а среди известняков в зоне экзоконтакта — касситерито-сульфидные рудные тела (Сянхуалинь).

Полиметаллический тип скарновых месторождений на контакте с известняками представляет месторождение Шуйкоушань.

Далее к западу в районе Гуанси развиты месторождения с обильными сульфостаннатами. Оловоносные и вольфрамоносные площади Хунань и района Гуанси к северу окаймляются ореолами сурьмяной и ртутной минерализации.

Особенно большое значение на юго-западе КНР имеет оловорудный район Гедзю, расположенный на высокогорном известняковом плато провинции Юньнань в пересечении различно ориентированных разломов — меридионального, широтного и северо-западного направлений. Месторождения тесно связаны с гранитами, обогащенными летучими, прорывающими известняками, и представлены полиформационными комплексами: проявлением касситерито-кварцевых месторождений в гранитах, скарновых на контакте гранита с известняками, касситерито-сульфидных и касситерито-карбонатных среди известняков. С разрушением этих месторождений связаны оловянные россыпи. Как отмечалось, район Гедзю находится на пересечении различно ориентированных тектонических зон.

Система крупных меридиональных разломов протягивается к северу от рудного района Гедзю и ограничивает меридиональный блок так называемой Кам-Юньнаньской оси, которая представляет собой докембрийский горст, обрамляющийся зонами складчатого палеозоя, а также покровами пермских базальтов. С глубинными разломами связаны основные интрузивы, которые сопровождаются месторождениями меди и железа, а также свинца и цинка. Зоны, заключающие сурьмяные месторождения, тоже как бы трассируют меридиональные разломы. В известняках проявлены метасоматические ртутные месторождения.

На юге высокогорное плато Гедзю ограничено глубинным разломом р. Красной, к которому приурочены выходы хромито- и никеленосных ультрабазитов, а также проявления ртути.

На юго-востоке рудоносную область КНР ограничивает мезозойский прогиб с наложенным вулканическим поясом, который протягивается вдоль побережья Восточно-Китайского моря [10]. В этом прогибе, сложенном юрскими сланцами и песчаниками, развиты жильные месторождения касситерито-сульфидного типа (Чанпу), сходные с приморскими, а среди вулканитов проявлены шеелито-сульфидные рудные тела (Лянхуашань).

Индокитайский полуостров (где расположены Вьетнам, Лаос, Кампучия, Таиланд, Бирма) имеет сложное тектоническое строение. Восточную часть его составляет обширная платформа, включающая Индокитайский массив, активизированная в палеозое и мезозое, а западную — палеозойская складчатая Бирмо-Малайская область, протягивающаяся в меридиональном направлении и огибающая с запада Индокитайский массив.

Индокитайский полуостров богат разнообразными полезными ископаемыми — вольфрамом, оловом, золотом. Проявлены здесь и хромитовые руды.

Восточную половину собственно Индокитайского полуострова на севере слагает платформа — продолжение Южно-Китайской, — активизированная при наложении палеозойской и мезозойской складчатости.

В пределах платформы на северо-западе Вьетнама выделяется древний докембрийский массив Сонгчай, а восточнее — обрамляющая его дугообразная зона докембрийско-палеозойского сооружения Сонгхием. На крайнем северо-востоке Вьетнама продолжают каледонские сооружения Катазиатской зоны КНР.

В этой части области развиты разнообразные рудные проявления. В докембрийском массиве Сонгчай известны метаморфические месторождения графита, а также магнетита. В зоне Сонгхием среди палеозойских известняков расположено полиметаллическое месторождение Чодием, представленное пологими пластовыми залежами, отходящими от вертикальной трещины. В системе каледонских структур встречается разнообразная железо-титановая минерализация. В связи с верхнемеловыми гранитами, прорывающими терригенные толщи, находятся месторождения кварц-касситерито-вольфрамитовой формации рудного узла Пиа-Оак. Эти месторождения служили источником богатой россыпи Тинтук. По периферии гранитного массива среди обрамляющих его карбонатных толщ развиты полиметаллические стратиформные месторождения. Рудный район Пиа-Оак знаменит тем, что именно из его руд Мария Кюри впервые выделила радий.

К востоку от района Пиа-Оак располагается зона каледонских массивов основных пород Као Банг, с которыми связаны титано-магнетитовые руды, а южнее — зона проявления золотоносных россыпей, очевидно связанных с разрушением кварцевых жил, ассоциирующих с мезозойскими гранитоидами повышенной основности. Эта часть активизированной платформы отделена на юге серией разломов северо-западного направления от палеозойской складчатой области. Вдоль этих разломов проложены долины р. Сонгхонг (Красная), Сонгда (Черная) и Сонгма. Эти параллельно ориентированные разломы северо-западного направления ограничивают линейно ориентированные блоки. Так, р. Сонгхонг, продолжение которой находится в КНР, в пределах СРВ ограничивает

древний массив Сонгчай от узкой зоны Фансипан, сложенной докембрийскими и палеозойскими метаморфическими толщами. В этой зоне известны крупные медные месторождения, протягивающиеся в виде зоны вкрапленных руд параллельно общему направлению структур. Важное значение имеют месторождения фосфоритов, представленные пластовыми залежами. Вдоль разлома р. Сонгхонг протягиваются пласты раннепалеозойских метаморфогенно-осадочных железорудных месторождений, а севернее на территории КНР известны выходы ультрабазитов с хромитом, а также проявления ртути. Метаморфические толщи зоны Фансипан прорваны массивами гранитов повышенной щелочности, а на северо-западе — щелочными третичными породами, с которыми связана редкометаллная минерализация. На крайнем северо-западе эта зона ограничена меридиональным разломом. Расположенные западнее зоны блоки, ограниченные реками Сонгда и Сонгма, оформились на месте триасовой эвгеосинклинали; заключающей вулканиты основного и среднего состава, в которых известны проявления меди, свинца и золота.

Особенно большой интерес представляет юрский наложенный прогиб Туле, который протягивается вдоль бассейна р. Сонгда. Здесь известны полиметаллические медные и золотые проявления в осадочных и вулканогенных мезозойских толщах.

Река Сонгма замечательна тем, что к ее глубинному разлому приурочены массивы ультрабазитов с хромитовым оруденением. Удлиненные блоки, ограниченные реками Да и Ма, сокращенно называемые зоной "Да—Ма", относятся к эвгеосинклинальному типу, а глубинные разломы — к сдвиговым нарушениям.

На юго-восточном продолжении зоны Сонгчай в пересечении с субширотной тектонической зоной располагается оловорудный район Тамдао. Это район проявления оруденения триасового и поздне мелового возраста. В связи с вулканогенно-интрузивными комплексами Тамдао получили развитие месторождения касситерито-силикатной формации: касситерито-турмалиновые и касситерито-хлоритовые зоны, триасового возраста. С кислым поздне меловым гранитным массивом связаны кварцевые жилы и грейзены. В условиях тропического латеритного выветривания возникли мощные толщи лимонитов, обогащенные вольфрамом и висмутом. Касситерит концентрируется в аллювиальных россыпях. К югу от системы блоков Да—Ма располагается палеозойская Лаосско-Вьетнамская складчатая зона, которая приобретает на севере меридиональное направление. Эта зона отграничивает систему блоков Да—Ма от крупного докембрийского Контумского массива. На юго-востоке этой зоны близ границы с Контумским массивом известно золоторудное месторождение Бонгмьеу, разрабатывающееся издавна, а на северо-западе в связи с варисскими гранитами проявляются оловяносные пегматиты.

В этой же зоне палеозойской складчатости располагается оловонос-

ный район Куйчао, представленный касситерито-кварцевыми, касситерито-силикатными и касситерито-сульфидными телами, связанными с позднемезозойскими гранитами, с разрушением этих месторождений связаны россыпи.

Рассматривая расположение месторождений олова этой части Индокитая, можно отметить их приуроченность к близмеридиональной зоне, начиная от северного района Пиа-Оак через Чодиен, Тамдао и кончая Куйчао. Эта же цепочка находит продолжение и в соседствующем с запада Лаосе, где известна также цепочка месторождений вдоль депрессии р. Меконг.

Южную половину Вьетнама слагает крупный докембрийский Контумский массив, заходящий в западные части и на территорию Лаоса. В этом массиве известны проявления оловоносных пегматитов, а также золота. На юго-востоке массив обрамляется мезозойским прогибом Далат, выполненным юрскими осадочными и вулканическими толщами. В связи с гранитами известны молибденовые проявления, а в бассейне р. Меконг близ границы с Кампучией среди палеозойских пород вскрываются молодые граниты с кварц-шеелитовой минерализацией.

Палеозойский прогиб ограничивает на западе Контумский массив и Лаосско-Вьетнамскую зону и отделяет ее от плато Шань, сложенного мезозойскими вулканогенно-осадочными толщами. К западу от плато Шань продолжается уже на территории Таиланда пояс меднорудных проявлений. Он же прослеживается и в Лаосе вплоть до границы с КНР.

Западная часть Индокитайского полуострова представляет собой палеозойское складчатое сооружение, которое протягивается в меридиональном направлении. На западе эта система ограничена верхнемеловой Андаманской складчатой системой, вмещающей массивы ультрабазитов. Меридиональная Бирмо-Лаосско-Малайская зона известна как крупный вольфрамо-оловоносный пояс. Зона эта представлена геосинклиналью уже в раннем палеозое и характеризовалась полициклическим развитием. В зоне отмечается накопление мощных терригенных толщ в основном палеозойского возраста. В наложенных прогибах проявлены также карбонатные породы. В ней известны граниты каменноугольного, триасово-юрского и позднемелового возраста. Все они оловоносны. По предположению Ч.К. Бартона, неоднократно происходило переотложение касситерита в россыпях на шельфе с последующей мобилизацией олова новыми гранитами. Бирмо-Малайская оловоносная область протягивается на 3000 км. Она продолжает собой систему разломов "сотого меридиана", к которой в КНР приурочены сближенные долины верховьев крупных рек: Красной, Меконга, Менама и Иравади.

В пределах Бирмо-Малайского пояса, охватывающего также западную часть Таиланда, минерализация меняется как по простиранию, так и вкрест пояса.

Складчатые сооружения Бирмы заключают, главным образом, вольфрамовые месторождения с сопутствующим касситеритом в виде жил

кварцевой формации. Восточнее на территории Таиланда развиты оловоносные пегматиты и кварцевые жилы, а также грейзены и богатые россыпи. Здесь же проявлены сурьмяные месторождения, как бы продолжая собой сурьмяный пояс Кам-Юньнаньской оси КНР. Оловоносные территории Таиланда распространяются к побережью Андаманского моря. Представляет интерес месторождение Пукет, расположенное на одноименном острове и на дне пролива. Развитые на этом участке пегматиты и граниты, обогащенные оловом, поставляют касситерит в морскую россыпь, которая с успехом разрабатывается.

На крайнем юге Таиланда в округе Яла среди известняков развиты касситерито-сульфидные месторождения, а также крупное скарновое месторождение Пиниок. На Малайском участке полуостров ориентирован уже в юго-восточном направлении, ограничиваясь разломами. Однако складчатые структуры по-прежнему сохраняют меридиональную ориентировку. К ядрам антиклинорий приурочены гранитные массивы и сопровождающие их оловянные оруденения. Синклинальные структуры выполнены карбонатными отложениями, а также вулканогенными толщами. Характер минерализации в различных геологических условиях соответственно меняется: в гранитах проявлены кварцевые жилы и грейзены, в известняках — скарны и сульфидные месторождения (округ Кинта), а также скарново-магнетитовые месторождения. В прогибе, выполненном вулканитами, проявлены гранитоиды повышенной основности, сопровождающиеся золотой минерализацией (Пауб).

Таким образом, в пределах небольшого Малайского полуострова намечается зональность. Западная его зона, сложенная гранитами, включает меловые и триасовые оловорудные проявления кварцевой формации, а в прогибе, окруженном гранитами, — сульфидные и скарновые месторождения. Следующий к востоку прогиб, выполненный юрскими и меловыми осадочными породами и (?) вулканитами, представляет собой золотоносную зону, а крайнее западное поднятие включает граниты каменноугольного возраста, сопровождающиеся жильными оловянными месторождениями касситерито-силикатной формации. Но главное значение в Малайской зоне имеют не коренные месторождения, а крупные россыпи, которые являлись многие десятилетия основным источником получения олова. Россыпи также разнообразны. Наряду с поверхностными аллювиальными и делювиальными отмечаются и глубинные россыпи, еще не вскрытые эрозией или горными работами, а также морские на шельфе, которые в настоящее время с успехом разрабатываются.

Продолжение Малайской оловоносной провинции прослеживается на островах Индонезии — Синкеп, Банка и Белитунг. Здесь также развиты палеозойские терригенные толщи, прорванные массивами триасово-юрских гранитов, с которыми связаны месторождения касситерито-кварцевой формации, а также скарновые месторождения (Клаппа Кампит на п-ве Банка). Интенсивно разрабатываются морские россыпи.

На азиатской стороне Тихого океана протягиваются гирлянды островных дуг. Это третичные складчатые сооружения, в которых заключены блоки более древних мезозойских, палеозойских и докембрийских структур. Гирлянду "островных дуг" представляют Камчатский полуостров, Курильская островная дуга, о-ва Японии, Филиппины, Тайвань и Индонезии. Островные дуги отделены от континента окраинными морями: Охотским, Японским, Желтым, Восточно-Китайским и Южно-Китайским.

### Япония

Хотя островные сооружения и отделены морями от континента, тем не менее установлены структурные связи с ними. Так, меридиональные структуры о. Сахалин находят продолжение в близмеридиональной зоне метаморфических пород о. Хоккайдо, заключающего ультрабазиты юрского возраста с проявлением хромитов.

Наиболее древние образования — гнейсы Хида вскрываются на западе в средней части о. Хонсю, а также на мелких островах Японского моря и, вероятно, продолжают систему докембрийских сооружений Сино-Корейского щита (рис. 26).

Система Японских островов характеризуется зональным строением. Осевую часть островов Хонсю и Кюсю слагают терригенные палеозойские и мезозойские толщи. На о. Хонсю они перекрыты покровами верхнемеловых кварцевых порфиров, сходных с сихотэалинскими и прорванных меловыми гранитами, сопровождающимися оловянным и вольфрамовым оруденением. Южную часть западной половины островов Хонсю и Сикоку занимает эвгеосинклиналь с вулканическими породами, омолаживающимися по направлению к океану от среднепалеозойских (зона Самбагава) до мезозойских и третичных. С этими вулканитами связаны эксгальационно-осадочные месторождения марганца и колчеданных пиритовых и медных руд. Более молодые рудопроявления расположены в северной части западной половины о. Хонсю. Здесь в гнейсах и кристаллических сланцах комплекса Хида среди известняков проявлено полиметаллическое оруденение, представленное метасоматическими геденбергито-сульфидными телами. По составу и текстурным особенностям эти полиметаллические руды, наложенные на скарны, напоминают дальнегорские в Приморье.

К западу от древнего блока проявлены молодые третичные вулканические породы, налагающиеся на палеозойские сооружения. С субвулканическими телами этого комплекса связаны касситерито-вольфрамито-сульфидные месторождения Акенобе и Икуно. На западном продолжении той же зоны в связи с выходом позднемеловых гранитов встречается молибденовая минерализация. Крупный срединный разлом,

Рис. 26. Металлогенические зоны Японии:

1 — метаморфические комплексы докембрия; 2 — миогеосинклинальные комплексы палеозоя и мезозоя (Sn, W); 3 — эвгеосинклинальные комплексы палеозоя (а) и мезозоя (б) (зона юга Сикоку с серно- и медно-колчеданными рудами типа Бесси); 4 — третичный пояс "зеленых туфов" с колчеданно-полиметаллическими месторождениями типа Куроко; 5 — ультрабазитовые разломы (Cr); 6 — глубинные разломы (Hg, As, Sb); 7 — пояса вулканитов миоцена (Cu, Pb, Zn, Ag); 8 — глубоко-водные желоба



отделяющий мезозоиды о. Хонсю от палеозойской эвгеосинклинали (Медиана), включает рудопроявления ртути, мышьяка.

Особый комплекс руд связан с наложенным поясом неогеновых вулканитов, так называемых зеленых туфов, который протягивается в меридиональном направлении от средней части о. Хонсю к северу и далее на о. Хоккайдо с ответвлением на Курильские острова (см. рис. 26). Эти туфы среднего и кислого состава включают многочисленные месторождения колчеданных медно-полиметаллических руд с золотом, серебром, теллуром. Предполагается, что они представляют собой вулканогенно-осадочные образования с проявлением одновременно метасоматического замещения вулканических пород. Этот тип месторождений сложного генезиса принято называть типом Куроко. Пояс зеленых туфов поворачивает к юго-востоку вдоль поперечного разлома Фоса Магна. Продолжение этой тектонической зоны на юге в океане

представляет Бонинская островная дуга, а на севере — разлом Татарского пролива.

Таким образом, в Японии сочетаются металлогенические провинции сиалического типа (север южной половины о. Хонсю) и фемического (о. Сикоку, юг о. Хонсю и вулканогенный пояс зеленых туфов). При таком разнообразии структурно-металлогенических обстановок, многократном проявлении разломов и разновозрастных магматических пород небольшая по площади территория Японии включает весьма разнообразные руды. Главную ценность, очевидно, представляют медно-полиметаллические месторождения типа Куроко в поясе зеленых туфов. Они разрабатывались давно, но могут быть открыты и новые — слепые. Представляют интерес также месторождения молибденовые и золото-серебряные.

В генетическом отношении интересна зональность Японии с сиалическим профилем блоков, обращенных к континенту и характеризующихся мощной сиалической корой, и фемическим профилем эвгеосинклинали о. Сикоку с ее омоложением в сторону Тихого океана. Своеобразие металлогении пояса зеленых туфов с медно-полиметаллическими месторождениями обусловлено, очевидно, тем, что базальтоидная магма проникла в мощную сиалическую кору, где происходило ее раскисление, что и привело к образованию полиметалльного сложного комплекса месторождений типа Куроко.

Южное продолжение цепочки островных дуг представляет о. Тайвань, отделенный от КНР нешироким Тайваньским проливом. Этот остров тоже имеет зональное строение с сиалическим блоком на стороне континента и фемическим — на Тихоокеанской стороне. Металлогению о. Тайвань характеризуют золото и медь. Эти типичные элементы внутренней мегазоны Тихоокеанского пояса. Медные месторождения концентрируются также вдоль осевого разлома острова, к которому приурочены месторождения медно-порфировых руд, связанные со штокообразными массивами диоритов. На севере к этой зоне разлома приурочено крупное золотое месторождение.

Южнее располагается архипелаг Филиппинских островов, также относящийся к современной эвгеосинклинали Тихоокеанского бассейна.

### Филиппины

Эта рудная провинция объединяет многочисленные острова, которые представляют части единой структурно-металлогенической области. Структура Филиппин сложная — восточная и западная части области отличны: северо-восточная, прилегающая к Тихому океану, характеризуется более высокой подвижностью, развитием молодых (мезозойских и третичных) вулканитов значительной мощности, проявлением современной сейсмичности и вулканизма. Особенность этой зоны — развитие колчеданно-полиметаллических месторождений типа Куроко, а также

золотых месторождений, связанных с палеогеновыми вулканитами. Восточная часть области отделена от западной крупным разломом, который протягивается в осевой зоне архипелага в значительной мере вдоль оси третичного антиклинория. К этому разлому и другим, параллельным ему, приурочены массивы ультрабазитов с хромитовым оруденением, а также диоритовые штоки с медно-порфировыми рудами и золотой минерализацией [49].

Западная часть Филиппинской островной системы более устойчива, включает молодые осадочные породы меньшей мощности. Они подстилаются метаморфическими толщами фундамента. В этой зоне широко развиты карбонатные породы, что определило образование магнетитовых скарнов.

Главное значение на Филиппинах имеют медно-порфировые руды, встречающиеся главным образом вдоль оси архипелага, в зоне третичного антиклинория. Месторождения представлены штокверками с халькопиритом и подчиненным борнитом.

Примером таких месторождений является Атлас с запасами 270 млн. т руды и содержанием 0,7 % меди, а также со значительным количеством золота и серебра. Важное значение имеют золотые месторождения, связанные с диоритовыми телами от позднемиоценового до раннеплиоценового возраста, представленные кварцево-карбонатными и кварцево-сульфидными жилами, иногда с теллуридами, антимонитом, киноварью и сульфатами. Некоторые месторождения разрабатываются на большую глубину. Таково медно-мышьяковое месторождение с энргитом, люцитом, теллуридами, теннантитом. Руды этого месторождения содержат олово. Они разрабатываются на глубину до 700 м ниже поверхности (о. Лусон).

Таким образом, рудная провинция Филиппин, характеризующаяся преобладанием андезитового магматизма и медной минерализации, является характерным представителем внутренней мегазоны фемического профиля. От системы архипелага Филиппин, вытянутого в основном в северо-северо-западном направлении, отходят разломы юго-западного направления в сторону о. Калимантан (Индонезия). Разломы этого направления ограничивают о. Палаван, заключающий хромитоносные массивы ультрабазитов.

### Острова Индонезии и Новой Гвинеи

Систему притихоокеанских островных сооружений продолжают о. Калимантан, относящийся частично к территории Малайзии, а частью к Индонезии, и подчиненные Индонезии острова Суматра, Ява, Банка, Белитонг, Сулавеси, Тимор и др.

Восточное продолжение этой системы, ориентированное в широтном направлении, представляют о-ва Новая Гвинея. Этот участок тихо-

анского обрамления своеобразен в структурном отношении. Он находится на сочленении тихоокеанских сооружений и средиземноморских, примыкающих к Индийскому океану. В значительной части острова сложены корой континентального типа. Они были отделены от азиатского континента "морем Зунда", в значительной степени мелководным. Интересная структурная черта этого участка Тихоокеанских островных дуг — сочетание структурных элементов близмеридионального, близширотного и подчиненных северо-западного и северо-восточного направлений. Разломы этих направлений ограничивают узкие полосы островов причудливой конфигурации (Сулавеси), а также обуславливают прямолинейность контуров глубоководных впадин, разделяющих островные сооружения и подводные вулканические хребты (море Сулавеси). Здесь проявлена та же металлогеническая диссимметрия, что и на Филиппинском архипелаге, с проявлением сиалической коры и сиалического профиля минерализации на стороне, обращенной к азиатскому континенту, и фемического профиля (хром, никель, золото) — на притихоокеанской стороне. Типично линейное расположение месторождений вдоль разломов отмеченных направлений. Так, на востоке о. Калимантан устанавливается близмеридиональная зона, к которой приурочены массивы ультрабазитов, полиметаллические и золоторудные месторождения. В южной половине острова вдоль экватора протягивается золото-сурьмяная зона с молибденом близширотного направления, а южнее — зона близкого к ней состава, ориентированная в северо-восточном направлении. На крайнем юго-восточном окончании острова проявлены латеритные железорудные месторождения.

Линейные зоны установлены на о. Сулавеси: на севере — широтная золото-медная зона с проявлением серы в четвертичных вулканитах, а на юге развиты ультрабазиты с месторождениями силикатного никеля, латеритные месторождения железа, а также проявления полиметаллических руд.

Особые черты имеют острова Индонезии, расположенные в проливе Каримата, где продолжается оловоносная Малайская зона. Здесь расположены касситерито-кварцевые и касситерито-силикатные месторождения, связанные с юрскими гранитами (Белитунг). Большое распространение имеют разрабатываемые морские россыпи.

Возможно, что острова Банка, Синкеп и др. продолжают структуры Малайзии, а восточнее ее расположенный о. Белитунг — оловорудные проявления восточного Таиланда.

Острова Суматра и Ява также имеют асимметричное строение с проявлением сиалической коры в мезозойских толщах, обращенных в сторону Азии, и симатических, обрамляющих острова со стороны Индийского океана. В металлогеническом отношении наиболее интересна последняя зона, характеризующаяся развитием неогеновых и четвертичных отложений. Широко проявлены золото-серебряные и медные месторож-

дения, а также месторождения киновари. Эта цепочка после изгиба структур в районе Джакарты протягивается к востоку в широтном направлении в сторону Новой Гвинеи.

Остров Новая Гвинея также дисимметричен. Его южная часть, обращенная к Австралийскому континенту, представляет собой сиалический блок, сложенный мезозойскими и, видимо, палеозойскими отложениями. Северная половина, обращенная к Тихому океану, представляет собой эвгеосинклиналь с вулканитами позднемезозойского — третичного возраста. На сочленении этих двух разнородных блоков проходит крупный глубинный разлом с удлиненными массивами ультрабазитов и вулканитами третичного возраста. Здесь проявлено хромитовое, никелевое, золотое и медное оруденение. Другой глубинный разлом, параллельный первому, с базальтовыми телами мелового — палеогенового возраста протягивается в запад-северо-западном направлении вдоль побережья океана. В этой зоне известны месторождения хромитов, а также силикатного никеля.

К востоку от о. Новая Гвинея располагаются цепочки мелких островов — Новая Британия, Соломоновы и др. Наибольший интерес представляет месторождение Бугенвиль медно-порфирового типа на острове того же наименования в системе Соломоновых островов. Месторождение связано с вулканитами неогенового возраста.

## ГЛАВА 20. ВОСТОЧНАЯ АВСТРАЛИЯ

Австралийское звено Тихоокеанского пояса располагается в юго-западной его части. Оно выдвинуто вместе с островными дугами далеко к востоку по отношению к окраине Евразии, и можно предполагать, что здесь произошел большой экваториальный левый сдвиг. В направлении этого сдвига протянулись и островные дуги Новой Гвинеи, обрамляющие Австралию с севера.

Строение Австралийского щита, слагающего большую часть континента, было охарактеризовано ранее в разделе о платформах. Здесь мы остановимся на описании восточной Притихоокеанской части Австралии, в которой устанавливается последовательное омоложение структурно-металлогенических зон от протерозойского (байкальского) до каледонского, герцинского и на островных дугах — альпийского возраста (см. рис. 12).

Самая древняя "Тихоокеанская" зона наращивает кристаллический массив с востока. Она представлена метаморфическими сланцами протерозоя, заключающими стратиформные крупные медно-полиметаллические и полиметаллические месторождения. На севере этой зоны располагается район проявления медно-полиметаллических месторождений — Маунт-Айза (МА), Мак Артур. Месторождения представлены пластообразными телами в вулканогенно-осадочных толщах, сложенными суль-

фидными галенит-сфалерит-халькопиритовыми полосчатыми рудами. Полосы сульфидов и разделяющих их силикатных пород смяты согласно в тонкоплойчатые складки. Предполагают, что руды осаждались в морском бассейне вместе с глинистым и туфовым материалом, а затем претерпели складчатые деформации и переотложения сульфидов [47].

Другой крупный район Брокен-Хилл (Б-Х) расположен на юге той же зоны (см. рис. 12). Он также характеризуется проявлением деформированных и смятых в складки сульфидных руд, которые первоначально, видимо, имели горизонтальное залегание. Руды были метаморфизованы вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. По ним развилась скарновая ассоциация с крупными кристаллами красного граната, которые необычно соседствуют с крупнокристаллическим более ранним галенитом. Эти месторождения принадлежат к числу крупнейших в мире.

Область каледонской складчатости, расположенная восточнее, образовалась на месте Тасманской геосинклинали [47]. На юго-западной окраине этой зоны проявлено золотое оруденение в черносланцевой толще, образованное согласными кварцевыми жилами и метасоматическими зонами пиритизации, развившимися по прослоям, обогащенным углистым веществом. Здесь расположены крупные месторождения: Бендиго (Бд), представленное своеобразными седловидными жилами, и Балларат (Бл) — с серией линейных, согласных простиранию пород кварцевых жил. В каледонской складчатой зоне проявлены граниты, с которыми связано проявление оловоносных грейзенов и кварцевых жил (Ардлан) Каледониды этой части Австралии выделены как Лакланская рудоносная область. Она продолжается к югу на о. Тасмания, где известны медные, олово-вольфрамовые и полиметаллические месторождения. В пределах зоны каледонид располагаются и колчеданные месторождения, представленные сульфидными залежами в вулканогенно-осадочных нижнепалеозойских толщах, деформированными вместе с этими толщами (Кэптинс Флет — КФ).

Севернее протягивается меденосная зона Кобар в терригенных палеозойских отложениях. Эта система месторождений приурочена к меридиональному прогибу, выполненному палеозойскими песчаниками. Рудные тела залегают согласно с вмещающими толщами и имеют пластовый характер, однако местами отмечаются и секущие рудные жилки. Далее к востоку пролегает варисская складчатая область Австралии. В ней развиты золотые, полиметаллические, оловянные и вольфрамовые месторождения. Отмечено, что золото чаще связано с ранними гранитоидами повышенной основности, олово и вольфрам — с кислыми гранитами. Здесь развиты месторождения скарновой формации, а также хлорито-сульфидные и турмалино-сульфидные зоны и трубчатые тела (Гербертон — Гб). Эта система рудопроявлений протягивается до самого северного выступа п-ва Квинсленд.

В прибрежной части на шельфе известны россыпи титано-магнетита, монацита и других ценных минералов.

Структура Австралии к северу продолжается через узкий мелко-водный пролив на о. Папуа — Новая Гвинея, где срезается широтным разломом, ограничивающим с юга Ново-Гвинейскую эвгеосинклинали. Глубинные разломы эвгеосинклинали отмечены проявлением ультра-базитов с хромитом, а также золота и медных руд. Проявления медно-порфировых месторождений известны и на Соломоновых островах, где они были образованы в позднегеретичное время (месторождение Бугенвиль).

Система островов пролегалает и восточнее Австралии, отделяясь от нее Тасмановым морем. Здесь наибольшее значение имеет о. Каледония, известный богатыми никелевыми рудами, возникшими при поверхностном изменении ультрабазитов.

Самая южная островная система Новая Зеландия состоит из двух островов: Северного и Южного. Эта островная система имеет сложное строение. В юго-западной части вскрываются метаморфические толщи, заключающие метаморфогенные золото-шеелитовые месторождения (район Отаго). Очевидно, этот блок принадлежал к Австралийскому материку и был потом обособлен с образованием Тасманова моря. По оси этой островной системы проходит продольный разлом типа сдвига, к которому приурочены хромитоносные и никеленосные ультрабазиты. В северной части острова находится золотое месторождение, связанное с молодой вулканической деятельностью.

К северо-западу от Новой Гвинеи среди океана расположены острова Фиджи, сложенные вулканическими третичными породами. В них известны месторождения свинца, цинка, марганца и золота.

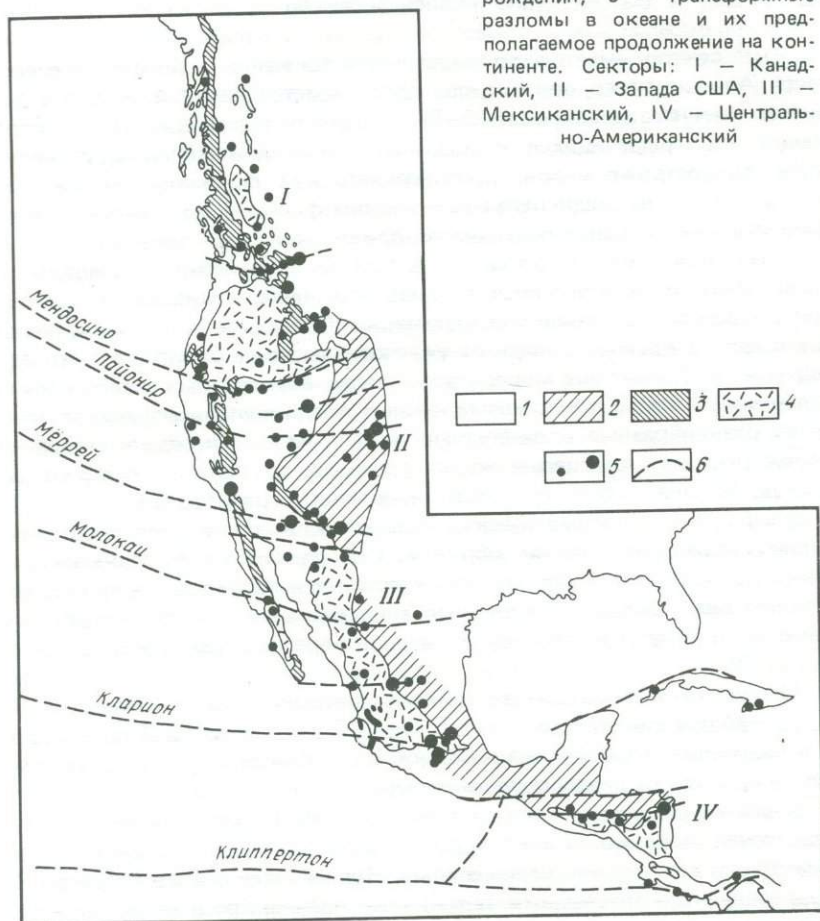
## ГЛАВА 21. МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ПРИТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Мезо-кайнозойское и частью палеозойское обрамление древнего Канадского щита представлено крупными горными сооружениями, возникшими на месте прогибов, сформировавшихся на древнем кристаллическом основании. Здесь, как и по всему обрамлению Тихоокеанского кратона, выделяются две обширные мегазоны: Внутренняя, развившаяся на месте околоокеанской эвгеосинклинали, и внешняя, представляющая собой обширный миогеосинклинальный прогиб, заложенный на докембрийском фундаменте [23]. Внутренняя мегазона геоморфологически выражена системой береговых хребтов, к Внешней относятся Скалистые горы и примыкающие к ним складчатые сооружения Британской Колумбии, Северной Канады, плато Колорадо и обширное Мексиканское нагорье.

Для Внутренней мегазоны типично широкое развитие месторождений меди, золота, местами — железа, хрома, ртути; Внешняя мегазона харак-

Рис. 27. Продольные и поперечные зоны Тихоокеанского пояса Северной Америки:

1 — миогеосинклиальный комплекс; 2 — эвгеосинклиальный мезозойский комплекс; 3 — мезозойские граниты; 4 — третичные вулканиты; 5 — рудные месторождения; 6 — трансформные разломы в океане и их предполагаемое продолжение на континенте. Секторы: I — Канадский, II — Запада США, III — Мексиканский, IV — Центрально-Американский



теризуется минерализацией сиалического профиля. Здесь проявлены полиметаллические месторождения в карбонатных породах, а местами — олова, золота, молибдена, вольфрама. Таким образом, в Притихоокеанской части Северо-Американских горных сооружений отчетливо проявлена тектоническая и металлогеническая зональность.

Наряду с продольной зональностью намечаются элементы поперечной зональности, позволяющие выделять сектора, отличные в геологическом и металлогеническом отношении, разделенные разломами — продолжениями трансформных (рис. 27). С севера на юг можно выделить секторы:

### Аляскинский сектор

Этот сектор имеет ярко выраженное зональное строение. В осевой части Аляскинского полуострова протягивается древний массив с развитием нижнепалеозойских (O—S) и среднепалеозойских (D—C) отложений и вскрывающихся из-под них блоков докембрия. Эту осевую часть полуострова можно рассматривать как срединный массив, перекрытый ниже-среднепалеозойским платформенным чехлом и активизированный в раннемезозойское время. Для этой зоны характерны развитие золотоносных россыпей, в том числе знаменитых Клондайка, Нома, Центрально-Аляскинского золотого пояса, а местами и проявления олово-вольфрамовой минерализации. Последние наибольшее развитие имеют в крайнем западном участке — на по-ве Сьюард, далеко вдающемся в Берингово море. Здесь среди карбонатных палеозойских отложений в связи с массивами кислых позднемеловых гранитов находятся разнообразные оловорудные, вольфрамовые и редкометалльные месторождения: кварцевые жилы, грейзены в гранитах, порфирировых дайках, скарны со станноборатами на контакте гранитов с известняками и сульфидные метасоматические тела с касситеритом или собственно полиметаллические. Таким образом, Сьюардский район, занимающий северную часть полуострова, характеризуется полиформационной минерализацией. Сходные скарновые месторождения со станноборатами известны и по другую сторону Берингова моря на северо-востоке Чукотки (СССР).

Южную часть п-ова Сьюард занимают метаморфические палеозойские и докембрийские толщи, заключающие проявления золота — зоны сульфидизации, кварцевые прожилки и связанные с их разрушениями россыпи, в том числе морские на шельфе (Ном).

К северо-востоку от рудного района п-ова Сьюард устанавливается меденосная зона хр. Брукс, протягивающаяся вдоль антиклинария, сложенного девонскими отложениями. Помимо медных месторождений, представленных пластовыми телами вкрапленных руд, известны полиметаллические и медно-молибденовые, а также золотые и магматические месторождения никеля.

Некоторые американские исследователи пластовые тела вкрапленных медных и полиметаллических руд считают сингенетичными, образованными в процессе седиментации. В южной половине полуострова можно выделить две крупных области: Нижнеюконо-Кускоквимскую с полиметаллическим и ртутно-сурьмяным оруденением и Прибрежную золото-медную. На севере Кускоквимской зоны протягивается пояс полиметаллических месторождений вдоль долины р. Юкон, приуроченный к антиклинали, сложенной палеозойскими толщами, включающими

карбонатные отложения. Южная часть этой зоны выделяется как Кускоквимская подзона, отмеченная системой разломов северо-восточного направления вдоль бассейна р. Кускоквим. Эта подзона восточнее образует дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью к северу. Для нее характерны золото, ртуть, сурьма, комплексные серебро-полиметаллические месторождения с сульфоантимонитами. На востоке зоны также проявлен молибден. Полиметаллические месторождения, как и в Юконской зоне, тяготеют к выходам карбонатных пород, ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения локализованы вдоль разломов. В целом в этой зоне преобладают низкотемпературные месторождения, что объясняется малым развитием гранитных массивов.

На крайнем юго-западе зоны известны россыпи платины, связанной с ультрабазитами.

Крайняя южная Прибрежная зона повторяет еще в более отчетливом виде дугообразный изгиб структур и рудоносных зон, который приурочен к сочленению тектонических элементов западно-альяскинского северо-восточного направления и продолжения канадских Кордильерских структур северо-западного направления. На этом сочленении и крутом изгибе дуги Прибрежная зона имеет наибольшую ширину до 400 км и распространяется в область антиклинория Аляскинского хребта. На западе зона протягивается вдоль Аляскинского хребта и Алеутской островной зоны вплоть до Камчатки на западе.

На востоке золото-медная минерализация распространяется до Канады и далее в Прибрежной зоне Канадского сектора.

Эта золото-медная зона возникла на месте длительно развивавшейся эвгеосинклинали, заложенной еще в раннем палеозое, вероятно, на океанической коре (?). Общая мощность осадочно-вулканогенных отложений, представленных базальтами, андезитами, граувакками, превышает 10 тыс. м. В мезозое — триасе, юре и в меловое время эти осадочно-вулканогенные комплексы были прорваны массивами гранитоидов повышенной основности — диоритами, гранодиоритами, с которыми тесно связана золотая и медная минерализация. Число месторождений здесь очень велико. На одном только о. Чихачева их насчитываются сотни. Отмечается общая зональность распределения металлов: преобладание золота в прибрежной южной части (южный золотой пояс) и меди севернее и в то же время в более высоких частях горных сооружений. На внешнем обрамлении зоны встречается также молибден. Характерно многократное проявление медной минерализации. Самые ранние образования представляют вкрапленность медных минералов в пустотах триасовых базальтов. Позднее образованы скарновые месторождения на контактах базальтов с гранодиоритами и еще позже — медно-порфировые, связанные со штокообразными субвулканическими телами. Можно предполагать, что при образовании скарнов и медно-порфировых руд медь была заимствована из вмещающих базальтов. Такое же предположение можно высказать в отношении золота, вероятно заимствованного

интрузивами из вулканитов или мобилизованного из них в процессе метаморфизма.

Наиболее крупным месторождением метаморфогенного (?) генезиса считается Джуно, приуроченное к протяженной узкой зоне метаморфизма к югу от Берегового батолита Канады. Оруденение представлено серией параллельных мелких кварцевых жил с сульфидами, в совокупности образующих мощную зону. Аляска в прошлые годы дала много золота. В настоящее время ресурсы ее еще не исчерпаны, хотя наиболее богатые руды отработаны.

Граница Аляски (США) и Канады проходит по меридиану  $142^{\circ}$  через весь полуостров, а на крайнем юге поворачивает к востоку. Здесь к Аляске относятся высокогорные сооружения и система многочисленных островов архипелага Александра. Восточная граница Аляски, проведенная по меридиану, почти параллельна расположенному восточнее меридиональному хр. Ричардсона. В геологическом отношении к этой границе близко подходит окончание хр. Берегового и батолита Канады. Островная зона Аляски прослеживается по системе островов архипелага Александра, образованных в результате расчленения некогда единой прибрежной суши. В этой островной системе вскрываются палеозойские и юрско-меловые отложения, прорванные на юге крупными массивами гранитоидов. Характер минерализации сохраняется тот же, что и в западной части прибрежной зоны Аляски, — золото, медь, местами на участках, сложенных карбонатными толщами, — свинец и цинк. Близ Берегового батолита протягивается уже отмеченная зона Джуно, возникая при метаморфизме юрско-меловых толщ, и продолжается в северо-западном направлении.

### Канадский сектор

Особенность Канадского сектора — еще более четко выраженная продольная зональность (см. рис. 30). Здесь выделяются зоны: 1) островная (острова Королевы Шарлотты, Ванкувер); 2) пролива Джорджия; 3) берегового хребта; 4) каскадных гор; 5) внутреннего плато; 6) Колумбийских гор с подзонами: а) Оконогоан, б) Монаши, в) Селкирк, г) Парселл; 7) Скалистых гор; 8) внутренней равнины (рис. 28).

Зона Скалистых гор, представляя миогеосинклираль, отделяется от западной системы Кордильер Британской колонии грабеном — рвом Скалистых гор. Канадский сектор на юге по параллели  $51^{\circ}$  с. ш. граничит с сектором западных штатов США.

Металлогения структурно-формационных зон Канады следующая.

Западная Островная зона представляет антиклинорные сооружения, сложенные палеозойскими метаморфическими и мезозойскими толщами. Известны колчеданные месторождения (о. Ванкувер) в базальтоидных каменноугольных отложениях нижней части разреза, скарновые месторождения с железными рудами (острова Королевы Шарлотты),

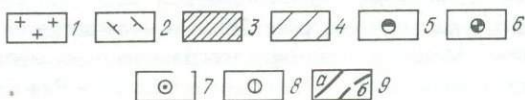
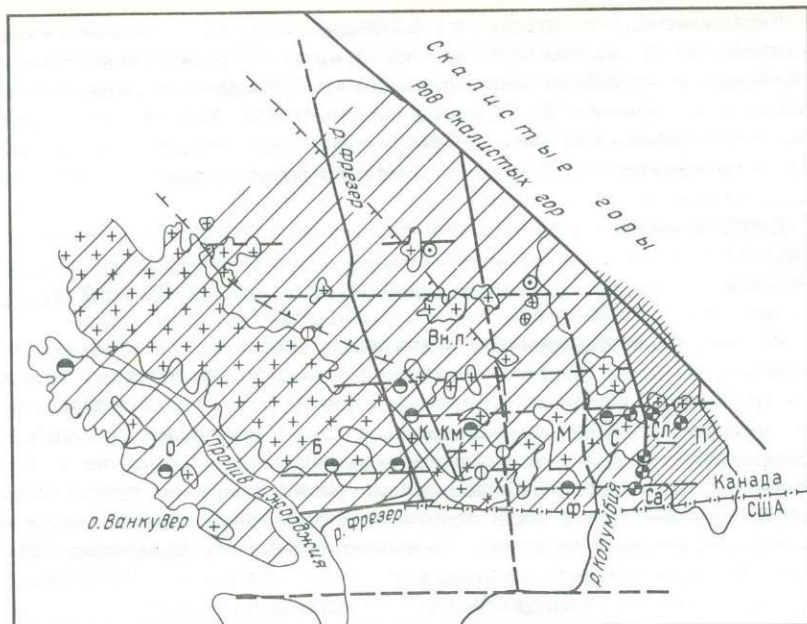


Рис. 28. Металлогеническая зональность юга Канады:

1 — граниты; 2 — контуры Внутреннего плато; 3 — полиметаллический пояс; 4 — медный пояс; месторождения: 5 — медь, 6 — свинец и цинк, 7 — молибден, 8 — золото, 9 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; Структурно-металлогенические зоны: О — Островная, Б — Береговая, К — Каскадных гор, Вн. п — Внутреннего плато. Массивы: М — Монаши, С — Селкирк, П — Парселл. Месторождения: Км — Коппер-Маунтин, Ф — Феникс, Сл — Салливан, Са — Сальмо

медными рудами (о. Ванкувер), связанные с позднемезозойскими интрузивами гранитоидов повышенной основности. Самые молодые — месторождения медно-порфировых руд в субвулканических телах [42].

Прогиб Джорджия, отделяющий острова от континентальных сооружений, на северо-западе, возможно, находит продолжение в юрском прогибе зоны Джуно Аляски.

Расположенный на континенте у побережья Береговой хребет сложен мезозойским батолитом, который протягивается на 1600 км до границы с Аляской и образован многофазными гранитоидами повышенной основности от юрского до палеогенового возраста. Осевая часть хребта практически безрудна, на склонах развиты месторождения полиметаллических (Британия), золото-полиметаллических (район рудника Премьер) и медно-порфириновых руд.

Далее к востоку расположено Внутреннее плато Канады, сложенное юрско-меловыми вулканогенно-терригенными континентальными толщами, которые формировались во внутреннем прогибе Тагиш-Боусер.

На периферии Внутреннего плато вскрываются более древние отложения -- пермские, триасовые, а также массивы ультрабазитов и триасовых гранитов. В пределах Внутреннего плато проявлены молибденовые месторождения (Алис-Арм, Эндеко), а также вольфрамовые, золото-серебряные и единичные месторождения медно-порфириновых руд. Очевидно, на характер минерализации (повышение ее сиаличности) оказал влияние состав коры поднятия, сложенной мощными терригенно-вулканогенными толщами. Медно-молибденовые и молибденовые месторождения встречаются и по восточному обрамлению Внутреннего поднятия. Южная граница поднятия отмечена поворотом к востоку полосы гранитоидов Берегового батолита, которые следуют вдоль разлома, проходящего близ границы с США (разлома Луис и Кларк). В направлении к востоку поворачивает и весь золото-медный пояс прибрежной антиклинали (см. рис. 28). Он налагается на близмеридиональные блоки: Монаши, Селкирк, ограниченные меридиональными разломами, прилегающими к тектонической зоне Рва Скалистых Гор, следующей вдоль разлома северо-западного направления. В зоне Монаши [43] известны разнообразные месторождения: пегматоидные жилы, связанные с субщелочными триасовыми базальтоидами (Каппер, Маунтин), меденосные скарны (Феникс), связанные с позднемеловыми интрузивами гранитоидов. Близ границы с срединным массивом проявлено крупное медно-молибденовое месторождение Бетелайн. В примыкающей с севера части активизированного срединного массива находятся медно-никелевое месторождение, связанное с габброидами (Никель Плайт), а также эпитермальные золото-серебряные месторождения, ассоциирующие с субщелочными третичными вулканитами (Дасти Майн).

Расположенный восточнее блок Селкирк, также вытянутый в меридиональном направлении, интересен развитием куполовидных структур метаморфических триасовых толщ -- образованием гнейсовых куполов, по периферии которых устанавливается гидротермальная золото-полиметаллическая минерализация.

Меридиональный разлом отделяет этот блок от соседнего блока Парселл, который представляет собой горст-антиклинорное сооружение, где вскрываются древние части разреза Канадских Кордильер протерозойского возраста. Наибольший интерес вызывает так назы-

ваемая Белтская серия черных сланцев, к которой приурочено крупное сингенетичное стратиформное месторождение Салливан. Мощное пластообразное тело этого месторождения, образованное 1600 млн. лет тому назад, было пересечено диоритовыми дайками (1100 млн. лет), которые, вероятно, и послужили причиной метаморфизма руд — проявления ореолов турмалинизации, хлоритизации, наложения касситеритового оруденения.

Свинец и цинк характерны для всего блока Парселл и широко распространены в вышележащих толщах, особенно карбонатного состава. К этому типу относятся месторождения округа Сальмо, расположенного южнее месторождения Салливан, которые представлены как пластообразными, так и секущими метасоматическими телами. В целом блок Парселл представляет полиметаллическую зону, резко отличающуюся по составу металлов от других зон Канадского сектора. Он расположен в миогеосинклинальной зоне, развившейся на погруженной окраине Канадского щита. Здесь известны и вольфрамовые месторождения скарнового типа, а также проявления олова, особенно в связи с массивами кислых гранитов (район массива Кесиер) к северу от блока Парселл.

Некоторые американские геологи выделяют на продолжении блока Парселл к северу собственно оловоносный пояс, протягивающийся вдоль миогеосинклинальной системы вплоть до вышеописанного оловоносного района п-ова Сьюард. На южном продолжении зоны Парселл уже в пределах США в зоне разлома Люис и Кларк и параллельных ему разрывов находится крупное серебро-свинцово-цинковое месторождение Кер д'Ален, представленное многочисленными полиметаллическими жилами мезозойского возраста, залегающими в той же Белтской формации черных сланцев.

К востоку от рва Скалистых гор собственно в системе Скалистых гор, сложенных в основном карбонатными толщами Миссисипского и Пенсильванского возраста, известны стратиформные месторождения меди, свинца и цинка, а на севере, в горах Маккензи, — скарновые вольфрамовые месторождения вблизи контакта массивов позднемеловых — палеогеновых гранитоидов с известняками.

Особенностью Канадского сектора является проявление, наряду с продольной зональностью, также и поперечной, подчеркнутой системами субширотных разломов, контролирующих расположение массивов гранитоидов и поперечных цепочек рудных месторождений. На юге Канадский сектор ограничен близширотным разломом Люис и Кларк, за которым к югу располагается Колумбийское плато, перекрытое неогеновыми вулканитами.

### Сектор западных штатов США

В этом секторе, как и в Канадском, прослеживается та же зональность: расположение зон фемического профиля (прибрежной эвгеосинклинали) у берега Тихого океана (медь, железо, хром) и сиалического —

в удалении от побережья. Но здесь структуры, контролирующие распределение месторождений, уже значительно сложнее. Общий структурный план осложняет обширный массив плато Колорадо, за счет которого Тихоокеанский пояс, главным образом, его миогеосинклинальная зона вдается далеко к востоку. Причем общая ширина Притихоокеанского подвижного пояса достигает 1500 км. С запада на восток выделяются зоны (рис. 29): 1) Прибрежная, включающая п-ов Калифорния, хр. Сьерра-Невада, 2) блока Большого Бассейна, 3) Уасатч-Джеромского антиклинория, 4) срединного массива Колорадо, 5) Восточного поднятия. Передового хребта. Наряду с продольными зонами отмечаются и поперечные: а) северная — разлома Луис и Кларк, б) зона Уинта на продолжении широтного транспортного разлома Мендонсина, ограничивающая Колумбийский срединный массив с юга и массив Колорадо с севера, в) южная — Техасского разлома, ограничивающая массив Колорадо с юга. Сочетание продольных и поперечных элементов определяет блоковую структуру пояса.

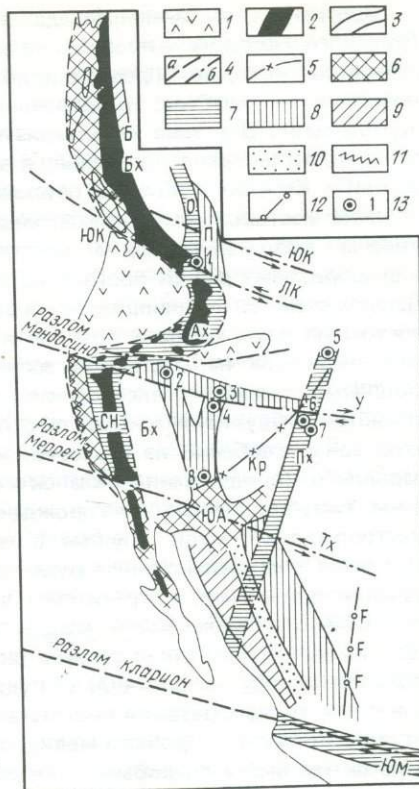
Характеризуя зоны с запада на восток, остановимся на Прибрежной, протягивающейся вдоль побережья Тихого океана, а на юге вдоль Калифорнийского полуострова. Особенность металлогении Прибрежной зоны в пределах США — проявление ртутной и хромитовой минерализаций, приуроченных к глубинным разломам [26]. На севере продолжается рифтовая зона Калифорнийского залива, которая определяет образование глубокой долины с гипсометрическими отметками ниже уровня океана (депрессии р. Сан-Хоакин).

К зоне продольных разломов приурочены месторождения хромитов, связанных с юрскими ультрабазитами. Хромитовые месторождения разрабатывались длительно. Запасы их составляли главную часть резерва хрома США. В этой зоне расположены ртутные месторождения, некоторые из них приурочены к массивам серпентинизированных хромитоносных ультрабазитов (Нью-Альманден, Нью-Идрия).

Восточнее у подножья хр. Сьерра-Невада протягивается зона эвапоритно-осадочных медно-колчеданных месторождений. На склоне хр. Сьерра-Невада на контакте юрской метаморфической толщи Марипоза пролегает известная система жил Мазер Лод, приуроченная к зоне глубинного разлома протяжением более 200 км при ширине 1,5 км. Оруденение в полосе метаморфических юрских сланцев и вулканитов проявлено серией жил. Прослеженная глубина оруденения — 1,8 км. Коренные месторождения сопровождаются россыпями, которые ранее служили предметом массовой добычи (Золотая Калифорнийская лихорадка). Осевую часть хр. Сьерра-Невада слагает крупный гранитоидный батолит протяженностью более 1000 км. Вдоль западного батолита прослеживаются вольфрамовые зоны с месторождениями скарнового типа, приуроченными к контакту интрузивов гранодиоритового типа с известняками. Вдоль восточной окраины антиклинория Сьерра-Не-

Рис. 29. Металлогенические зоны Западной США:

1 — третичные вулканы; 2 — гранитоидные батолиты; 3 — границы структурных элементов; 4 — трансформные разломы: а — на океане, б — на континенте; 5 — диагональная зона Сан-Хуан; 6 — меденосный пояс Береговой свгеосинклинали; 7 — золотоносные пояса дуги Айдахо; 8 — полиметаллические пояса; 9 — молибденовые зоны; 10 — оловоносные зоны; 11 — ультрабазитовые разломы с хромитовым и ртутным оруденением; 12 — флюоритовый пояс; 13 — месторождения: 1 — Кер д'Ален (Pb), 2 — Карлин (Au), 3 — Бингем (Cu), 4 — Тинтик (Pb), 5 — Хомстейк (Au), 6 — Клаймакс (Mo), 7 — Крипл Крик (Au), 8 — Джером (Cu). Зоны и блоки: Бх — батолит Берегового хребта, О — золотоносная зона Оминка, Б — прогиб Боусер, П — массив Парселл, Ах — дуга Айдахо, СН — массив Сьерра-Невада, Бх — блок Бассейнов и хребтов, Кр — массив Колорадо, Пх — Передовой хребет, ЮА — Южно-Аризонский медный "крест". Разломы: ЮК — Южно-Канадский, ЛК — Льюис и Кларк, У — Уинта.



вада протягивается пояс вулканитов плиоценового возраста с крупными эпитермальными золото-серебряными месторождениями (Голдфилд, Топопах и др.). Характерно, что на севере рудная система и большая часть месторождений заканчивается у широтной зоны, продолжающей океанский трансформный разлом Мендонсино. Здесь золотоносный пояс, а также пояс гранитоидов поворачивает резко к востоку, огибая Колумбийское плато. Подобный изгиб, определяющийся сочетанием пары разломов Льюис и Кларк (левого) и Мендонсино (правого), приводит к образованию дугообразной зоны — дуги Айдахо, огибающей крупный Колумбийский изгиб. На участке южного обрамления Колумбийского массива (штаты Вашингтон, Орегон) распространены полиметаллические месторождения.

Разлом Мендонсино ограничивает с севера блок Бассейнов и хребтов (Большого Бассейна), а также Колорадский массив. К этой зоне приурочены крупные месторождения — Карлин (Au), Бингем (Cu, Pb), Тинтик (Pb), а на востоке в пересечении с меридиональным горст-антиклинорием Передового хребта находятся также крупнейшее месторождение молибдена (Клаймакс), свинца и цинка (Ледвилл), золота (Крипл-Крик).

Восточнее хр. Сьерра-Невада расположена зона так называемого Большого Бассейна — прогиб, где отмечается развитие меридиональных разломов, которые определили возникновение узких горстообразных поднятий — хребтов, разделенных позднемезозойскими впадинами (грабенами). Эта зона характеризуется уменьшением мощности коры, в частности ее гранитного слоя, и воздыманием геофизических поверхностей — Конрада и Мохо. В приподнятых блоках вскрываются местами древние месторождения золота, меди, свинца и цинка. В грабенах проявлены мезо-кайнозойские месторождения бороносных эвапоритов и флюоритовых руд. К востоку от этой области прослеживается Уосатч-Джеромский антиклинорий — горстообразное поднятие, отделяющее восточную часть области Хребтов и Бассейнов от плато Колорадо. Эта зона возникла на месте миогеосинклинального прогиба, сложенного мощными толщами палеозойских карбонатных пород, которые пересекаются субвулканическими телами неогенового возраста. В пределах этой зоны, особенно на пересечении ее с широтным линейamentом 40-й параллели (продолжение океанского разлома Мендонсина), локализованы самые крупные месторождения. К ним относятся крупнейшее месторождения меди Бингем (штат Юта), общие запасы которого (включая уже отработанные руды) составляли до 8 млн. т меди. Оруденение приурочено к третичным штокам монзонитов, прорывающих палеозойские отложения — кварциты с прослоями известняка. Рудное тело имеет изометричное сечение около 180 м в поперечнике и протягивается вглубь на 500—600 м. Руды содержат также молибден. В карбонатных толщах развиты полиметаллические тела. Район Бингем стоит на первом месте по добыче меди, на четвертом месте по добыче свинца и на пятом месте по добыче серебра в США. К югу от месторождения Бингем расположено рудное поле Тинтик, которое простирается вдоль близширотного разлома, где известно несколько месторождений. (Западный, Центральный и Восточный Тинтик). Рудные тела приурочены к палеозойским карбонатным толщам и имеют пластовую, а иногда и трубообразную форму. Они состоят из массивных сульфидов. Масштаб месторождения значителен. Включая отработанные руды, сумма металла в них превысила 1 млн. т. На южном фланге этой зоны расположено серебро-свинцово-цинковое месторождение Пиоче, представленное метасоматическими пластообразными телами в карбонатных кембрийских породах и трещинными жилами в кварцитах. Рудные тела рассечены многочисленными сбросами. Возраст большей части месторождений этой зоны неогеновый, но встречаются среди них и докембрийские. К ним относится месторождение Джером, представленное мощной залежью колчеданных руд (медь, цинк) протерозойского возраста, регенерированных в третичное время с образованием секущих сульфидных наложенных жил. К такому же типу древних месторождений относится близрасположенное Багдадское. Не исключена возможность, что и многие другие месторождения меди, развитые на юге Аризоны, образо-

вались в результате мобилизации металла из древних метаморфических толщ. Усатч-Джеромская тектоническая зона северо-западного направления простирается за пределы США в Мексику и отражает влияние устойчивого линейного элемента, контролирующего размещение медных и местами полиметаллических месторождений [45].

Расположенный восточнее массив Колорадо — особая металлогеническая область. Этот массив длительное время представлял область воздымания, откуда сносился обломочный материал в окружающие прогибы, но, начиная с пермского времени (триас, юра), он претерпевал погружение с накоплением мощных толщ эпиплатформенных осадков. Он характеризуется развитием пологих брахиформных складок с омоложением пород от центра к периферии. Характерно кольцевое расположение месторождений по окраинам массива. Кроме отмеченной Усатч-Джеромской зоны, оконтурившей массив Колорадо с юго-востока, его ограничивает на севере зона Уинта, продолжающая собой направление разлома Мендонсино, на востоке — субмеридиональный горст Передового хребта, а на юге — близширотная зона Техасского разлома, отмеченная выходами пород докембрия и проявлением молодых магматических тел и рудных образований (Аризона).

Таким образом, массив ограничен не плавным кольцом складчатых сооружений, а серией прямолинейных горстообразных зон и в современном плане имеет форму, близкую к пятиугольнику. Рудные месторождения концентрируются главным образом в обрамлении массива.

Мезозойские осадочные и вулканогенные породы, слагающие плато Колорадо, заключают значительные месторождения урановых и ураново-ванадиевых руд поверхностного происхождения. Секущий разлом северо-восточного направления включает золото-серебряные месторождения района Сан-Хуан и др. Эта зона, возможно, продолжается на юго-запад до месторождений Багдад и Джером, активизированных в третичное время, а на северо-востоке до месторождения Хомстейк, в докембрийском блоке Блек Хилс, где известны разновозрастные золоторудные проявления: древние протерозойские рудные жилы, кембрийские конгломераты — древние россыпи и третичные секущие жилы. Можно предполагать, что этот рудный узел с его повторной активизацией находился под влиянием двух зон: отмеченной третичной зоны активизации Сан-Хуан северо-восточного направления и близмеридиональной зоны третичной активизации Передового хребта, заключающей многочисленные золотые месторождения.

На юге массив Колорадо ограничен Техасской зоной близширотного направления, к которой приурочены месторождения медно-порфировых руд Аризоны и Нью-Мексико. На этом участке вырисовывается "медный крест", образованный на пересечении отмеченного Южно-Колорадского (Техасского) и Усатч-Джеромского горст-антиклинория. Продолжение медно-молибденовых месторождений прослеживается к юго-востоку от этого пересечения на территорию Мексики.

Характеризуя особенности металлогении этого сектора Тихоокеанского пояса, следует подчеркнуть большое значение крупных разрывных поперечных и диагональных нарушений, определивших линейное расположение месторождений в металлогенических зонах и блоковую конфигурацию, ограниченных разломами срединных массивов, представленных куполообразными структурами.

### Мексиканский сектор

В Мексику продолжают главные структурные элементы, прослеживающиеся от Западных штатов Северной Америки, в частности медно-молибденовый пояс, который протягивается вдоль Калифорнийского полуострова и на западе хр. Сьерра-Мадре.

Однако Мексиканский сектор имеет свои особенности. В восточной его части располагается миогеосинклиналь с широким развитием меловых терригенно-карбонатных толщ. Этот участок отделен от Северо-Американского сектора отмеченной зоной широтного разлома. Он характеризуется развитием полиметаллической минерализации. В карбонатных породах развиты метасоматические пластовые залежи и трубы, в алюмосиликатных — жилы. Оруденение связано с миоценовыми субвулканическими телами. На западе полиметаллический пояс ограничен от медно-молибденового прибрежного зоной третичных вулканитов. В отличие от третичных вулканических зон более северных районов пояса, здесь проявлены кислые породы и ассоциирующие с ними гранитные массивы. Вулканический пояс отмечен развитием оловянных проявлений, в том числе колломорфными выделениями деревянистого олова, кварцевых жил и прожилков в кислых вулканитах. На вулканический пояс налагается продолжение меридионального золотого, который простирается от Передового хребта, обрамляющего массив Колорадо. К другому меридиональному разлому приурочены флюоритовые месторождения Мексики.

На юге устанавливается широтный вулканический пояс, продолжающий океанский трансформный разлом Ревиль-Хифедо 20° с. ш. В этой зоне вулканитов неогенового возраста проявлены базальты, к которым приурочены золото-серебряные месторождения.

Отмеченный широтный золотой вулканический пояс ограничивает расположенный южнее древний блок позднего докембрия — нижнего палеозоя, сложенный метаморфическими толщами. В древнем комплексе развиты пегматиты с редкометалльной и оловянной минерализацией, а в перекрывающих их меловых толщах локализуются серебряно-свинцовые месторождения (округ Таско).

## Сектор Центральной Америки

В Центральной Америке структуры и металлогенические зоны имеют широкую ориентировку и, возможно, продолжают направление Тетиса. На севере Центральной Америки в Гватемале отмечается зона развития юрских карбонатных пород, к которым приурочены полиметаллические месторождения. Эта зона ограничена на юге глубинным разломом, вмещающим ультрабазиты с никелевым и хромитовым оруденением (рис. 30).

К югу от этого разлома располагается Гондурасский срединный массив, заключающий разнообразную и разновозрастную минерализацию, начиная от палеозойской и кончая третичной. Здесь известны вольфрамовые месторождения, широко проявлены золото-серебряные и полиметаллические месторождения, но главное развитие золото-се-

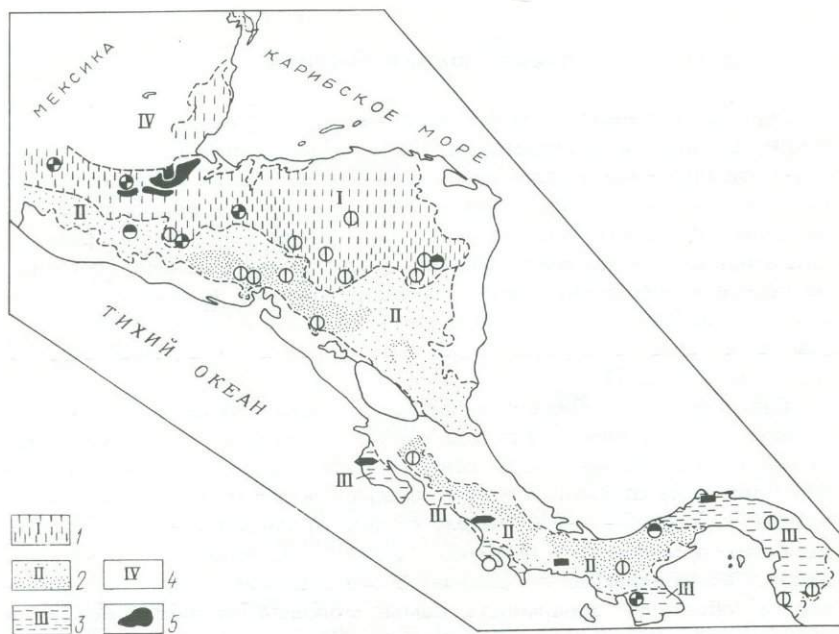


Рис. 30. Рудные пояса и месторождения Центральной Америки:

1 — Северный полиметаллический пояс в мезозойской миогеосинклинали и Гондурасском Срединном массиве; 2 — Южный золотоносный пояс в позднемезозойской — третичной эвгеосинклинали; 3 — Панамский пояс поздне третичной эвгеосинклинали с медно-молибденовой и марганцевой минерализацией; 4 — четвертичные отложения; 5 — массивы ультрабазитов с никелевой минерализацией. Остальные усл. зн. см. на рис. 1

ребряные месторождения получают южнее, в Никарагуа, и западнее, в Сальвадоре. Месторождения золота и серебра связаны с палеоценовыми вулканитами среднего состава.

Восточнее расположена Антилская дуга, а в ее пределах наибольший интерес представляет о. Куба, имеющий сложное зональное строение с эвгеосинклиналью на юго-западной стороне и миогеосинклиналью на северо-восточной. К глубинному разлому, разделяющему эти структуры, приурочены крупные массивы ультрабазитов с хромитовым и никель-кобальтовым оруденением.

В пределах эвгеосинклинальной зоны представлены медные месторождения — колчеданные залежи, сульфидные и кварц-сульфидные жилы и скарны, а также пластовые вулканогенно-осадочные месторождения марганца.

На Панамском перешейке, соединяющем Центральную Америку с Южной, проявлены месторождения золота, марганца и крупное месторождение медно-порфировых руд Петакилля.

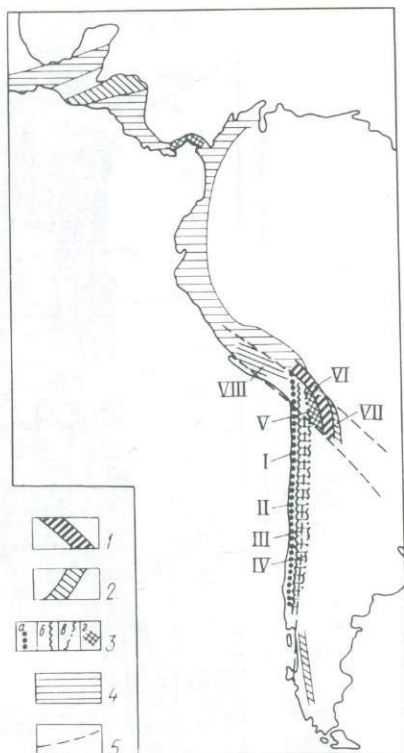
## ГЛАВА 22. ЮЖНАЯ АМЕРИКА

Южно-Американская часть Тихоокеанского пояса в металлогеническом отношении отличается от Северо-Американской. Ее характеризует параллельное расположение сравнительно узких металлогенических зон с медью во внутренней мегазоне, оловом и вольфрамом — во внешней. Металлогенические зоны, подчиняясь направлению различно ориентированных разломов, меняют ориентировку от северо-восточного на севере к юго-восточному и меридиональному в южной половине континента. В этом же направлении происходят и "изломы" береговой линии, которая следует согласно ориентировке складчатых структур и разломов (рис. 31).

Северное звено Южно-Американской части Тихоокеанского пояса включает Колумбию, Эквадор, характеризуется северо-восточным направлением, отклоняясь на севере ближе к широтному, как бы огибая Гвианский срединный массив. Возраст складчатых структур омолаживается по направлению к Тихому океану от палеозойского на востоке до юрского, мелового и третичного у самого побережья. В то же время возраст минерализации показывает более широкий разброс в пространстве и "обратную" зональность. Самые молодые верхнемеловые и третичные отложения приурочены к расположенному на востоке широтному блоку Магдалена, где развиты гипабиссальные интрузии диоритов, сопровождающиеся кварц-сульфидными золотосодержащими жилами. Западнее, ближе к побережью, пролегает меловая эвгеосинклиналь с проявлением золотоносных жил мелового возраста. Вблизи побережья в зоне известны третичные месторождения плотины, образующие россыпи.

Рис. 31. Металлогенические и тектонические зоны Южной Америки — омоложение процессов к востоку:

I — нижне-среднеюрские вулканиты — вкрапленные медные сингенетические (?) руды ( $J_1-2$ ); II — батолитовый пояс — меденосные и вольфрамоносные скарны, сульфидные медные и золоторудные жилы,  $K_2$ ; III — разлом Продольной долины Чили; Пояса (IV — VIII): IV — медно-порфировых месторождений (P); V — медистых песчаников (N), VI — оловоносный (T — N); VII — сурьмяный (N — Q); VIII — полиметаллический. Пояс (1—4): 1 — оловянный; 2 — полиметаллический; 3 — медный с подзонами: а — J, б — K, в — P, г — N; 4 — золотоносный; 5 — разломы



Далее к югу располагается рудоносная провинция Перу, представленная серией зон, ориентированных в юго-восточном направлении. Здесь отчетливо намечается омоложение возраста оруденения по направлению к востоку. У побережья протягивается полоса палеозойских метаморфических пород с метаморфогенными месторождениями железа. Далее к востоку располагается мезозойский терригенно-карбонатный прогиб с наложенным поясом третичных вулканитов. Широкое развитие получили полиметаллические месторождения. Среди них самое крупное Церро де Паско. Многие месторождения заключают сложный и редкий комплекс с обильными сульфоантимонитами. Таковы Касапалка, Колквири, Сан-Кристоваль и др.; своеобразно месторождение Хуанокавелика, заключающее, помимо свинца, также ртуть.

На юге Перу к зоне юго-восточного направления приурочены месторождения медно-порфировых руд.

Далее к югу уже на территории Чили эта зона продолжается в меридиональном направлении. К ней приурочены крупные медно-порфировые месторождения Чили (рис. 32, 33).

Узкая и длинная меденосная провинция Чили вытянута в строго меридиональном направлении, имеет зональное строение. Вдоль берега протягивается пояс нижне-среднеюрских вулканитов, наложенный на метаморфические палеозойские толщи, который включает стратиформ-

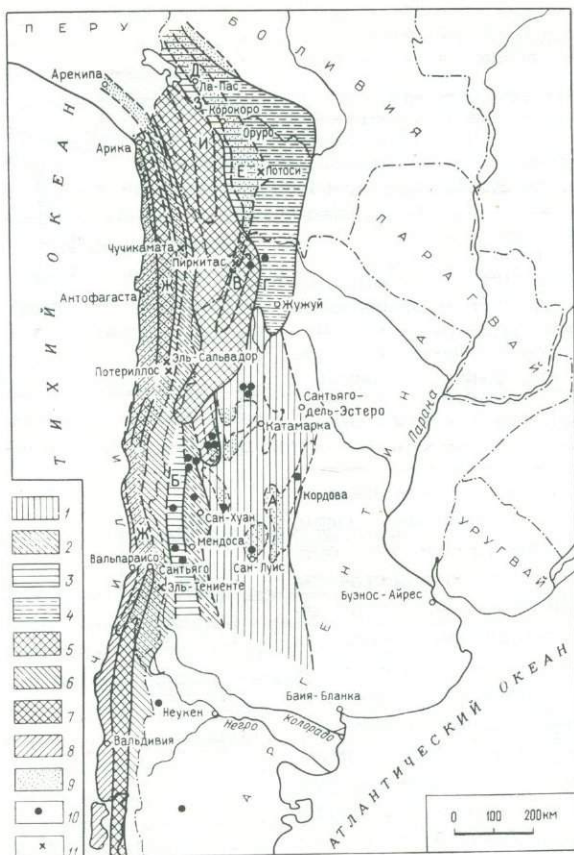


Рис. 32. Морфоструктурная зональность Южной Америки. По В. Штоллу [48]

**Морфоструктурные провинции:** 1 – Пампасские хребты, 2 – Прекордильера, 3 – Фронтальная Кордильера, 4 – Восточная и Центральная Кордильеры Боливии и Восточная Кордильера Аргентины, 5 – Пуна, или Альтиплано и Западная Кордильера Боливии, 6 – Анды – Главная Центральная Кордильера, или Высокая Кордильера (граница Западных Кордильер Боливии предположительна), 7 – Меридиональная долина Чили, 8 – Береговая Кордильера, 9 – рудные районы, 10 – третичные (главным образом миоцен-плиоценовые) металлогенические центры Аргентины, 11 – рудные месторождения. **Металлогенические провинции:** А – докембрийская провинция Пампасских хребтов (на востоке – палеозойские – Sn, W, Mo, на западе – третичные – Sb, Pb–Zn, Cu, Sn); Б – герцинская (?) провинция Фронтальной Кордильеры (Sn, W, Mo); В – палеозойский (?) золотой пояс СЗ Аргентины; Г – нижнепалеозойская (свинцовая) провинция Агилар, Д – триасово-юрская (?) провинция Кордильеры Реаль или северной части Боливийского вольфрамо-оловянного пояса, Е – миоценовая средняя и южная части вольфрамо-оловянного Боливийского пояса, Ж – ларамийский Чилийский медный пояс, З – третичный медный пояс Корокоро; И – плиоцен-четвертичный пояс россыпной золотонности Лас Юнгас

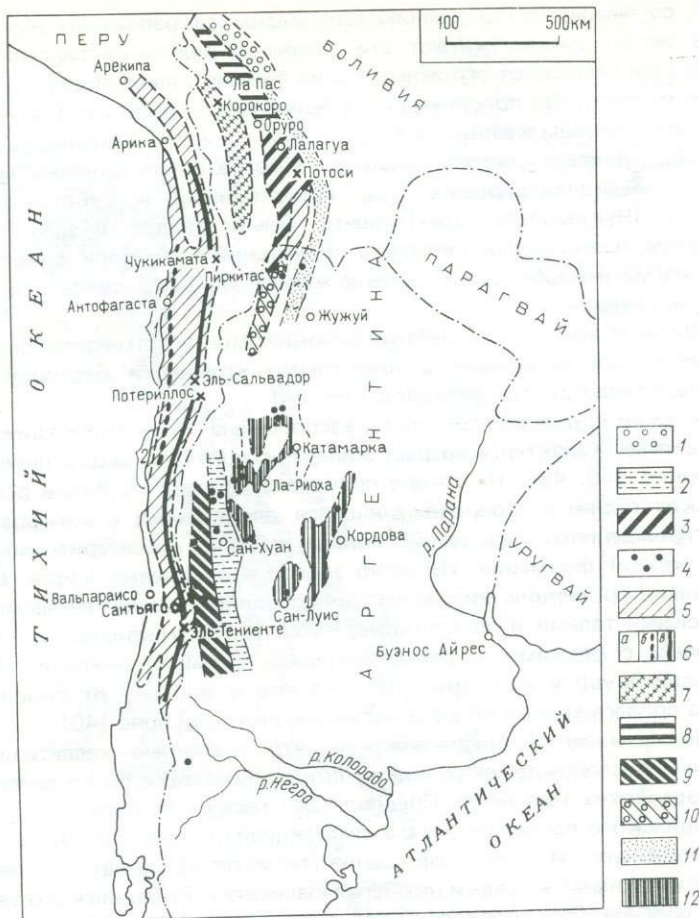


Рис. 33. Металлогенические зоны Чили – Боливии – Аргентины. По В. Штоллу [48]:

1 – россыпи Северной Боливии (Au); 2 – неогеновый прогиб Прекордильер (Аргентина) с третичными месторождениями (Ag, Sb, Sn, Cu); 3 – неогеновый оловоносный пояс Боливии (Sn–W–Ag); 4 – третичные месторождения в палеозойских структурах Аргентины (Sb, Sn, Ag); 5 – Чилийский медный пояс (Cu, Fe, W); 6 – подразделения Чилийского медного пояса – омоложение к востоку: а – Прибрежная зона вкрапленных руд (1 – пластовые руды меди, 2 – железорудные месторождения), б – пояс батолитов – скарны, сульфидные жилы, в – медно-порфировые руды; 7 – медный пояс Боливии, N; 8 – Северо-Боливийский олово-вольфрамовый раннемезозойский пояс (Sn, W, Mo, Bi); 9 – палеозойская зона Фронтальной Кордильеры (Аргентина) с олово-вольфрамо-висмутовой палеозойской минерализацией; 10 – золотосный палеозойский пояс Северной Аргентины; 11 – полиметаллический пояс Боливии и Аргентины; 12 – блоки докембрия с палеозойскими гранитами, вольфрамо-бериллиевым, молибденовым и оловянным оруденением

ные, согласные напластованию тела медных вкрапленных руд. Некоторые исследователи считают эти залежи в андезитах сингенетичными. Далее протягивается огромный узкий батолит гранитоидов юрско-мелового возраста. Он прослеживается более чем на 1000 км. С этими гранитоидами связаны кварц-сульфидные жилы, железо- и меднорудные скарны. Еще далее к востоку пролегает зона развития крупных месторождений медно-порфировых руд, приуроченных к субвулканическим телам, (Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор и др.), главным образом, палеогенового возраста. В западной части Чили известно крупное магматическое месторождение железа Эль-Дако, связанное с базальтовыми лавами.

Далее к востоку за хребтом высоких Анд протягивается знаменитая Боливийская провинция с известными крупными месторождениями олова, а также других металлов (рис. 34).

Рудная провинция Боливии расположена на дугообразном изгибе Кордильер. Характер и возраст минерализации Боливии по простиранию меняется [40, 48]. На севере проявлена цепочка массивов раннемезозойских гранитов, сопровождающаяся оловянными и вольфрамовыми месторождениями кварцевой (Чоилла) и частью касситерито-силикатной (Колквири) формации. Известно золото в кварцевых жилах. В южной половине провинции минерализация ассоциирует с неогеновыми вулканическими телами и представлена касситерито-сульфидными месторождениями с редкими и разнообразными сульфостаннатами (Лалагуа, Потоси, Оруро и др.) (рис. 35). На юге к востоку от оловоносного пояса пролегают сурьмяный и полиметаллический пояс [40].

Высказываются предположения, что третичные касситерито-сульфидные месторождения возникли при мобилизации более древних раннемезозойских грейзенов. Предполагают также, что сама оловоносность Боливийского пояса связана с ассимиляцией олова из древних россыпей, образованных за счет разрушения пегматитов, продукты перемыва которых попали в осадки нижнепалеозойского Боливийского терригенного прогиба. При проявлении активизации в мезозое, а потом в неогене олово было мобилизовано магматическими телами, которые и стали источником образования гидротермальных оловорудных месторождений. Ф. Альфельд и А. Щербина предполагали, что на глубине длительное время находился магматический бассейн, который поставлял оловоносные магмы в верхние горизонты земной коры в мезозое и кайнозое. В западной части Боливии находится пояс медистых песчаников со стратиформными месторождениями (Коро — Коро и др.), ремобилизованными при внедрении миоценовых субвулканических тел.

На границе с Аргентиной характер минерализации резко меняется, что вызвано замыканием нижнепалеозойского терригенного прогиба и воздыманием по поперечному разлому блока более древних, в том числе докембрийских, пород. Некоторые рудные зоны продолжают из Боливии в Аргентину, в частности полиметаллический пояс, представ-

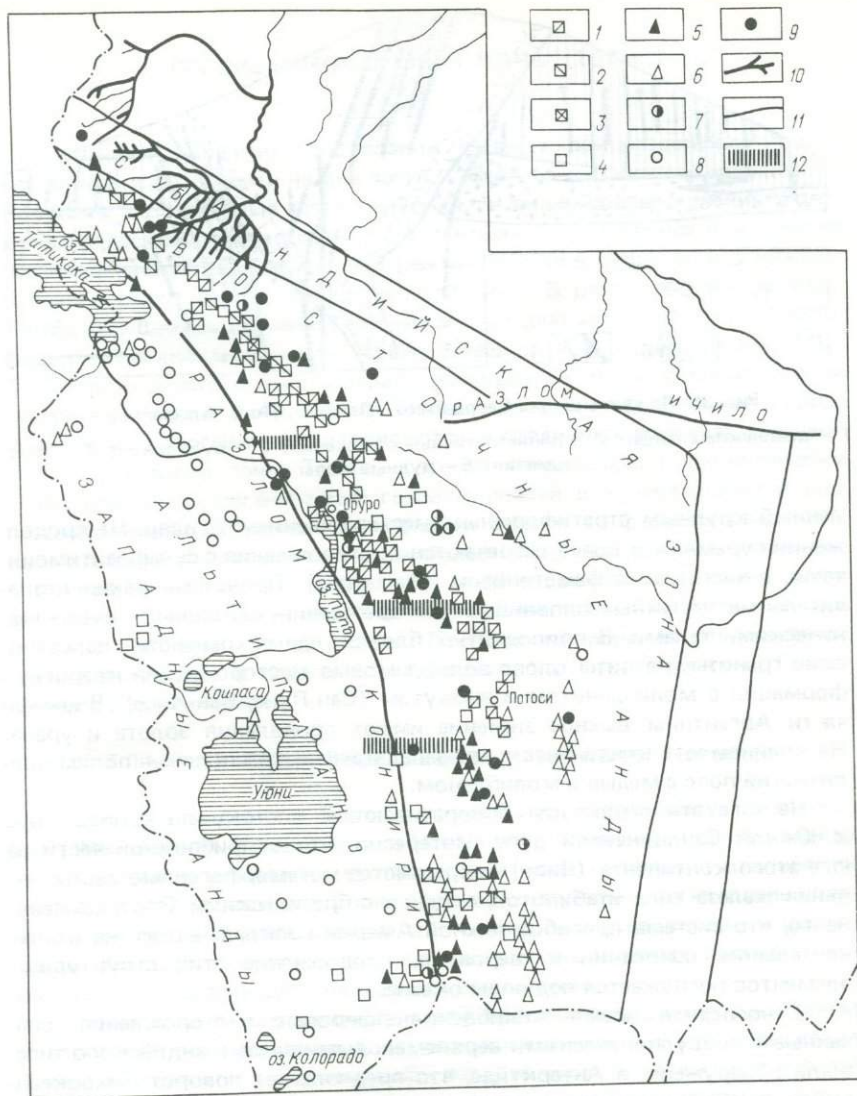


Рис. 34. Месторождения и металлогенические зоны Боливии. По Л.И. Красному:  
 1 — олово; 2 — вольфрам; 3 — олово и вольфрам; 4 — серебро; 5 — сурьма, 6 — свинец; 7 — висмут; 8 — медь; 9 — золото; 10 — россыпи золота; 11 — продольные разломы; 12 — предполагаемые поперечные разломы

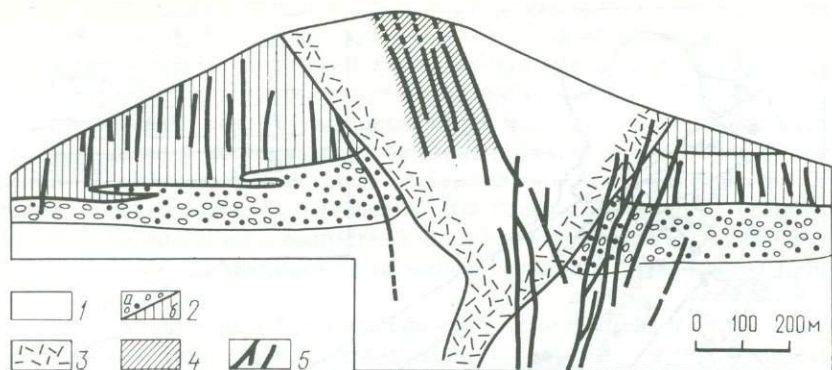


Рис. 35. Профиль штока Серро-Рико (Потоси). По Ф. Альфельду:

1 — девонские сланцы; 2 — раннетретичные отложения; 3 — вулканы; 4 — зона смятия; 5 — рудные жилы

ленный крупным стратиформным месторождением Агиляр. На продолжении сурьмяного пояса встречаются месторождения с сульфоантимонитами, в частности с фаматинитом (Фаматина). Проявлены также незначительные третичные оловянные месторождения, связанные с субвулканическими телами. В приподнятых блоках, где вскрываются палеозойские граниты, развиты олово-вольфрамовые месторождения кварцевой формации с молибденитом и висмутом (Сан-Луис, Сан-Хосе). В южной части Аргентины важное значение имеют проявления золота и урана. На крайнем юге континента в его западной части расположен полиметаллический пояс с медью и молибденом.

На юге эти структуры поворачивают к востоку по направлению к Южной Сандвинчевой дуге. Интересно, что в прибрежной части на юге этого континента (Чили) вскрываются метаморфогенные месторождения железа типа итабиритов, сходные с бразильскими. Это указывает на то, что система прогибов Южной Америки закладывалась на континентальном основании и, вероятно, продолжение этих структурных элементов погружается под воды океана.

В последнее время молибдено-порфиновые месторождения, связанные с субвулканическими верхнемеловыми телами андийского типа, были обнаружены в Антарктиде, что предполагает поворот Тихоокеанского рудного кольца и, возможно, его замыкание на востоке близ островных околоавстралийских дуг.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС (ТЕТИС)

Средиземноморский пояс возник в рифее при разделении Пангеи глубинными разломами на две части: северную — Лавразию и южную — Гондвану. Разобщенные части Пангеи были вновь воедино спаяны в эпоху байкальской складчатости. На значительной части пояса в это время устанавливается платформенный режим. В конце рифея или в нижнем палеозое происходили новые раздробления. В раме альпийской зоны Тетиса проявилась активно герцинская складчатость, а на дальней периферии — позднекаледонская (север Западной и Центральной Европы). Эти эпохи диастрофизма сыграли важнейшую роль в металлогении северного и южного обрамления Тетиса. Проявления герцинской и более древней металлогении устанавливаются в срединных массивах и осевой части альпийской зоны Тетиса, которая развивалась полициклически с неоднократной регенерацией геосинклиналей и характеризуется еще незавершенным развитием. Важнейшим этапом ее формирования явилась альпийская складчатость, наиболее ярко проявленная в неогене с воздыманием горных сооружений и образованием шарьяжей, затем активным вулканизмом. Альпийская геосинклиналь Тетиса замкнулась в конце плиоцена — антропогена. После этого морская седиментация сохранилась лишь в остаточных бассейнах Черного, Эгейского, Средиземного и других морей.

ГЛАВА 23. ГЕРЦИНИДЫ СРЕДНЕЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Г. Штилле выделял в Европе три области: Палеоевропу (каледониды), Мезоевропу (герциниды) и Ноевропу (альпиды). Граница между герцинидами и альпидами неопределенна из-за наложения альпийских движений на герцинские и более древние сооружения, регенерации древних структур, маскирования их многочисленными надвигами и шарьяжами. Условно проводится по внешней стороне краевых прогибов, обрамляющих с севера дуги альпийских сооружений.

Рудные районы Средней и Западной Европы принадлежат в основном к варисской подвижной зоне, ограничивающей альпийские сооружения Тетиса на севере и заложенные при раздроблении байкальского и более древнего фундамента. Тектонические зоны имеют близширотное направление. Они примыкают с юга к складчатым каледонским сооружениям Скандинавии и Великобритании и состоят из серии параллельных зон. С севера на юг выделяются зоны: 1) субварисская; 2) реногерцинская; 3) Саксо-Тюрингенская; 4) Молданубская (рис. 36).

Характеристику металлогенических зон мы начнем с Молданубской, сложенной наиболее древними породами [31].

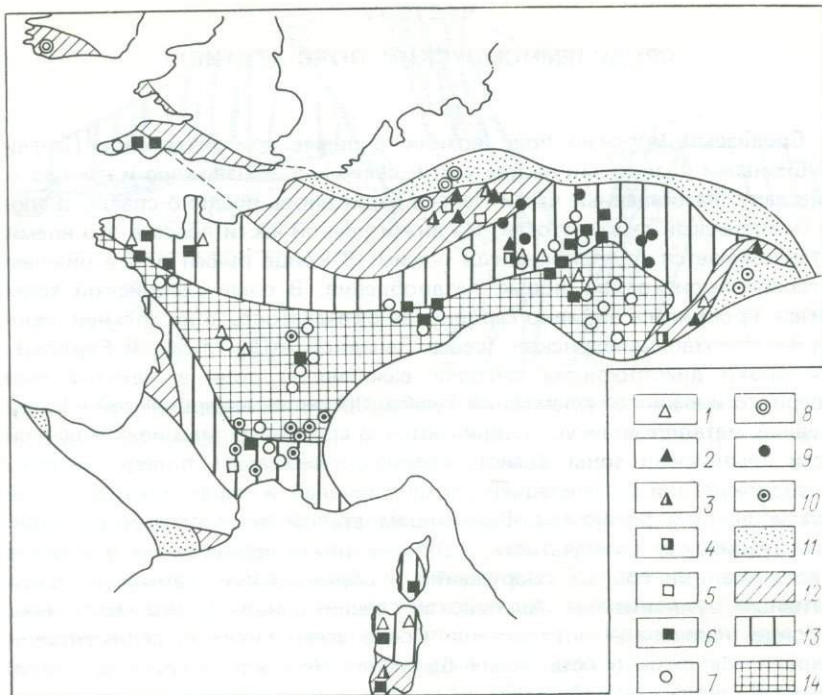


Рис. 36. Размещение эндогенных месторождений вариской металлогенической эпохи Центральной Европы [31]

*Месторождения рудных формаций геосинклинальной стадии:* 1 — осадочные и вулканогенные месторождения железа; 2 — железорудные типа Лан-Диль; 3 — колчеданно-полиметаллические. *Месторождения рудных формаций раннеорогенной стадии:* 4 — скарново-магнетитовые; 5 — жильные золоторудные и полиметаллические; 6 — кварц-касситерито-вольфрамовые и полиметаллические. *Месторождения рудных формаций позднеорогенной стадии:* 7 — кварц-гематитовые, карбонат-настуран-полиметаллические; 8 — кварц-галенит-сфалеритовые; 9 — медистых сланцев; 10 — свинцово-цинковые в карбонатных породах. *Металлогенические зоны:* 11 — Субгерцинская; 12 — Реногерцинская; 13 — Саксотюрингская; 14 — Молданубская

### Молданубская зона

Эта зона сложена метаморфизованными до гранулитовой фации первичными осадочно-вулканогенными толщами, превращенными в парагнейсы и кристаллические сланцы, перемежающимися с амфиболитами и заключающими серпентиниты. Породы неоднократно подвергались гранитизации и полиметаморфическим превращениям. Они

рассечены разновозрастными интрузивными гранитами — байкальскими и герцинскими. Последние образуют крупные массивы, контролируемые разломами.

Цепочка выходов Молданубского комплекса прослеживается западнее Чешского массива в южных частях Богез и Шварцвальда, в Армориканском массиве, в ядре Центрального Французского массива.

Характерная для герцинид Европы "германотипная тектоника" [33, 36] отражена в вертикальных разломах, разграничивающих древние блоки и определивших образования наложенных, разделявших их геосинклинальных трогов, где в основном и происходило длительно накопление вулканогенно-осадочных толщ. Срединные массивы сохраняли устойчивое воздымание, возобновление интрузий гранитов наращиванием сиалической коры и образованием гранитофильных месторождений.

Контуры древних блоков прямоугольны. Например, самый крупный Богемский (Чешский) массив, ограниченный со всех сторон разломами.

Чешский массив на северо-западе отделен от массива Рудных Гор Баррандовым синклинорным прогибом. На северо-востоке он ограничен обширным прогибом — депрессией Эльбы, далее за депрессией к северо-востоку от нее располагаются массивы Лугикум, Предсудетский Вал, Совьих гор и др. На юго-востоке Чешский массив ограничен Моравско-Силезской впадиной, а на юго-западе депрессией долины р. Дунай. Обрамляющие Чешский массив на северо-востоке блоки Лугикум и Предсудетский Вал представляют собой, возможно, каледонские (?) складчатые сооружения.

Краткий обзор металлогении этих массивов, а также разделяющих их впадин может дать представление о сложной эволюции тектоники и металлогении этой области.

Молданубский блок, развивающийся полициклически, сложный в металлогеническом отношении. С байкальским метаморфизмом связаны образование графита, проявления железных руд в докембрийских гнейсах, переслаивающихся с амфиболитами, осадочных метаморфизованных железных руд, а в связи с каменноугольными гранитами олово-полиметаллические (Кутна Гора) и полиметаллические руды (Пршибрам).

Большой интерес представляет месторождение Пршибрам, расположенное на окраине Чешского массива на пересечении разрывных нарушений меридионального широтного и северо-восточного направлений. Это месторождение, как и Кутна Гора, генетически связано с варисскими гранитами, хотя удалено от них по горизонтали и по вертикали на большее расстояние. Значительный вертикальный диапазон оруденения (более 500 м от современной поверхности) указывает на глубокое расположение источника рудоносных растворов. Многочисленные жилы Пршибрама разрабатывались издавна в основном на серебро, заключавшееся в разнообразных сульфoантимонитах, а также в аргентите и в

самородном виде. С глубиной количество серебра снижается и в рудах преобладают простые сульфиды — халькопирит, сфалерит, галенит, причем на глубинных горизонтах возрастает относительное количество цинка при снижении содержания свинца.

Пршибрамские жилы многостадийны. Они были образованы в результате повторного приоткрывания рудовмещающих трещин с образованием грубополосчатых текстур руд с разнообразными минеральными ассоциациями, меняющимися от полосы к полосе.

В прогибах, окружающих Чешский массив, в связи с основными нижнепалеозойскими вулканидами начальных этапов развития образовались колчеданные и медно-колчеданные вулканогенно-осадочные руды, а также железорудные осадочные месторождения.

Для Западных Судет характерен свой комплекс месторождений, структуры которых ориентированы в северо-западном направлении и протягиваются параллельно разлому долины р. Эльбы. В центре этой зоны расположена треугольной формы "глыба" Сових гор — выступ метаморфитов гранулитовой и эклогитовой фации, возможно, раннедокембрийского возраста, подвергшихся впоследствии диафорезу. В этом блоке породы наиболее метаморфизованы, отвечают гранулитовой фации, видимо, относятся к раннему докембрию.

В Западных Судетах известны золоторудные месторождения, связанные с базальтоидным геосинклинальным вулканизмом начального этапа развития. В последнее время здесь обнаружены оловянные месторождения скарнового и хлорито-сульфидного типа орогенного этапа.

Возможно, что выступы Молданубского блока продолжают к югу под альпийскими сооружениями. В западном направлении эта система прослеживается вплоть до Армориканского массива близ Атлантического океана. В целом широтная полоса выходов байкальских и добайкальских кристаллических пород обозначает кристаллическую ось герцинских складчатых сооружений. Характерная особенность этой системы — проявление ярко выраженной германотипной тектоники, образование прямоугольных приподнятых блоков с минерализацией сиалического профиля, разделенных прогибами. Последние представляют собой часто эвгеосинклинали необращенного типа, развивавшиеся длительно с образованием мощного нижнепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса заленокаменных толщ, сопровождаемых месторождениями железа, марганца, колчеданных руд, а на поздних этапах также — флюорита, сидерита, барита и полиметаллической минерализации.

В отличие от этих зон прогибания с фемической минерализацией, срединные массивы, представляющие собой блоки длительного воздымания, характеризуются минерализацией сиалического профиля, последнюю стимулировал подъем газо-гидротермальных растворов, вызывавших метаморфическую гранитизацию, а на поздневарисском

этапе происходило плавление кислой коры и внедрение батолитов с редкометалльным и полиметаллическим оруденением.

В общей схеме тектоники и металлогении Центральной Европы Молданубская зона представляла собой первичный прогиб, а затем главное первичное поднятие, продолжение которого к юго-западу было, по-видимому, "стерто" наложением альпийских сооружений с их сложной системой надвигов и шарьяжей.

На севере к Молданубской зоне примыкает Саксо-Тюрингская, имеющая черты сходства и в то же время отличия от Молданубской. В блоках, сложенных метаморфическими кислыми комплексами, проявлена гранитизация с образованием гнейсовых куполов. На позднем этапе развития внедрились гранитные интрузивы (карбон, пермь), сопровождаемые разнообразной олово-вольфрамовой и полиметаллической минерализацией. Наиболее ярко эти оловоносные граниты проявили себя в блоке Рудных Гор, который является типовым для данной зоны и отделен от Барандового прогиба крупным сбросом.

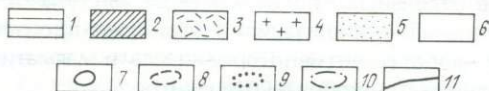
К Рудным Горам непосредственно с северо-запада примыкает Тюрингский блок, характеризующийся проявлением гранитного магматизма. На северо-западном продолжении этого блока располагаются срединные массивы (блоки), сложенные древними толщами: Пихтовые и Гранулитовые горы, Тюрингские сланцевые горы. Возможно, что к этой же зоне принадлежат Центральный Французский массив.

Саксо-Туринская зона включает наряду с высокометаморфизованными древними породами (гранулиты, гранитогнейсы в куполах) также маломощные мелководные осадочные породы венда, нижнего и среднего кембрия. После перерыва здесь несогласно отлагались толщи ордовика, начинающиеся мощными песчаниками. Развитие осадочного комплекса продолжалось в раннем и среднем девоне, когда происходило накопление терригенных отложений — пород аспидной формации в ассоциации с диабазами. Герцинский геосинклинальный комплекс представлен осадками в отдельных прогибах между выступами древнего основания. Окончательная стабилизация в этой зоне произошла в позднем карбоне, когда наиболее активно проявилась и магматическая деятельность с образованием разнообразных гранитоидов.

Саксо-Тюрингская зона продолжается далеко к западу в северную половину Армориканского и Центрального Французского массивов и предположительно на п-ве Корнуолл (Великобритания). Важно отметить большую роль в этой зоне гранитного магматизма, а в особенности кислых обогащенных летучими (фтор) поздних лейкократовых гранитов. Повсеместно граниты этого типа сопровождаются олово-вольфрамовой минерализацией кварцевой формации, а на флангах — проявлениями полиметаллов флюоритовой, баритовой и сидеритовой минерализации. Таким образом, Саксо-Тюрингскую зону Западной Европы можно считать специфически олово-вольфрамоносной.

## Рудные горы

Массив Рудных гор сложен серыми и красными гнейсами, метаморфическими сланцами — филлитами, дислоцированными в пологие купола. Предполагается, что серые гнейсы возникли за счет метаморфизма осадочных пород (парагнейсы), в то время как красные гнейсы представляют собой метаморфизованные граниты. Среди них устанавливаются и слабо метаморфизованные породы. Возраст гнейсового комплекса одни исследователи определяют как раннепалеозойский, другие



**Рис. 37. Схема размещения месторождений Рудных Гор [31]:**

1 — древние кристаллические породы; 2 — отложения палеозоя; 3 — кислые вулканы верхнего палеозоя; 4 — граниты; 5 — молодые вулканы теплицкого комплекса; 6 — осадки платформенного чехла; 7–10 — месторождения: 7 — оловяно-вольфрамовые, 8 — полиметаллические, 9 — пятизлементной формации, 10 — барит-флюоритовые; 11 — разломы. Гранитные массивы (номера на схеме): 1 — Карловарский, 2 — Горни Блатна, 3 — Кирхбергер, 4 — Бергер, 5 — Фляель, 6 — Циновец, 7 — Крупка, 8 — Шеллерхауэр, 9 — Нижне-Бобрицкий, 10 — Долна, 11 — Дечин, 12 — Флекс, 13 — Мейснкейснер, 14 — Лаузитский. Основные структуры (буквы на схеме): А — Средние гранулитовые горы, Б — Рудногорский бассейн, В — Рудные горы, Г — Ауповские горы, Д — Чешское Среднегорье

исследователи наиболее древние члены этой серии "ядра" куполов относят к докембрийскому комплексу Молданубикума.

Консолидация этой зоны произошла в рифее. На метаморфитах залегают маломощные платформенные осадки венда и кембрия байкальского комплекса, выше несогласно располагается геосинклинальный комплекс (О—Д), представленный аспидной формацией с диабазами, мощностью не более 2 км. Он выполняет прогибы между выступами основания. Геосинклинальный цикл завершился в судетскую фазу герцинского тектогенеза.

Сравнительно полого дислоцированные метаморфические толщи рассечены крупными разломами, которые обусловили блоковое внутреннее строение Рудногорского массива и предопределили внедрение многоэтапной серии позднепалеозойских рудоносных гранитов (рис. 37). Вдоль разломов локализуются выступы куполовидных поднятий кровли обширного гранитного батолита, в основной его части, не вскрытой эрозией, а местами к разломам приурочены эффузивные порфиры, сопровождаемые гранитами поздней фазы внедрения (см. рис. 37).

Среди разнообразных месторождений выделяются две возрастные группы: первая группа каменноугольного и пермского возраста отвечает поздневарисскому циклу (270—230 млн. лет), вторая группа — юра, мел — саксонскому циклу (180—100 млн. лет). Устанавливается еще более молодая палеоген-неогеновая группа месторождений (возраст 50 млн. лет). Интересно, что одновременные образования, разорванные интервалом в 100 млн. лет и более, иногда встречаются в одних и тех же рудных полях и даже в одних и тех же жильных трещинах.

Далее последовательно будут охарактеризованы оловянные и вольфрамовые варисские месторождения, тесно связанные с гранитами, и длительно развивавшиеся полиметаллические месторождения, удаленные от гранитов.

### Месторождения олова и вольфрама Рудных гор

Месторождения олова и вольфрама тесно связаны с гранитными массивами и представлены преимущественно грейзенами и кварцевыми жилами в эндоконтактах гранитных интрузивов или непосредственно вблизи них. Здесь встречаются сравнительно редкие оловоносные пегматиты, пространственно связанные с грейзенами и кварцевыми жилами. Редкий тип представляют оловоносные скарны среди карбонатных пород в зоне экзоконтакта гранитных массивов. К последним относится месторождение Шварценберг в контактовом ореоле массива Кирхдорф, представленное пластовыми залежами пироксен-гранатовых скарнов с наложенными магнетитовой и касситерито-сульфидной минерализацией.

Но главный тип месторождений, типичный для Рудных гор, представляют кварцевые жилы и грейзены. В целом эта провинция является

типоморфной в отношении развития касситерито-кварцевой формации в ее чистом виде.

На месторождении Альтенберг сочетаются кварцевые жилы и грейзены. Оно разрабатывалось еще с раннего средневековья. Месторождение приурочено к меридиональной тектонической зоне, вдоль которой локализована полоса кислых пермских эффузивов, кварцевых порфиров.

Повторные движения вдоль этой ослабленной меридиональной зоны привели к внедрению многофазного гранитного массива. К более ранней фазе относится порфиоровидный гранит (возраст 310 млн. лет). В северной части этого массива отмечается прорывающий его более молодой "внутренний гранит" (возраст 280 млн. лет) с характерной зоной закалки на контакте. В этом более молодом гранитном массиве и локализована олово-вольфрамовая минерализация.

Намечается определенная вертикальная зональность морфологии и состава рудных тел: в верхней части в апикальном выступе массива гранита широко были развиты кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом, которые разрабатывались из многочисленных подземных выработок. Ниже по падению на смену кварцевым жилам появляются грейзены.

Еще в прошлом веке произошел грандиозный обвал. В настоящее время под этим провалом пройдена штольня, в которую спускается раздробленная руда, поступающая затем на обогатительную фабрику. В штольне отмечается два типа грейзенов: темные сливные с железистой слюдой и светлые мусковито-топазовые. Можно предположить, что последние связаны с воздействием более глубоко залегающего еще более молодого гранитного тела. Возможно выступом тела является плащеобразная залежь топазо-кварцевых пород, сложенная гигантскими кристаллами шестоватого топаза — пикнита и кварца (штокшайдеры). В грейзенах Альтенберга касситерит чаще не устанавливается макроскопически: он образует очень тонко рассеянную вкрапленность. Встречаются также вольфрамит и некоторые сульфиды — арсенопирит, станнин, халькопирит и т. д. Пример Альтенбергского массива служит неоспоримым доказательством многофазности рудоносных интрузивов, формировавшихся длительно с повторными инъекциями во внутренней части уже консолидированных гранитных тел, и позволяет судить о телескопированном характере гранитных интрузий.

Прорывание гранитами эффузивных кварцевых порфиров указывает на небольшую глубину формирования интрузивных тел. С этим согласуются и текстурные особенности гранитов — развитие гигантопорфировых структур.

К югу от Альтенберга располагается месторождение Циннвальд (на чешской стороне оно называется Циновец). Месторождение приурочено к куполовидному выступу гранитного интрузива и представлено в верхней части пологими кварцевыми жилами, а ниже по падению —

грейзенами. Кварцевые жилы образуют пологие залежи, параллельные контакту гранитного купола и приуроченные к трещинам интрузии. В западной части массива, там, где контакт крутой и подчинен крутопадающему разлому, жилы имеют крутое падение. Мощность их достигает 1 м. Кварцевые жилы имеют симметричное строение с оторочками крупно-кристаллического циннвальдита у зальбандов. Граниты в контакте с жилами грейзенизированы. Касситерит и вольфрамит встречаются чаще в циннвальдитовых оторочках. На глубине развиты грейзеновые тела.

С помощью проведенного структурного бурения установлено изменение гранитов. В них неоднократно наблюдается чередование средне- и крупнозернистых разновидностей, причем с глубиной возраст гранитов оказывается все более молодым. Так, на горизонте 62 м он равен 310 млн. лет, на горизонте 612 м — 300 млн. лет, на горизонте 1183 м — 268 млн. лет. Возраст циннвальдита —  $251 \pm 25$  млн. лет. Подобное омоложение возраста с глубиной, отмеченное и на Альтенберге, может служить доказательством повторных инъекций гранита. Не исключена возможность, что это изменение возраста — следствие наложения гидротермальных процессов.

#### *Полиметаллические месторождения Рудных гор*

К классу плутоногенных (связанных с гранитами) Г. Шнейдерхен относит многочисленные полиметаллические и серебряные месторождения Рудных гор (Аннаберг, Мариенберг). Отмечая связь этих низко- и среднетемпературных месторождений с высокотемпературными оловянными, Г. Шнейдерхен относит их к одной варисской эпохе плутоногенного магматизма. Как отмечалось ранее, в последние годы возникли представления о длительном формировании этой рудной серии, продолжавшейся до мезозоя и, возможно, до палеоген — неогенового времени.

Полиметаллические месторождения Рудных гор являются сложными и заключают разновременные минеральные ассоциации, которые еще древние разработчики выделяли в качестве рудных формаций. Наиболее развита полиметаллическая минерализация во Фрейбергском округе, расположенном к северу от рудного узла Альтенберг — Циннвальд, на продолжении того же меридионального разлома. Полиметаллические месторождения разрабатывались в основном на серебро и в других рудных участках — месторождения Аннаберг, Мариенберг, Иогангеоргенштадт, Яхимов и др. Таким образом, эта поздняя, сравнительно низко-температурная минерализация проявлена в Рудных горах довольно широко, причем, главным образом, в удалении от гранитных массивов. Наиболее изучено и вскрыто на большую глубину Фрейбергское рудное поле.

Фрейбергское рудное поле локализовано в куполе серых гнейсов

и представлено серией многочисленных жил, приуроченных к зоне близ-меридионального (северо-северо-восточного) направления. На сочленении с близширотными трещинами наблюдается ответвление рудоносных тел в этом же направлении. Здесь выделяется несколько ассоциаций, именуемых там формациями: ранняя Фрейбергская, благородная, кварцевая, высокотемпературная с касситеритом, пиритом, железистым сфалеритом, подчиненным количеством халькопирита и пирротина и поздними выделениями блеклой руды, замещаемой поздними сульфo-антимонитами — стефанитом, полибазитом, а затем аргентитом и самородным серебром. Эта формация в ее ранней стадии отвечает касситеритo-сульфидной по классификации оловорудных месторождений, принятой в СССР.

Более поздняя — Фрейбергская, колчеданистая (колчеданно-обманковая), в которой участвуют арсенопирит, пирротин, частично замещенный пиритом, кварц или сидерит, очень богатый железом сфалерит, сопровождаемый станнином, а также более поздней ассоциацией: кварц, пирит, сфалерит, халькопирит, преобладающий в рудах галенит, богатый висмутом и серебром в виде сульфовисмутитов серебра, и блеклая руда

Еще более поздними являются руды Фрейбергской благородной анкеритовой формации, которые иногда встречаются в тех же жилах, что и предыдущие минеральные ассоциации, слагая в них обособленные полосы. В этих жилах присутствуют пирит, кварц, флюорит, содержащий серебро и олово, "стекловатый" сфалерит, сидерит и другие карбонаты, а также богатый серебром галенит, блеклая руда и сульфoантимониты серебра. Иногда в жилах отмечаются минералы урана, а также минерализации сульфoгерманат серебра — аргиродит. Присутствие урановой минерализации сближает эту ассоциацию с собственно урановыми месторождениями типа Яхимова.

Месторождение Яхимов, представленное жилами, сложенными плотным кварцем с небольшими количествами доломита и флюорита, содержит урановую смоляную руду, образующую прожилки, гнезда и желваки. Руда добывается для извлечения радиевых солей, а затем — урана. Г.Шнейдерхен считает месторождения этого типа более глубинными, чем богатые серебром описанные ранее жилы Фрейберга. По восстановлению ураноносные жилы переходят местами в серебряные, как это установлено в месторождении Шнееберг Рудных гор.

Промежуточное положение между глубинными оловорудными жилами и верхними свинцово-цинковыми занимает сходная ассоциация смоляной обманки (уранинита) и кобальто-никелевых арсенидов. В последние годы минеральную ассоциацию арсенидов, никеля, кобальта, висмута и серебра называют пятиэлементной формацией, а в Рудных горах — висмута-кобальто-никелевой (Bi—Co—Ni).

Богатые серебром месторождения со сложным комплексом серебряных сульфосолей широко развиты не только в Рудных горах, но и к юго-западу от них в горах Шварцвальда и Вогез.

К западу от Рудных гор в Саксо-Тюрингской зоне также распространены оловянно-вольфрамовые месторождения в Вогезах, Центрально-Французском массиве, Бретани, Армориканском массиве (Франция), а далее к западу — уже на территории Великобритании в знаменитом рудном районе Корнуолла. На континенте преобладают месторождения кварцевой формации, связанные с гранитами. С ними ассоциируют полиметаллические месторождения, располагающиеся в удалении от гранитов. Последние распространены в кристаллических толщах Молданубикума, где они сопровождаются урановыми проявлениями, особенно в районах Севенн, где намечается южная редкометалльная зона, симметричная по отношению к северной Саксоно-Тюрингской.

### Центральный Французский массив

Наиболее изучен Центральный Французский массив, второй по величине после Чешского. Он сложен метаморфическими толщами Молданубикума, образующими древнее Авернское ядро, занимающее север и центр массива. Метаморфический комплекс возник за счет пелитов, метаморфизованных в гнейсы и анатектиты. Здесь проявлены амфиболиты, образованные за счет вулканитов. В целом комплекс сложен кислыми древними породами, что оказало влияние на металлогенические особенности более поздних рудных проявлений. В Центральном массиве развиты разновозрастные граниты, в том числе докембрийские гранитогнейсы и преобладающие варисские граниты. Вдоль близмеридионального разлома вытянут пояс пермских вулканитов, пересекающий массив в его средней части. Центральный массив окружен мезозойскими (юрскими и меловыми) отложениями Парижского бассейна.

В пределах Центрального массива известна разнообразная минерализация, в том числе пегматиты с редкометалльным оруденением, возможно связанные с докембрийскими гранитами. Широко распространены касситерито-кварцевые и вольфрамо-кварцевые жилы, грейзены, ураноносные жилы, полиметаллические месторождения, а также более поздние флюоритовые жилы. В распределении месторождений относительно гранитов наблюдается определенная температурная зональность — смена олово-вольфрамовых проявлений с удалением от гранитов полиметаллическими.

В последнее время установлено, что некоторые жилы или разломы, их контролирующие, прослеживаются из древнего массива в окружающие юрские отложения платформенного чехла.

Самостоятельные рудные районы устанавливаются в южных Севеннах и горах Монтань-Нуар, сложенных метаморфическими сланцами кембро-ордовикского возраста, представленных кислыми вулканитами кембрия, а в верхах — песчано-сланцевой флишоидной толщей. Терригенные осадки характерны и для последующих девонских и карбоновых отложений. Таким образом, выдерживается в основном сиалический

профиль разреза, что отражается и в особенностях металлогении района — проявления олово-вольфрамовых, урановых и полиметаллических месторождений.

Оловорудные проявления с вольфрамом, связанные с гранитами, — грейзены и кварцевые жилы известны также в Армориканском массиве, сложенном пестроцветными и терригенными отложениями ордовика, рифогенными девона и заключающими рудопоявления кварцевой формации. Подобные рудопоявления известны и в Бретани.

### Корнуолл

Район Корнуолл расположен в юго-западной части п-ва Корнуолла. Он приурочен к границе каледонид и герцинид и ограничен на юге глубинным разломом с девонскими ультрабазитами формации Лизард. Здесь пролегает синклиорий, сложенный на крыльях девонскими, а в осевой части каменноугольными (кульм) песчано-глинистыми отложениями; с юга и с севера синклиорий ограничен широтными разломами. К южному разлому примыкает лизардский девонский комплекс с серпентинитами и зеленокаменными породами (рис. 38).

Палеозойские толщи смяты в серию антиклиналей и синклиналей, которые секутся под острым углом разломом, контролирующим положение гранитных куполов на пересечении антиклиналей. Граниты сопро-

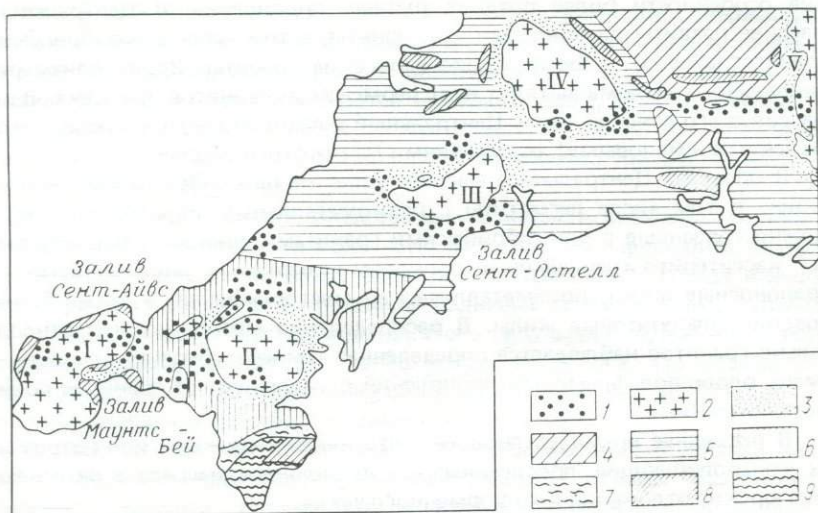


Рис. 38. Схема геологического строения Корнуолла [31]:

1 — оловорудные поля; 2 — граниты; 3 — роговики; отложения: 4 — нижнекаменноугольные, 5 — девонские, 6 — кембрийские; 7 — кристаллические сланцы; 8 — зеленокаменные породы; 9 — серпентиниты. Гранитоидные массивы: I — Ленлс Энд, II — Карн Менелис, III — Сент Остел, IV — Бодмин Мур, V — Дартмур

вождаются дайками порфиоров, после которых возникли оловорудные месторождения, представленные многочисленными турмалино-касситерито-сульфидными и хлорит-касситерито-сульфидными жилами, в основном уже отработанными.

Общеизвестна классическая зональность Корнуолла — смена с удалением от гранитов и по восставанию высокотемпературных оловянных руд олово-вольфрамо-медными и полиметаллическими. Как утверждает К. Хоскинг, минерализация была многоэтапной. Некоторые месторождения (Лендс Энд, Гивор) продолжают разрабатывать на глубине, в частности и под дном моря.

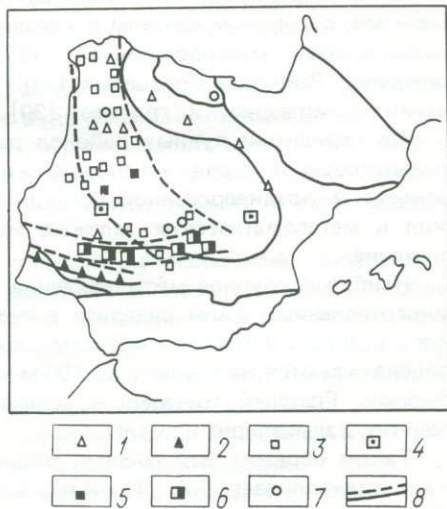
Центральная оловоносная зона Корнуолла с сопутствующими олову металлами с обеих сторон симметрично окаймляется зонами с низкотемпературной полиметаллической, сурьмяной и сидеритовой минерализацией.

Завершая описание металлогении Саксо-Тюрингской зоны, следует подчеркнуть ее сиалический профиль, обусловленный кислым составом гранитов — выплавок глубинного очага анатектической магмы, расположенной в кислой сиалической коре. Интенсивная объемная и локальная гранитизация происходила под воздействием глубинных флюидов в блоках воздымания, вызывавших неоднократное плавление коры с последующим обособлением кислых, насыщенных летучими расплавами, внедрявшимися в верхние горизонты коры.

Проявление гранитного магматизма в блоках поднятий и в гранито-гнейсовых куполах подтверждает гипотезу о диапировой природе гранито-гнейсовых купольных структур и гранитов. На поздних этапах повсеместно проявлены кислые вулканы и сопряженные с ними вулкано-интрузивные субсеквентные комплексы. Процесс минерализации в связи с этими магматическими образованиями растянулся на десятки и сотни миллионов лет.

Рис. 39. Схема размещения главных месторождений Иберийской провинции [31]:

Месторождения рудных формаций: 1 — железорудной, 2 — марганцевой и серно-медноколчеданной, 3 — кварц-касситерит-вольфрамовой, 4 — золоторудной, 5 — урановой, 6 — кварц-галенит-сфалеритовой, 7 — телетермальной галенит-сфалеритовой и ртутной; 8 — границы главных рудных поясов



Герцины Европы продолжаются на Пиренейском полуострове, где слагают широкий веерообразный антиклинорий северо-западного направления, в области Иберид, отделенной от Французского плато Альпийским сооружением Пиринеев (рис. 39).

### Реногерцинская зона

Реногерцинскую зону А.Г. Твалчрелидзе называет сланцевой звгосинклиналью. Нижнюю часть разреза глубиной до 10 километров слагают сланцы кембрийского возраста. Новый тип геосинклинального развития начался в среднем девоне с образованием разломов в период общего погружения области. С основными вулканическими толщами — девонскими диабазами, туфами связаны железорудные осадочные месторождения, представленные пластовыми залежами, сложенные гематитом и магнетитом. Рудоносная толща перекрывается среднедевонскими известняками. Она состоит из серии пластовых рудных тел. Месторождения этого типа хорошо изучены в бухтах Лан и Диль, где они были отложены в прибрежной зоне девонского морского залива. По имени этих бухт и получили название формации Лан и Диль. Такого типа месторождения проявлены в Западных Судетах, Гарце, а также в зоне каледонид Великобритании.

В Реногерцинской зоне известны также колчеданные полиметаллические месторождения Мегген и Рамельсберг, представленные пластовыми рудными телами в толще палеозойских сланцев. В составе руд участвуют колломорфный пирит, сфалерит, галенит, барит. Предполагается, что руды имеют осадочное происхождение.

В Реногерцинской зоне отмечаются проявления синорогенного магматизма, с которым связаны формации жильных золоторудных и полиметаллических месторождений. Г. Шнейдерхен предполагает, что месторождения Рейнских Сланцевых Гор генетически связаны с необнаженными телами варисских гранитов [39].

По периферии рудных районов развиты баритовые, флюоритовые, кальцитовые и кварц-сульфидные жилы, которые Г.А. Твалчрелидзе относит к позднеорогенной стадии. Интересно развитие сидеритовых жил и метасоматических залежей, имеющих большое промышленное значение.

Наиболее крупное месторождение Зигерланд, где эксплуатируются многочисленные жилы сидерита в песчаниках и сланцах нижнедевонского возраста и местами метасоматические штокообразные тела. Жилы прослеживаются на глубину до 100 м и нарушены многочисленными разрывами. Главный минерал — марганцовистый сидерит. Встречаются гематит, халькопирит и пирит.

Таким образом, для средней стадии развития Реногерцинской зоны, как устанавливает Г.А. Твалчрелидзе [31], характерно образование месторождений свинца и цинка, а также меди, железа и золота.

В древних толщах территории проявлены и другие полиметаллические месторождения в основном кварц-сульфидного состава, в частности, около Фейбурга установлена серия жил большого промышленного значения (Южный Гарц). Крупное полиметаллическое месторождение Гарц — Грунт.

К мезо-эпитермальному типу относятся кварц-сидеритовые жилы с полиметаллическим оруденением (рейнский тип); к мезотермальному шварцвальдскому типу Г. Шнейдерхен [39] относит флюорит-баритогаленитовые жилы. Особый тип представляют собой сидеритовые жилы, широко проявленные на месторождении Зигерланд (ФРГ). Они образуют серии и зоны в нижнедевонских терригенно-карбонатных слоях. Жильные свиты протягиваются на много километров в длину и шириной в 100 м. Отдельные жилы имеют различные простирания. Большею частью это линзы, располагающиеся ступенчато по простиранию и падению. Главный минерал (70—90 % жильного выполнения) — марганцовистый сидерит. В небольшом количестве присутствуют халькопирит, пирит, кварц.

Для Средней Европы характерны также стратиформные рудные месторождения, образованные в мульдах и залегающие согласно с вмещающими их осадочными породами. К этому типу относятся медистые песчаники Мансфельда. В Мансфельде известны и давно разрабатываются медистые сланцы. Вмещающие породы представлены триасовыми песчаниками, аркозами и глинистыми сланцами. В кровле сланцев залегает пласт серых известняков. Здесь различают несколько рудных пластов. Собственно медистые сланцы содержат около 55 % кварца, 25—30 % кальцита и доломита, 10 % сульфидов и 10 % "битумов" (антрацитоподобного углерода).

Сульфиды тонко вкраплены или образуют полоски длиной в несколько миллиметров и мощностью до 0,1 мм, а также округлые конкреции. Руды содержат борнит, сфалерит, низкотемпературный халькозин, реже пирит, галенит, блеклую руду и самородное серебро.

В прошлом медистые сланцы разрабатывались и в других районах, между Рейнскими Сланцевыми Горами и Тюрингским лесом. В настоящее время установлены крупные месторождения в Кур-Гессе с запасами меди более 1 млн. т.

Г. Шнейдерхен [39] считает, что богатые медью зоны приурочены к побочным частным депрессиям синклиналей Красного лежня, к областям мощных известняков цехштейна, и особенно к участкам изменения их мощности, что объясняется локализацией металла в ложбинах и бухтах главного бассейна. В глубоких зонах этих ложбин преобладают медные руды, а в более мелких краевых частях — цинковые. Зональность подобного типа проявлена и по вертикали. В образовании руд играли роль бактерии, способствующие выделению сероводорода.

Крупное месторождение в цехштейновых породах известно также в мульде Заячек (ПНР). Рудовмещающим является медистый мергель,

переслаивающийся с известняками. Рудовмещающие породы богаты битумами. Оруденелая свита содержит мельчайшие скопления пирита, которые Г. Шнейдерхен считает оруденелыми бактериями. Мощность рудоносной толщи достигает 3 м, содержание меди 1–2 %, серебра 4 кг/т. Стратиформный характер имеют полиметаллические месторождения в карбонатных триасовых породах района Горни Сляск (ПНР). Руды залегают в нижней части слоев ракушечного известняка. Причем они образуют залежи суммарной мощностью от 1 до 12 м. Руды представлены галенитом, сфалеритом, вюрцитом, пиритом и марказитом. Как считает Г. Шнейдерхен, они имеют коллоидное происхождение. Генезис руд спорен. Одни авторы полагают, что руды осадочные, сингенетические, другие — относят их к гидротермальным.

В Европе широко проявлены осадочные железистые руды в угленосных формациях, а также молодые юрские оолитовые руды озерного (болотного) типа, которые долгое время служили сырьем для металлургии. Железо концентрируется в виде глинистых известняков и сферосидеритовых выделений. Такие месторождения широко распространены в северо-западной ФРГ. Концентрации руд приурочены к очертаниям берега неокомского моря и возрастают к середине морского залива. Руды содержат 30–33 % железа.

#### ГЛАВА 24. АЛЬПИЙСКАЯ СИСТЕМА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Средиземноморский подвижный пояс исследован намного лучше, чем другие территории. Общие проблемы тектоники Средиземноморского пояса изучали многие классики геологической науки — Г. Штилле, Л. Кобер, С. Бубнов, В.Е. Хаин, Е.Е. Милановский и др.

На примере Альпийского пояса разрабатывалась теория шарьяжей, рассматривалась проблема происхождения офиолитов и общие закономерности размещения полезных ископаемых, в частности, Г. Шнейдерхен рассматривал вопрос о регенерации рудного вещества. Обобщение металлогенических данных проведено международной Карпато-Балканской ассоциацией, в которой важную роль играли и советские геологи. Систематический сбор материала позволил сделать обобщения по металлогении этого звена и всего Средиземноморского пояса. Особенно ценный и детальный материал изложен в монографии Г.А. Твалчредидзе [31]. Автор использует его данные, собственные наблюдения и литературный материал, характеризуя Средиземноморье схематично, в объеме, необходимом для сравнительной региональной металлогении.

Г. Штилле отмечал, что Средиземноморский пояс возник в результате общего раздробления в альгонкскую "революцию". По В.Е. Хаину и Е.Е. Милановскому, заложение пояса произошло в рифее (1700 — 800 млн. лет тому назад), при образовании субширотных разломов и

прогибов вдоль них были обособлены докембрийские платформы Евразии или Лавразии (?) на севере и Гондваны на юге, последняя затем (в триасе, юре) была, в свою очередь, расчленена на платформы: Африкано-Аравийскую, Индостанскую, Австралийскую и Южно-Американскую. Г. Штилле предполагал одновременное возникновение систем разломов, определивших последующее положение прогибов в зоне Тетиса и разделяющих их срединных массивов.

Средиземноморский пояс развивался полициклически и по-разному в его отдельных звеньях. В.Е. Хаин и Е.Е. Милановский подчеркивают важную роль байкальской складчатости, спаявшей снова воедино разобщенные части Пангеи. На значительной части пояса в это время устанавливается платформенный режим. Г.А. Твалчрелидзе [31] считает, что значительный след в металлогении оставила герцинская складчатость, которая проявилась по всему поясу и распространялась далеко в периферические зоны активизированных древних платформ (Средняя Европа). Особенно большое значение сыграла альпийская складчатость, завершившая геосинклинальный режим развития, отмеченная многократным проявлением вулканизма и общим воздыманием огромных горных сооружений, сопровождавшихся значительными надвигами (Альпы). С этого времени лишь в остаточных бассейнах (Черное море, Средиземное море и др.) сохранился геосинклинальный режим.

Г.А. Твалчрелидзе выделяет в Средиземноморском поясе области: 1) Западно-Средиземноморскую, 2) Восточно-Средиземноморскую (Альпы – Карпаты – Балканскую), 3) Крымско-Кавказскую, 4) Иранско-Афганскую, 5) Высоких Гималаев, 6) Бирмо-Индонезийскую\*.

Отмеченные области (сегменты) пояса разделены поперечными разломами.

В осевой части пояса располагается цепочка срединных массивов, позволяющих выделять обрамляющие их прогибы или "стволы", по Г.А. Твалчрелидзе, северные и южные, подчеркивающие изначальное образование пар параллельных систем разломов, ограничивающих северный и южный суперматерики от байкальских срединных массивов осевой зоны пояса.

В развивавшемся полициклически Средиземноморском поясе запечатлены разновозрастные проявления металлогении, особенно варисские и альпийские. Г.А. Твалчрелидзе в каждом цикле выделяет закономерно сменяющие друг друга стадии развития: раннюю, среднюю и позднюю, которые характеризуются комплексами магматических и рудных образований, как это предполагается по схеме Ю.А. Билибина. Кроме того, отмечается важная роль неоднократной активизации, особенно на альпийском этапе (сенон-эоценовая и олигоцен-миоценовая).

Особенность Средиземноморского пояса, обусловленного заложением его по глубинным разломам, — развитие гигантских поясов меловых

\* Последнюю автор относит уже к Тихоокеанскому поясу.

и третичных (а может быть и варисских ?) ультрабазитов в северном и южном стволах, сопровождающихся комплексами хромитовых, титано-железных и других руд. Характерно также проявление месторождений, ассоциирующих с третичными вулканами (золото, медь, свинец, цинк) и удаленных от магматических пород полиметаллических и сидеритовых месторождений в карбонатных толщах. Металлогения сиалического профиля, связанного с кислым плутонизмом, проявлена слабо, главным образом в срединных массивах с мощной кислой сиалической корой, а для собственно альпийских сооружений с их чешуйчатыми надвигами и апобазитовым вулканизмом нехарактерна.

Далее мы кратко охарактеризуем металлогению различных сегментов Средиземного морского пояса. Герцинская металлогения "рамы" пояса, проявившаяся в зонах регенерации древних платформ, была описана ранее.

### Западно-Средиземноморский сектор

Этот сектор, по Г.А. Твалчрелидзе, охватывает две субпровинции — Пиренейскую и Атласско-Андалузскую.

#### *Пиренейская субпровинция*

Пиренейскую складчатую область Г.А. Твалчрелидзе выделяет в качестве особой субпровинции. Он отмечает симметричность этой структуры с герцинидами в ядре и мезозойскими зонами и палеогеновыми краевыми прогибами по периферии. Пиренеи, испытавшие погружение в раннем триасе, претерпели длительное развитие с проявлением нескольких фаз складчатости. Главные из них ларамийская и олигоценовая, сопровождающаяся общим поднятием. Осевая зона Пиренеев сложена герцинидами, заключающими блоки кристаллических сланцев, гнейсов и магматитов докембрия, а также неметаморфизованные палеозойские осадки от девонских до среднекаменноугольных, граувакковые сланцы, известняки и песчаники. Зона Пиренеев в общем не богата рудными полезными ископаемыми, поэтому характеризуется Г.А. Твалчрелидзе схематично. В осевой палеозойской зоне отмечаются железорудные месторождения, ураносные медистые песчаники, месторождения герцинского этапа. В этой зоне, а также в обрамляющих ее альпийских геосинклинальных сооружениях встречается сходный комплекс месторождений, но здесь проявляются телетермальные свинцово-цинковые месторождения, а в краевых прогибах — медистые песчаники. Наиболее крупные железорудные месторождения находятся в восточной части Южных французских Пиренеев, в районе Россельен. Они представлены сидеритовыми залежами и жилами в кристаллических сланцах и флишевой толще ордовика (мощность пластов достигает 50 м), а также эксгальционно-осадочными девонскими гематитовыми залежами (типа

Лан и Диль ?). Наличие примесей рудных элементов в вулканогенно-осадочных отложениях раннего этапа развития эвгеосинклиналей может указывать на источник рудного вещества метаморфогенных месторождений.

### *Атласско-Андалузская субпровинция*

#### **Южный ствол Альпид**

Эту субпровинцию, охватывающую Северную Африку, юг Пиренейского полуострова, также Сицилию и Калабрию, Г.А. Твалчрелидзе [31] характеризует как сложно построенную складчатую систему, несогласно наложенную на более древнее гетерогенное складчатое основание.

Согласно Г. Шилле, на западе Северной Африки располагалась герцинская геосинклиналь, образованная за счет ее широтная складчатая зона присоединилась к Африканской древней платформе. На севере она, видимо, соединилась с Южно-Иберийской — Бетских Кордильер.

Согласно В.Е. Хаину, в осевых зонах антиклинориев вскрывается байкальский и добайкальский фундамент, представленный внизу разреза основными и ультраосновными породами офиолитового типа (древний океанической коры), а выше — глубоко метаморфизованными гнейсами и магматитами. Породы метаморфизованы в альмандин-амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациях, с переходами при диафорезе в амфиболитовую фацию. Добайкальский комплекс перекрыт верхнедокембрийской порфировой формацией мощностью до 2 км, превращенной при метаморфизме в очковые гнейсы.

Этот комплекс несогласно перекрывается ордовикскими кварцитами, выше которых залегает ордовикско-силурийская сланцево-граувакковая формация с кремнями, известняками, проявлена также спилито-кератофировая формация мощностью более 3 км.

В орогенную стадию в каменноугольный период произошло внедрение крупных массивов гранитоидов, сопровождающихся в Иберийском блоке разнообразной минерализацией. Наиболее развиты оловянные и вольфрамовые месторождения пегматитовой, грейзеновой и кварцевой формаций, связанные с кислыми гранитами. Они концентрируются в широкой полосе, образующей "выпуклую" к западу дугу протяжением 800 км, причем в Испании преобладают месторождения олова, а в Португалии — вольфрама (см. рис. 39).

Большое значение имеют урановые месторождения, залегающие среди древних пород, иногда на контактах с гранитами. В олово-вольфрамовой полосе встречаются золото-кварцевые жилы. Золото, а также радиоактивные минералы наряду с сульфидами и редкими сульфосолями входят в состав кварцево-вольфрамит-касситеритовых жил, например, в крупнейшем в Европе вольфрамовом месторождении Панашкей-

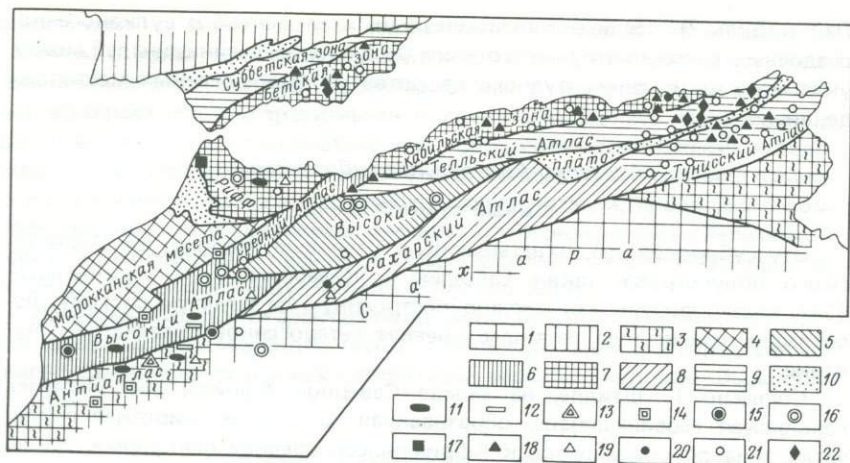


Рис. 40. Металлогенетическая схема Атласско-Андалузской провинции [31]

Платформы: 1 — древние; 2 — эпипалеозойские; 3 — активизированные Массивы; 4 — обнаженные; 5 — перекрытые осадочным чехлом. Геосинклинали: 6 — палеозойские; 7 — в альпийской зоне. 8 — парагеосинклинали; 9 — флишевые геосинклинали; 10 — краевые и межгорные прогибы. Месторождения герцинских рудных формаций: 11 — железорудной; 12 — марганцевой; 13 — кобальт-никелевой; 14 — молибден-вольфрамовой; 15 — медистых песчаников; 16 — свинцово-цинковой в карбонатных породах; 17 — антимонитовой. Месторождения альпийских рудных формаций: 18 — железорудной; 19 — марганцевой; 20 — колчеданной; 21 — полиметаллической; 22 — ртутной, сурьмяной и золоторудной

ра, залегающем в альгонской толще граувакк и кварцитов, прорванной мусковитовыми гранитами.

Альпийская геосинклиналь охватила как юг Пиренейского полуострова, так и север Африки, где она ограничивалась герцинскими сооружениями Среднего Атласа, Высокого Атласа и Антиатласа.

В последнем наибольшее значение имеют крупные кадьто-никелевые месторождения, а также многочисленные вулканогенно-осадочные месторождения железа последокембрийского (триасового ?) и мелпалеогенового возраста и марганца (Высокий Атлас, Антиатлас) (рис. 40). Известны также вольфрамо-молибденовое месторождение в зоне контакта герцинских гранитов с известняками, сурьмяные месторождения полиметаллических руд, медистые песчаники.

Широко развиты на севере Африки — в Марокко, Алжире, Тунисе полиметаллические месторождения в карбонатных толщах. Месторождения Марокко [5] трудно расчлнить по генезису и возрасту. Среди них имеются и явно молодые в меловых карбонатных толщах, а для некоторых предполагается герцинский возраст.

В Алжире полиметаллические месторождения имеют широкое распространение и включают большие запасы металлов. Месторождения представлены как жилами, так и широко развитыми стратиформными залежами. Последние преобладают в Тунисе, где до 40 % месторождений приурочены к карбонатным породам верхнего мела [5]. Приуроченность оруденения к определенным возрастным и литологическим комплексам пород приводится многими геологами как доказательство первично-осадочного отложения металлов и последующей их перегруппировки. Другие исследователи источником металлов считают альпийские магматические породы [5].

В Алжире давно известны и разрабатывались в прошлом месторождения сурьмы и ртути. В настоящее время открыты и новые. Особенность металлогении альпийской зоны Африки — проявления железорудных месторождений (сидерита) в карбонатных толщах.

Северная ветвь альпид, отделенная от южной Средиземным морем, пролегает на юге Пиренейского полуострова в Бетских Кордильерах, где протягивается эвгеосинклинальная зона с крупными медно-колчеданными залежами (Рио-Тинто и др. в широтном поясе Хуэльвы). В широтной зоне расположено и крупное ртутное месторождение Альмаден. Г.А. Твалчрелидзе считает его герцинским.

На крайнем юге полуострова располагается пояс телетермальных альпийских свинцово-цинковых месторождений среди известняков — Южноиспанский полиметаллический пояс А.Е. Петрашека [5].

Восточное продолжение этой ветви мы находим в Калабрии, на севере Италии, где оно сливается с внутренней зоной Альп.

#### Восточное продолжение Южного Альпийского ствола

##### *Рудные районы Сардинии*

Рудные районы Сардинии принадлежат к эвгеосинклинали, сложенной нижнепалеозойскими толщами, прорванными герцинскими гранитами орогенной стадии развития. В кембрийских известняках, сланцах залегают месторождения района Монтепони. В карбонатных породах они представлены метасоматическими рудными телами. Г.А. Твалчрелидзе параллелизует их с типом Каратау, а в металлогеническом отношении сопоставляет с районами Реногерцинской области Средней Европы.

Другой тип — жильный — представляют месторождения района Монтевеккьо северной половины острова [5], залегающие среди ордовикских песчано-сланцевых толщ. Оруденение связано с гранитами орогенной стадии развития герцинид. Г.А. Твалчрелидзе их сопоставляет с проявлениями Саксо-Тюрингской зоны Средней Европы.

Альпийская металлогения проявлена на Апеннинском полуострове в крупных ртутных месторождениях Монте-Амьята в Тоскате, представленных вкрапленностью и метасоматическими телами в известко-

во-глинистых толщах и туфах сармата, а также в оловянном месторождении Кампилья Маритима, относимом к касситерито-сульфидной формации.

Зона Апеннинского полуострова и соседних островов, как "шпора", далеко вдается к югу от Альп и после дугообразного изгиба продолжается в герцинидах осевой зоны Альп и в мезозоидах их южного крыла.

#### Северный ствол Альпид

К северному стволу Альпид относятся, как отмечалось, Пиренеи, Апеннины, Карпаты и Балканы (рис. 41). Особое место в этом ряду занимают описанные ранее Пиренеи, ограничивающие рудные провинции Центральной Европы от Иберийского блока.

Альпийско-Карпатская металлогеническая область включает складчатые сооружения Апеннин, Альп, Карпат, Балкан и Динарид. При слож-

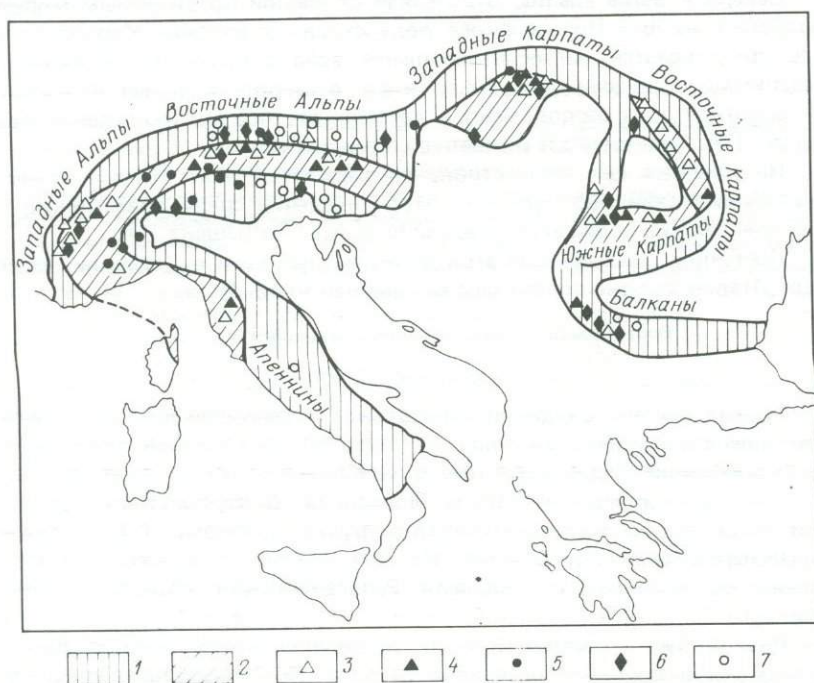


Рис. 41. Схема размещения месторождений Альпийско-Карпатско-Балканской провинции [31]:

1 — внешняя миогеосинклинальная зона; 2 — внутренняя эвгеосинклинальная зона; месторождения рудных формаций: 3 — колчеданной; 4 — железо-марганцевой; 5 — ураноносной; 6 — золоторудной и полиметаллической; 7 — свинцово-цинковой в карбонатных породах

ном ее строении отдельные звенья этой области, по данным Г.А. Твалчрелидзе, объединяют внешние фестоны краевых прогибов, обрамляющих альпийские горные цепи с севера. Альпийские складчатые сооружения осложнены чешуйчатыми надвигами и шарьяжами. Г.А. Твалчрелидзе в этой сложной системе складчатых сооружений, из которых каждое можно было бы рассматривать как самостоятельную провинцию, выделяет две зоны: внешнюю — миогеосинклиальную (Апеннины, Альпы, Северные и Восточные Карпаты и Северные Балканы) и внутреннюю — эвгеосинклиальную (Динариды, Болгарское Среднегорье). Последние продолжаютя и восточнее — в Таврской системе эвгеосинклиналей. Эти две зоны разделены срединными массивами — Родопским и Сербо-Македонским. Альпийские сооружения главного северного Альпийского ствола имеют симметричное строение. В осевых частях главных хребтов — Альп, Карпат вскрываются метаморфизованные толщи, возможно, герцинского и докембрийского возраста, а по периферии — зоны миогеосинклинали с широким развитием мезозойских поздне триасовых карбонатных пород. Соответственно различны эти зоны и в металлогеническом отношении. Для срединных осевых частей характерны руды железо-марганцевые, колчеданные с медью, золоторудные. Многие из них имеют варисский возраст, но вместе с тем, вероятно, встречаются докембрийские и альпийские.

Проявление определенного комплекса металлов — железа, марганца, золота, возможно, обусловлено заимствованием их из вулканогенно-осадочных пород. Примеры повышенного содержания металлов в вулканических и кремнистых нижнепалеозойских толщах приводятся для Восточных Альп (Австрия). Не исключена возможность повторной регенерации рудных проявлений в процессе неоднократного метаморфизма.

Периферические зоны, протягивающиеся на крыльях антиклинорного сооружения Альп и Карпат, характеризуются развитием карбонатных и карбонатно-терригенных пород, что, видимо, и оказывает влияние на металлогенические особенности краевых поясов, включая заимствование металлов из первично-осадочных отложений. Вдоль них протягиваются рудные зоны, полиметаллические, часто с золотом. В осевой части сооружений и во внешней зоне развиты хромитовые месторождения, связанные с ультрабазитами.

Рудный альпийский пояс на сочленении Альп с Западными Карпатами и Динаридами разветвляется: северная внешняя его зона обрисовывает "крутую дугу" Карпат и Балкан, изгибаясь, очевидно, вокруг жестких срединных массивов и впадин.

Южная зона поворачивает в юго-восточном направлении вдоль побережья Адриатического моря, следует вдоль системы Динарид, а далее к востоку от берегов Греции огибает с юга Македонский и Родопский массивы. Продолжение ее уходит к востоку — в Крым и Большой Кавказ.

Общие закономерности распределения месторождений Внешней зоны показаны на примере Альп, где отчетливо вырисовывается зональность металлогении: срединная зона, сложенная метаморфическими комплексами герцинского эвгеосинклинального комплекса, включает герцинские и альпийские медно-колчеданные, железо-марганцевые и золотые месторождения, а периферические (миогеосинклинальные), сложенные на юге карбонатными и флишевыми толщами, включают стратиформные полиметаллические месторождения, главным образом в карбонатных породах.

## ГЛАВА 25. АЛЬПИЙСКО-КАРПАТСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

### Альпы

Г.А. Твалчрелидзе в сложной системе альпийских складчатых сооружений, из которых каждое можно было бы рассматривать как самостоятельную провинцию, выделяет две зоны: внешнюю, преимущественно миогеосинклинальную (Апеннины, Альпы, Западные и Восточные Карпаты и Северные Балканы) и внутреннюю — эвгеосинклинальную (Динариды, Болгарское Среднегорье, Македоно-Родопский массив). Эта ветвь продолжается восточнее в Таврской эвгеосинклинали Турции. Северный и южный стволы разделены срединными массивами — Родопским и Сербо-Македонским.

Общие закономерности распределения месторождений внешней зоны показаны на схеме (см. рис. 42), где вырисовывается зональность металлогении Альп: срединная зона сложена метаморфическими комплексами герцинского эвгеосинклинального комплекса и офиолитами глубинных разломов, включает хромитовые, медно-колчеданные, железо-марганцевые и золотые месторождения. Периферические (миогеосинклинальные) с карбонатными, а на севере также флишевыми толщами зоны включают полиметаллические месторождения. Среди них известны и крупные — Блейберг, руды прослеживаются до глубины 1000 м, а также Райбл и многие другие, расположенные в поясах протяженностью в сотни километров, сложенных карбонатными толщами. Они залегают, преимущественно в доломитах среднего, реже верхнего триаса и представлены как секущими, так и пластовыми телами.

Месторождение Блейберг, как описывает Г.А. Твалчрелидзе, имеет пластовый характер, рудные тела расположены в триасовых доломитах под пропластками сланцев.

Месторождение Райбл с его галенито-сфалеритовыми рудами залегает также в доломитах триаса и представлено рудными столбами и залежами, контролируемые трещинами. Особенность руд — разнообразие окраски сфалерита — от серой, желтой, розовой до коричневой и

черной, присутствуют также вюртцит. Руды имеют ритмично-полосчатую текстуру в извилистых зонах и кокардовых образованиях, вероятно образованных из коллоидных растворов.

В этих "биметальных" зонах повторяется та же закономерная приуроченность полиметаллических телетермальных месторождений к полюсам развития карбонатных толщ.

Полиметаллические месторождения в карбонатных породах развиты и на северном склоне Альп. Если периферические полиметаллические зоны характеризуются однотипной свинцово-цинковой минерализацией в карбонатных породах, то в метаморфических комплексах осевой части Альпийских сооружений, представляющей активизированную в мезозое герцинскую эвгеосинклинальную зону, минерализация более разнообразна, хотя масштабы месторождений не столь велики. Здесь встречаются в метаморфических комплексах железо-медные, марганцовые, золотые, урановые, редкометалльные, сурьмяно-ртутные и другие рудопроявления. В блоках карбонатных пород — полиметаллические, сидеритовые метасоматические тела, вдоль глубинных разломов, контролирующих базит-гипербазитовые мезозойские интрузивы, — месторождения хрома, железа, титана, а в связи с вулканитами — колчеданные месторождения. Эту осевую зону Альпид характеризует повторное проявление основного магматизма в зонах глубинных разломов и региональный метаморфизм, возможно сопровождавшийся перегруппировкой рудного вещества. Представляет металлогенический интерес установление в вулканитах и доломитах раннепалеозойского возраста Восточных Альп, рассеянной вкрапленности шеелита, подчиненной слоям осадочных и вулканогенных пород. Прослойки с вкрапленностью шеелита деформированы вместе с вмещающими их породами.

На сравнительно небольшом интервале (расстояние около 60 км) обнаружены два района таких вольфрамосных пород: Фельберталь и Клайнарльталь.

В районе Фельберталь минерализация установлена на протяжении более 2500 м при вертикальном размахе 1400 м. Она связана с подводным вулканизмом. Толща шеелитосных пород мощностью 300 м включает нижнюю часть вулканогенно-осадочной серии раннего палеозоя. Шеелит, как предполагают, был отложен в изолированном бассейне.

В районе установлены два больших поля металлоносных пород — Восточное и Западное. В Западном поле в шеелите вольфрам частично замещен молибденом. В небольшом количестве установлены пирротин, халькопирит, молибденит, берилл, висмутин, самородный висмут, серебро и золото. Местами шеелит перекристаллизован в виде порфиробластов в результате проявления альпийской орогении. В восточном поле оруденение связано с тонкозернистыми кварцитами и метакремнистыми слоями.

В месторождении Клайнарльталь шеелит рассеян в горизонте мощностью несколько метров в нижней восточноальпийской кварц-филли-

товой серии. Он не содержит молибдена, связан с карбонатными породами, а также встречается в тонких кварцитовых полосках и черных сланцах, преобладает в массивных слоистых доломитах.

А. Маухер устанавливал ранее ассоциацию шеелита с антимонитом и киноварью, выделяя особую  $W - Sb - Hg$  формацию стратиформных месторождений, связанных с подводным вулканизмом, отмечая их принадлежность к раннему палеозою, особенно к силуру. Новые данные, полученные по описанным районам, подтверждают его идеи и дают вместе материал для предположения о заимствовании металлов из осадочно-вулканогенных толщ и перегруппировке их в процессе тектогенеза и метаморфизма. Возможно, что эти явления происходили и при образовании метаморфогенных месторождений в древних толщах осевой части альпийских горных сооружений, претерпевших неоднократный метаморфизм.

Месторождения орогенного этапа, связанные с гранитами, нетипичны, что, по-видимому, обусловлено влиянием шарьяжей, препятствующих восходящему движению кислых магм водных потоков и самому проявлению процессов анатексиса и палингенеза.

Параллельные пояса вдоль глубинных разломов образуют хромитовые месторождения. Наиболее ярко выражены из них два: один из них отмечается в Центральных Динаридах и продолжается в средней части Анатолийского массива, другой располагается западнее на контакте мезозойских и третичных сооружений. Хромитовые месторождения юга Балканского полуострова и Анатолии заключают огромные запасы хромитовых руд. К внешней третичной зоне, примыкающей к Адриатическому морю, приурочены мелкие полиметаллические месторождения.

Особенность металлогении северной (внешней) системы Альпийско-Карпатских сооружений, как и южного "ствола", — зональное строение. Складчатые дуги этой системы образуют фестоны, выпуклые к северу. Они имеют симметричное строение с кристаллической осевой частью, сложной метаморфическими палеозойскими и более древними толщами, миогеосинклинальными мезозойскими отложениями, мелководными известняками, а также флишевыми толщами и грубообломочными осадками на крыльях структур. Для краевых южных структур типично проявление вулканитов.

Таким образом, альпийские структуры, имеющие гетерогенное строение, заключают разновозрастные комплексы, характеризующиеся многократной активизацией. Соответственно разнообразна и их металлогения. В древних толщах, слагающих антиклинорные ядра структур или срединные массивы, встречаются месторождения золота, меди, железа, сидеритовые жилы. Альпийская металлогеническая эпоха отмечена развитием золото-медных полиметаллических и сурьмяных месторождений.

## Карпатская дуга

В Карпатах, как и в других звеньях Альпийско-Карпатской системы, отмечается смена структурных зон — от краевых прогибов на севере к зоне флиша, полосе известняковых утесов, древним кристаллическим массивам осевой части Альпид и ядер антиклиналей (рис. 42).

В металлогеническом отношении проявлена не симметричная, как в Альпах, а односторонняя зональность. Блоки древних кристаллических пород палеозойских и допалеозойских, вскрывающиеся в осевой части, характеризуются многометалльной минерализацией Карпат. Таков западный Братиславский блок, где развиты доальпийские месторождения меди, золота, сурьмы, олова предположительно герцинского комплекса; то же характерно для Спишско-Гемерского блока, где проявлен еще более разнообразный комплекс месторождений — железа, ртути, иногда вольфрама, а в связи с ультрабазитами — хрома и никеля. Если

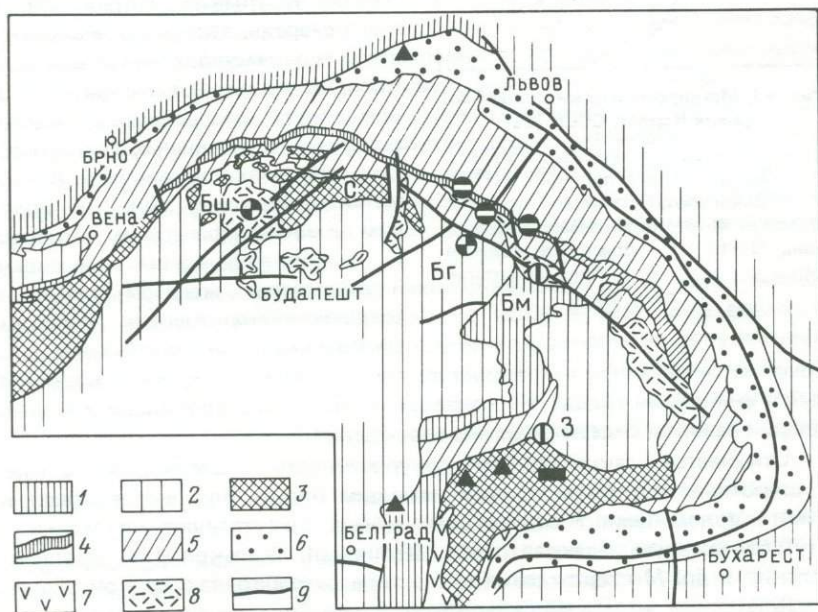


Рис. 42. Минерализация Закарпатья

1 — обнаженное основание платформ и срединных массивов; 2 — то же, покрытое чехлом; 3 — метаморфические комплексы палеозоя (Te, Mn, Au, Cu и др.); 4 — зона клипенов; 5 — флиш (J — P); 6 — отложения Предкарпатского прогиба (N); 7 — основные вулканиты N<sub>2</sub> (Bi—Te); 8 — базальт-риолитовые комплексы с полиметаллической минерализацией, ртутоносные зоны, 9 — разломы. Месторождения (по Э. Лазаренко): БШ — Баньска Штявница, полиметаллы, Бг — Берегово, полиметаллы, БМ — Бая Маре, З — Златна, золото

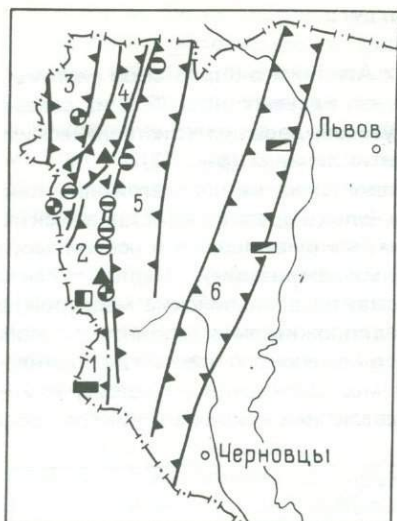


Рис. 43. Металлогенические зоны Восточных Карпат, СССР [8]:

- 1 — Раховского массива, Pz (Fe);  
 2 — Закарпатского прогиба, N (Pb);  
 3 — Вышгород-Гутинская подзона, N (Hg);  
 4 — Чопско-Байя-Марская зона, N (Pb);  
 5 — Драговкая подзона N (Hg, As, Sb);  
 6 — Предкарпатская зона (S)

и оспаривать возраст месторождений, который датируется условно, то разнообразие металлов, проявленных в древних кристаллических толщах, является бесспорным. То же можно отметить для Раховского и Мармарошского (?), а восточнее — для Фундул-Молдовойского массива (рис. 43). Для всех них неизменно прослеживается проявление меди, очевидно связанное с эвгеосинклинальными доальпийскими комплексами.

Наиболее обширный — Спишко-Гермерский блок Западных Карпат в Низких Татрах. Он, в свою очередь, заключает несколько структурно-металлогенических зон, которые позволяют выявить закономерности распределения месторождений в различных геологических условиях, установить в них металлогенические зоны. К древним метаморфическим толщам и кристаллическим сланцам и приурочены железомарганцевые осадочно-вулканогенные метаморфизованные месторождения на

крыльях антиклинорных структур, где развиты мезозойские карбонатные и флишевые толщи. На контакте с карбонатными породами и вдоль трещин развиты сидеритовые месторождения.

Отмечается закономерная приуроченность сидеритовых залежей к широтным разломам, ограничивающим блоки, сложенные известняками и доломитами. В сидеритовых линзах присутствуют и сульфиды — ртутьсодержащая блеклая руда (Рудняны), халькопирит, сфалерит, галенит и др. Месторождения этого типа разрабатываются комплексно с извлечением железа из сидерита, ртути из блеклых руд, а также меди и других металлов. Практическое значение месторождений в отношении цветных и редких металлов невелико.

Другие блоки герцинид — Западный Братиславский и Восточный, Фундул-Молдовойский, Раховский — также характеризуются пестрой и неоднородной минерализацией (свинец, медь).

Более однородна металлогения молодых вулканических поясов — раннеэоценовых, протягивающихся вдоль разломов.

В неогеновое время проявился комплекс месторождений, связанных с вулканитами, которые широко развиты вдоль расколов во внутренней зоне Карпат. В пограничной области Закарпатья широко развиты андезиты, дациты, липариты и их жерловые фации, которые нередко служили источником рудоносных растворов. С комплексом вулканитов связаны мелкие месторождения свинца и цинка, золота, возможны проявления сурьмы и ртути.

Продольный вулканический пояс Восточных Карпат, местами совмещенный на территории СССР с тектонической зоной известняковых утесов, отмечен проявлением ртутных, теллуру-висмутовых низкотемпературных месторождений. Он особенно ярко проявлен в продольном поясе неогеновых вулканитов, начинающемся к северо-западу от Ужгорода и протягивающемся до района Бая-Маре (СРР). Эта зона отмечена эпitherмальными ртутными, висмутовыми месторождениями, а также пластовыми железорудными телами. Она проходит вдоль тектонической зоны известняковых утесов.

Более молодой рудоносный вулканический комплекс приурочен в основном к Закарпатьяю — к разломам, обрамляющим Венгерскую и Трансильванскую впадины. Эти вулканиты локализованы на пересечении разломов и сопровождаются золото-полиметаллическими месторождениями. Западное поле вулканитов — Банска-Штьявница наложено на древние герцинские структуры и палеозойские граниты и контролируется субмеридиональным разломом. На южном продолжении разлома и поля вулканитов расположен ртутно-полиметаллический район севернее Будапешта (ВНР).

Далее к востоку расположен меридиональный пояс, параллельный долине р. Черная, протягивающейся из ЧССР в ВНР. Еще восточнее находятся вулканические поля Береговское и Баямарское, приуроченные к одному разлому, обрамляющему с севера обширную впадину. На юго-западной окраине Паннонской впадины находится район проявления золотоносных вулканитов Металица — так называемый золотой четырехугольник СРВ с многометалльной минерализацией.

Все эти районы, хотя и отдалены друг от друга, характеризуются сходной минерализацией — проявлением золото-полиметаллических жил в пропилитизированных вулканитах. Золото и серебро содержится во всех сульфидах. Наиболее изучены вулканическое рудоносное поле Банска-Штьявница в Западных Карпатах (ЧССР). Здесь отмечается несколько месторождений: Банска-Штьявница, Банска-Быстрица, Кремница и др.

В районе Банска-Штьявница известно множество жил длиной до 1,5 км, мощностью до 1–2 м, протягивающихся на глубину более 500 м. Жилы многостадийные, имеют полосчатую текстуру с чередованием различных минеральных ассоциаций: кварцево-сульфидной, сульфидной и кремнисто-гематитовой. Сульфиды-галенит, сфалерит содержат золото и серебро.

Различные минеральные ассоциации разделены дроблением и в рудах, наряду с параллельно-полосчатыми, развиты и кокардовые текстуры.

Представляет интерес Кремницкий рудный район в вулканическом поле Карпат, расположенный рядом с районом Банска-Штьявница. Здесь проявлены золоторудные жилы в вулканогенных породах, сопровождаемые интенсивным гидротермальным изменением вулканитов. Жилы тесно ассоциируют с дайками риолитов. Золото встречается с кварцем, адуляром, арсенопиритом, аргентитом, сфалеритом, пиритом. Наиболее поздние жилы, кроме золотых и серебряных руд, содержат антимонит и киноварь и являются переходными к формации сурьмяно-ртутных месторождений.

Паннонская впадина выполнена плиоцен-четвертичными континентальными соленосными толщами, а по периферии вскрываются выступы фундамента — кристаллические сланцы, протерозойские и палеозойские метаморфические толщи, огибаемые во внутренней части дугообразной зоны палеогеновыми отложениями и наложенными поясами вулканитов до неогенового возраста. Наиболее интересные рудопроявления расположены в районе Апусинийских гор. Этот район включает разнообразное месторождения, некоторые из них разрабатывались еще римлянами. Оруденение встречается в пределах площади, занятой мезозойскими офиолитами, ларамийскими изверженными породами и неогеновыми вулканитами. По возрасту месторождения разнообразны — от юрско-меловых до ларамийских и неогеновых среди покровов вулканитов. В геологическом отношении район Апусинийских гор делится на две части: северную и южную. В северной части вскрываются породы добайкальского метаморфического комплекса, байкальские метаморфические породы и герцинские метаморфические толщи. В южной части проявлены мезозойские офиолиты и рвущие их ларамийские интрузивы с многообразной минерализацией, а также третичные вулканиты — андезиты, базальты, сопровождаемые золоторудными, а также медно-молибденовыми месторождениями. Район Апусинийских гор в целом выделяется как "Золотой четырехугольник" СРР.

Породы в разновозрастных комплексах различны по составу. Среди мезозойских офиолитов встречаются магматические железо-титано-ванадиевые, никелевые и медно-порфировые месторождения в габброидах и базальтах, а также медно-пиритовые колчеданные (?) месторождения в базальтах. Здесь известны вулканогенно-осадочные месторождения марганца (Пинешти, Шаймуш). С ларамийскими гранитами и вулканитами связаны скарны с молибдено-висмутовой, борной, медно-висмуто-вольфрамовой минерализацией (Байфа-Бихор, Валео Сиаса). С риолитами связаны свинцово-цинковые месторождения (Борот-Корнифель). В метаморфических риолитах и конгломератах заключены медные и медно-молибденовые месторождения (Ренуша, Зимбру), в скарнах — медно-никель-кобальтовые тела (Аврамлансу). Встречаются в скарнах

железорудные месторождения (Байшоара), а также железо-медные (Мандра Вафей). С гранитами связаны молибденовые месторождения (Савиршин) и молибдено-полиметаллические (Цербе). Медно-пиритовые колчеданные залежи залегают в базальтах (Козонешти).

Самыми многочисленными являются неогеновые золоторудные месторождения [12]. Зона золотоносных вулканитов — андезитов, дацитов приурочена к разлому северо-западного направления и пересекает пояс мезозойских офиолитов. Развитые месторождения представлены как золото-серебряным типом (Карачи, Чинель, Вальфа, Букорезцы), так и золото-полиметаллическим (Барза), а также золото-мышьяково-медным (Луциом), золото-серебряно-теллурическим (Сэкэрымб, Байя де Арьеш и др.). Золоторудные месторождения приурочены к субвулканическим телам, прорывающим метаморфические толщи докембрия и мела. Среди них известны как метасоматические залежи, особенно типичны для карбонатных пород (Байя де Арьеш), так и жилы и зоны импреньяции. Руды в основном сложного состава и образованы в результате многостадийной минерализации. Первая стадия минерализации характеризуется специфически золотыми рудами с самородным золотом, серебристым золотом, сульфосолями и подчиненным количеством золотосодержащих сульфидов основных металлов. Представитель этого типа — Рошемантанья со сложной многометалльной минерализацией (пирит, арсенопирит, галенит, алабандин, тетраэдрит, полибазит, аргентит, золото, марказит) и кварц-карбонатных и родохрозитовых жилах.

Вторая металлогеническая стадия (серебристое золото, сульфиды основных металлов, медь и ртуть) проявлена в андезитах (Барза и др.). Собственно золото-серебряная минерализация встречается в некоторых участках вулканитов Барза и Корацей. Она включает: пирит, марказит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, реальгар, мышьяк и золото в кварцево-кальцито-баритово-гипсовых жилах. Теллуриды и сульфосоли встречаются спорадически. Кроме того, известны рудные тела золото-серебряно-теллуридного типа, а также проявления золоторудного арсенопирита, золотосодержащих сульфидов основных металлов (Брад).

Наряду с золоторудными месторождениями известны медно-порфировые, приуроченные к андезитовым вулcano-структурам (Дева Ромеа Колини). Заключительную стадию металлогенической активности представляет месторождение киновари (Изворуль, Рул, Аполуй Златно).

Проведенные термометрические определения позволяют отнести месторождения к типу эпи-мезотермальных, мезотермальных и гипотермальных. Месторождения были образованы на глубинах от 1000 до 2000 м от начальной поверхности вулканического рельефа. Глубина распространения минерализации до 1 км.

На динарском продолжении южного ствола альпийской складчатой зоны, протягивающемся в северо-западном направлении вдоль побережья Адриатического моря выделяются две зоны: Внутренних Динарид (у побережья моря) и Внешних Динарид (рис. 44). Наибольшее значение имеет вторая зона, где известны многочисленные хромитовые месторождения, связанные с ультрабазитами, простирающимися вдоль зон глубинных разломов. К глубинному разлому во Внутренней зоне приурочены месторождения ртути. Крупнейшее из них — Идрия — представлено рудными штоками, линзами, пластами в пермских и триасовых карбонатных породах. Рудник разрабатывается до глубины 400 м. Месторождение эксплуатируется уже около 500 лет. За этот срок добыто 200 000 т. ртути. По производству ртути СФРЮ, на территории которой расположено месторождение, занимает второе место в Европе.

Зона Внешних Динарид более широкая, чем внутренних. Она включает хромитовые руды, связанные с офиолитами, скарново-полиметал-

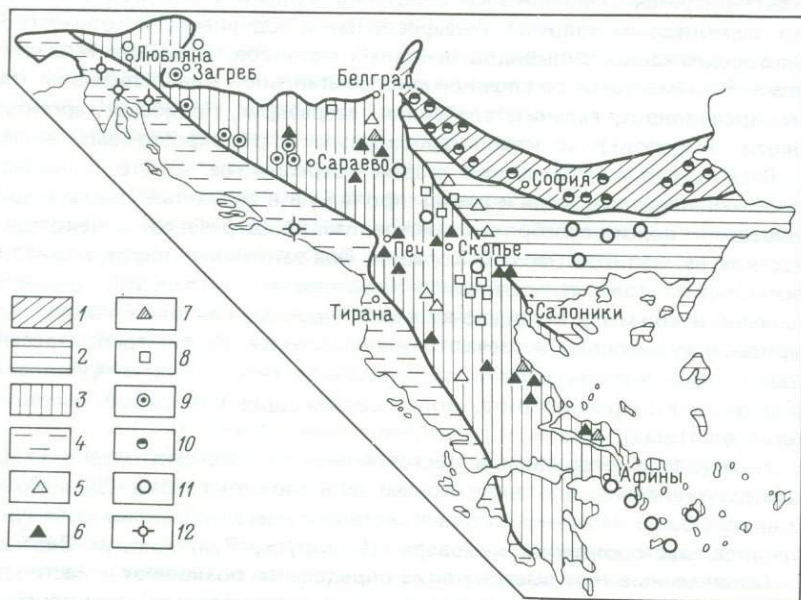


Рис. 44. Схема металлогении Динарид [31]

Металлогенетические зоны: 1 — Среднегорская, 2 — Родопско-Македонская, 3 — Внутренних Динарид, 4 — Внешних Динарид. Месторождения рудных формаций: 5 — железорудной и графитовой, 6 — хромитовой, 7 — железо-никель-кобальтовой, 8 — скарново-магнетитовой, 9 — редких, цветных и черных металлов, 10 — медной, 11 — свинцово-цинковой, 12 — ртутной

лические месторождения, проявления урана, редких и цветных металлов, а также медно-колчеданные и железо-марганцевые руды, связанные с триасовыми и верхнемеловыми субвулканическими телами. Наиболее крупное — железорудное месторождение Вареш (СФРЮ), расположенное в 40 км к северо-западу от Скопле, из которого в период эксплуатации 1890—1950 гг. добыто более 18 млн. труды. Руды представлены сидеритом и лимонитом. Сидеритовые руды содержат в небольшом количестве сульфиды — марказит, сфалерит, тетраэдрит, пирит.

Важное значение имеет колчеданная формация, связанная с триасовыми, юрскими и меловыми вулканитами. Типичный представитель — месторождение Боровица в СФРЮ, где на триасовых известняках залегают баритовая залежь с пиритом, мельковит-пиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом и халькопиритом. Сходное месторождение Брозкого известно в Черногорье. Широко развиты колчеданные месторождения Среднегорской зоны в НРБ, СФРЮ и СРВ.

В позднеорогенную стадию развития в связи с вулканитами формировались многочисленные месторождения золота, свинца и цинка, сурьмы, урана, ртути.

Карпатские и Динарские структуры огибают крупные срединные массивы: Родопский и расположенный на его восточном продолжении Македонский. Эта цепочка массивов, протягивающаяся в широтном направлении, разделяет ветви Средиземного пояса: Северную Причерноморскую и Южную Присредиземноморскую. Хорошо изучен за последние годы Родопский срединный массив, расположенный на территории НРБ, Греции, СФРЮ и частично Турции. Массив сложен древними метаморфическими сланцами, мраморами, гнейсами, а также палеозойскими и альпийскими гранитоидами. В период третичной активизации широкое развитие получили вулканиты, с которыми связана в основном рудоносность массива. В Родопском массиве широко развиты и альпийские полиметаллические месторождения, содержащие золото и серебро.

Динарская металлогеническая провинция развилась на месте эвгеосинклинальной зоны и включает обильную и разнообразную минерализацию преимущественно фемического профиля (рис. 45).

Система Динарид развивалась длительно, причем важную роль играл офиолитовый магматизм. Развитие этой системы, по Б. Чиричу, начинается с отложения пермских конгломератов, отмечающих начальное погружение зоны. В триасе происходили излияния основных лав порфиритов, сопровождающихся туфами, затем — накопление карбонатных толщ от триаса до лейаса. Верхняя юра — нижний мел отмечены образованием рифогенных известняков, которые перекрываются флишевыми и молассовыми толщами верхнего мела. В конце олигоцена во Внутренних Динаридах интенсивно проявился магматизм, образование поясов ультрабазитов (мел), вулканитов среднего состава (неоген).

Проводя более детальное районирование, Г.А. Твалчрелидзе выде-

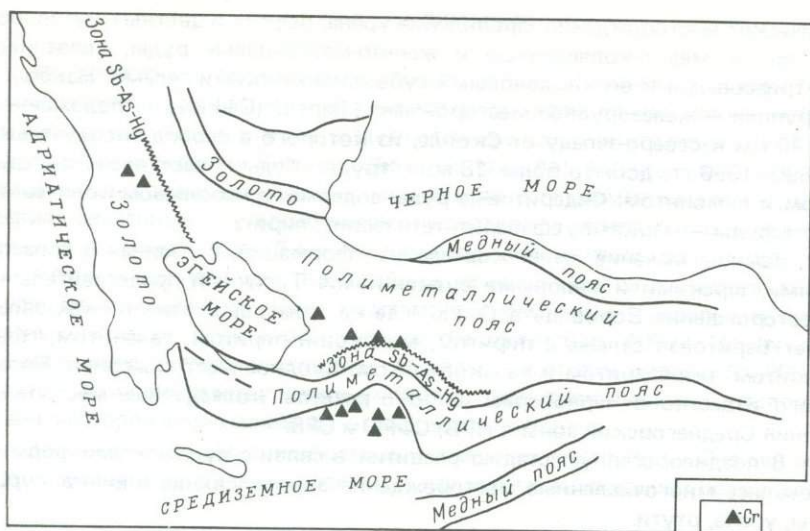


Рис. 45. Схема металлогении Динарид и Анатолид. По Малахову [12]

ляет подобласти: 1) Среднегорье; 2) Родопско-Македонский срединный массив; 3) Внутренние Динариды.

В этом сегменте проявлены разновозрастные месторождения — герцинские и преобладающие альпийские.

Герцинские месторождения характерны, главным образом, для срединных массивов, где из-под молодых отложений платформенного чехла вскрываются древние метаморфические комплексы. Так, в массивах Родопском и Македонском известны проявления графита, железа, медно- и серноколчеданных руд герцинской эпохи, хромитовые месторождения, связанные с ультрабазитами, железо-титановые — в габброидах, а также шеелитовые и магнетитовые — в скарнах.

Наибольшее распространение среди альпийских месторождений динарид имеют свинцово-цинковые, связанные с ларамийским неогеновым андезитовым вулканизмом. Оруденение приурочено к районам проявления активизации.

В СФРЮ известно месторождение Трепча, представленное скарново-полиметаллической трубчатой залежью, связанной с субвулканическим телом андезитодацитов. Рудное тело слагается геденбергитом и наложенными на скарны сульфидами.

Крупные рудные ресурсы заключены в рудном районе Капаоник, где свинец добывался еще древними римлянами. В районе известны около 100 рудопроявлений, ассоциирующих с вулканитами, метасо-



Рис. 46. Схема размещения месторождений в Таврской металлогенической провинции [13]

*Месторождения рудных формаций: 1 — шеелит-молибденитовой, 2 — полиметаллической и урановой, 3 — хромитовой, 4 — медно-серно-колчеданной, 5 — скарново-магнетитовой, 6 — свинцово-цинковой, 7 — сурьмяно-ртутно-реальгаровой. Металлогенические зоны: I — Понтийская, II — Центрально-Анатолийская, III — Измир-Анкарская, IV — Таврская*

матические залежи в известняках на контактах с андезитами, вкрапленность в известняках и вулканитах, жилы в лавах, туфах, кристаллических сланцах [5].

Многочисленные крупные полиметаллические месторождения получили развитие в Родопском массиве (НРБ) в процессе его активизации. Особенно интересны районы Маджарский и Маданский. В Маджарском районе на кристаллических породах залегают вулканогенно-осадочные олигоценые толщи, которые секутся дайками и штоками базальтов, монзонитов и сиенит-порфиров верхнего олигоцена. С последними ассоциируют рудные жилы кварц-карбонат-барито-сульфидного состава, содержащие галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и др. Характерно широкое развитие сульфосолей.

В другом более богатом Маданском районе прослеживаются шесть рудоконтролирующих меридиональных разломов, вмещающих кварцево-сульфидные жилы. Минерализация на глубину прослежена на сотни метров, на глубину бурением — до 1000 м. Характерная особенность руд — обилие сульфосолей — блеклых руд, разнообразных сульфоантимонитов свинца. Это отражает генетическую связь полиметаллического оруденения с сурьмяным, проявленным в антимонитовых жилах на периферии Родопского массива. Эти же минералогические особенности (как и значительное протяжение по вертикали) типичны и для других жильных третичных месторождений, пространственно ассоциирующих с неогеновыми вулканитами и образованных из растворов, поступавших из глубинных магматических очагов.

В обрамлении полиметаллического района Родопского массива среди вулканитов широко проявлены антимонитовые месторождения, видимо генетически связанные с тем же глубинным источником растворов, что и вулканиты и полиметаллические жилы, содержащие сурьму в форме сульфоантимонитов. Вдоль разломов локализуются мышьяковые месторождения с реальгаром.

Жильные третичные системы полиметаллических руд прослеживаются от НРБ к югу Греции и на острова Эгейского моря. На территории Греции в свите пологопадающих переслаивающихся известняков и слюдястых сланцев находится крупное поздне третичное полиметаллическое месторождение Лаврион. Рудные тела приурочены к кровле мраморизованных известняков.

Полиметаллический пояс прослеживается далее к востоку в широтном направлении и продолжается, образуя дугообразный изгиб, в Турции к югу от Эгейского моря. Южнее, параллельно ему, пролегает золото-медный пояс с минерализацией, а восточнее описанного пояса простираются Центральный полиметаллический пояс и симметричный относительно южного золотого пояса золото-медный (рис. 46). Последний продолжается по южному побережью Черного моря.

Полиметаллические месторождения локализуются в основном в срединных массивах, перекрытых карбонатным платформенным чехлом [31]. Золото-медные зоны приурочены к эвгеосинклиналям, месторождения хрома, сурьмы, мышьяка и ртути — к глубинным разломам. Эти пояса близширотного направления простираются к востоку от Динариды в область Анатолии.

## ГЛАВА 27. АНАТОЛИДЫ (ТУРЦИЯ)

Продолжение Карпатско-Динарской области к востоку прослеживается по северному и южному обрамлению Черного моря к Большому и Малому Кавказу. Северная ветвь следует через слабометаллоносный район Крыма до Большого Кавказа. Южная прослеживается на территории Турции, где выделяются четыре параллельные зоны: 1) Понтиды; 2) Анатолиды; 3) Тавриды; 4) Краевых складок. Рассмотрим три первые зоны, имеющие важное металлогенетическое значение (рис. 46).

Понтиды представляют собой эвгеосинклиналь, протягивающуюся вдоль побережья Черного моря и продолжающуюся в Аджаро-Триалетской медно-молибденовой зоне Малого Кавказа. Здесь известны проявления железа, марганца, медно-колчеданные месторождения, кварцево-сульфидные полиметаллические жилы. В крупном продольном линеаменте, отделяющем Понтиды от Анатолид, развиты хромитовые месторождения. Этот пояс, именуемый Северо-Анатолийско-Севанским, разделяется к востоку на три ветви.

В осевой части описываемой области располагаются срединные

массивы. Крупнейшие из них — Мендреский и Киршехирский, кроме того, имеются и более мелкие.

На границах массивов протягиваются пояса офиолитов с хромитосодержащими ультрабазитами, которые отмечают продолжение ветвей на территории Турции Динарской эвгеосинклинали.

Г.А. Твалчрелидзе объединяет Анатолийскую зону и Таврскую эвгеосинклинали в одну Таврскую металлогеническую провинцию, а протягивающуюся на севере эвгеосинклинали Понта выделяет особо, как особую Понтийско-Малокавказскую провинцию.

Система срединных массивов Анатолии возникла на месте активированной и раздробленной байкальской платформы. В фундаменте ее залегают очковые гнейсы, выше — тонкослоистые, перекрывающиеся осадочными девонскими и каменноугольными толщами. В Восточном Тавре развиты карбонатные толщи от девона до эоцена. Мощность палеозойских отложений достигает 4000 м. Этот комплекс прорван герцинскими гранитами, которые сопровождаются скарнами и другими рудопроявлениями. После значительного перерыва по разломам произошло образование вулканитов палеоген — неогенового возраста, сопровождаемых рудной минерализацией.

Южная зона Таврид является непосредственно продолжением Динарид и характеризуется эвгеосинклиналильным профилем. В мезозое появляются зеленокаменные породы — спилиты, сланцы с основными и ультраосновными породами, а начиная с верхнего мезозоя развивается терригенный флиш. В конце миоцена произошло складкообразование, поднятие и внедрение гранитов. В Таврской зоне и в Центральной Анатолии распространены шеелито-молибденовые месторождения на контакте гранитоидов с широко развитыми известняками, для некоторых из них предполагается герцинский возраст.

Значительную площадь в зоне Анатолид занимают срединные массивы байкальской консолидации. По границам между массивами протягиваются офиолитовые зоны, образующие несколько ветвей единого пояса близширотного направления.

Главная — юго-восточная ветвь, образуя дугу, идет по границе Таврской эвгеосинклинали с Аравийской платформой. Она на востоке продолжается в Ирано-Афганских офиолитовых поясах Загроса и Мекрана, представляя главный шов, отделяющий полосу срединных массивов Тетиса от Афро-Аравийской платформы. Отмечается большое число крупных массивов ультраосновных пород.

Офиолитовый комплекс развивался предположительно с триасового времени и испытал, видимо, в домаастрихтское время сложные перемещения с разделением на частные тектонические покровы и пластины меланжа из осадочных и магматических пород.

В целом этот Периаравийский офиолитовый шов представляет узкую, в первые десятки километров, зону чешуйчатого строения в зоне

разломов глубокого заложения, отделяющей Аравийский устойчивый блок от глобальной зоны Тетис. В этой зоне отмечается множество месторождений хромитов. Пиллоу-лавы офиолитовых серий заключают крупные метасоматические залежи колчеданных руд — Эргани-Маден в Турции, месторождений о. Кипр и Омана.

От главного южного "шва" отходят диагональные ультрабазитовые разломы, разделяющие отдельные массивы. Возраст ультрабазитов неясен. В Тавре ультрабазиты занимают различные стратиграфические уровни — от триаса и юры до верхнего мела, некоторые массивы считают палеозойскими и более древними. Высказываются предположения о том, что это выступы мантии.

Анатолийский массив сложен разнородными структурными элементами, начиная от кристаллических пород, в нижней части разреза которых лежат очковые гнейсы. Метаморфические комплексы перекрыты сланцами, конгломератами, песчаниками и известняками карбона и прорваны герцинскими гранитами. С гранитоидами связаны полиметаллические и урановые проявления Центрально-Анатолийских массивов.

С альпийской эпохой связано образование большей частью хромитовых месторождений Турции.

Характерные для этой области медно-серноколчеданные руды известны на Кипре и в верховьях рек Тигра и Евфрата. Медно-серноколчеданные месторождения Кипра приурочены к молодым вулканогенным породам и представлены вкрапленными рудами.

В северной части Турции известно около 70 вулканогенных рудных месторождений альпийского возраста. Среди них распространены формации скарно-магнетитового типа (на берегах Эгейского моря, в западной Анатолии) и довольно широко проявлены сурьмяно-ртутно-реальгаровые месторождения. Мало распространены герцинские полиметаллические месторождения. Более продуктивна альпийская эпоха, особенно богатая хромитовыми рудами.

В Турции известно более 500 рудопроявлений хромитов, в том числе много крупных. Крупнейший хромитоносный район Гулейман расположен в юго-восточной части Анатолии в истоках рек Тигра и Евфрата, где известны 18 месторождений. Одна только залежь этого района — Гелалли — дала более 1 млн. т хромита.

Месторождения представлены штоками, линзами и жилами хромита. Одни месторождения — собственно магматические, другие — гистеромагматические или связаны с наложением поздних процессов на древние серпентинизированные ультрабазиты.

Важное значение на Кипре и в верховьях рек Тигра и Евфрата имеют медно-серноколчеданные месторождения, связанные с меловыми (или миоценовыми?) вулканитами.

С эоценовыми гранитоидами ассоциируют скарновые железорудные, вольфрамо-молибденовые полиметаллические месторождения. Наиболее богатые свинцово-цинковые руды встречаются среди известняков, сла-

гающих чехол срединных массивов и вскрывающихся в ядрах антиклинориев. Широко распространены сурьмяно-ртутно-мышьяковые месторождения, приуроченные к разломам, их значение, впрочем, не велико.

В соответствии со схемой А. Малахова становится очевидной структурно-металлогеническая связь Динарид и Анатолид [14].

Устанавливается продолжение металлогенических зон — полиметаллических и золото-медных от Балканского полуострова в Анатолию. Северный пояс в позднемезозойской зоне Понта является, по его мнению, продолжением Среднегорского медно-золотого пояса НРБ; главный полиметаллический пояс Родопско-Македонский продолжается в зоне олигоценовой складчатости Северной Анатолии. Западный полиметаллический пояс Внутренних Динарид, по его мнению, продолжается в антиклинорном поднятии Западного и Восточного Тавра, где развиты мощные толщи карбонатных пород. Продолжается в Азии и западный золото-медный пояс, который протягивается вдоль мезозойской складчатой зоны параллельно побережью Адриатического и Средиземного морей.

Отмеченные зоны, как и контролирующие их тектонические элементы, дугообразно изгибаются, меняя юго-восточное направление на близ-широтное.

## ГЛАВА 28. ПРИЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Металлогения Кавказа детально изучена Г.А. Твалчрелидзе, В.И. Смирновым, И.Г. Магакьяном и др.

Несмотря на сравнительно небольшую площадь (не более 500 км сечения и 700 км протяжения), горные сооружения Кавказа весьма сложны и разнородны в тектоническом отношении. Здесь устанавливается множество структурно-фациальных зон и рудных поясов. Рудные пояса и зоны приурочены, с одной стороны, к структурно-фациальным зонам, характеризующимся определенными особенностями литологии и магматизма и, с другой, к крупным в основном продольным разломам, определяющим появление узких рудных поясов, протягивающихся на сотни километров при сечении 10—15 км и редко более (рис. 47).

Кавказская горная страна включает две главные тектонические единицы — горное сооружение Большого Кавказа, возникшее на месте длительно развивавшейся полициклической миогеосинклинали, и нагорье Малого Кавказа, заключающее серию структурно-фациальных металлогенических альпийских зон, составляющих сложную Малокавказскую эвгеосинклинали. На севере складчатые сооружения Большого Кавказа ограничиваются Скифской платформой и ее краевым прогибом; на юге Кавказ граничит со Срединным массивом Ирана и южной ветвью складчатых сооружений альпийской зоны Тетиса. По простира-

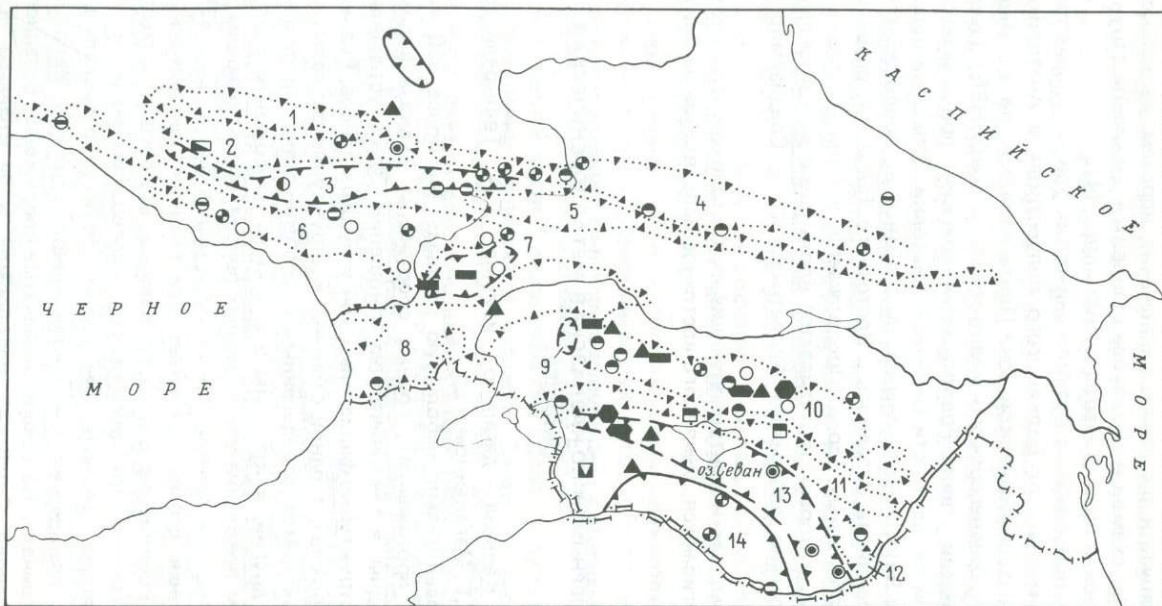


Рис. 47. Металлогенические зоны Большекавказской и Малокавказской провинций [8]. Условн. обозначения см. на рис. 1.

1 – Северо-Кавказской моноклинали, MZ (Pb, Zn, Cu); 2 – Передового хребта, PZ (Cu, Pb, Zn); 3 – Центральной части Главного Кавказского хребта, PZ–N (Mo, W, As); 4 – Восточной части Главного Кавказского хребта, MZ (Cu, Pb, Zn); 5 – Кахетинско-Белокавказская восточной части южного склона Большого Кавказского хребта, MZ (Cu, Zn, Pb); 6 – Абхазско-Рачинско-Осетинская западной части южного склона Большого Кавказа, MZ (Pb, Zn, Cu, As, Hg, Sb); 7 – Дзирульская (Дзирульского массива), PZ–P (Mo, Fe); 8 – Аджаро-Триалетская, P (Cu); 9 – Храмская (Храмского массива), PZ (Mo); 10 – Сомхето-Карабахская, MZ–P (Cu, Pb, Zn, Fe, Co, Al); 11 – Севано-Акеринская, P (Cr); 12 – Кафанская, MZ (Cu, Pb, Zn); 13 – Мисхано-Зангезурская, P–N (Cu, Pb, Zn); 14 – Еревано-Ордубадская, N (Pb, Zn, Hg)

нию Кавказское сооружение ограничено на западе впадиной Черного моря, на востоке — впадиной Каспийского моря. Структуры Кавказа и его металлогенические зоны, таким образом, уходят под воды морей, и вопрос о былом их продолжении к западу и востоку остается неясным.

Складчатая зона Большого Кавказа возникла на месте полициклической миогеосинклинали. В современной структуре она представляет собой мегаантиклинорий, осложненный на крыльях продольными структурно-формационными зонами второго порядка. Предполагают, что на месте Кавказа в нижнем палеозое и, может быть, в докембрии существовала геосинклиналь, распространявшаяся далеко к северу. С достоверностью установлены лишь нижнепалеозойские отложения и среди них в зоне крупного глубинного разлома, отграничивающего кавказские сооружения от Скифской платформы, — колчеданные месторождения эксгальационно-осадочного типа (Уруп, Худес и др.).

Мегаантиклинорий Большого Кавказа, по данным Э.Ш. Шихалибейли, состоит из многочисленных сложных структур, разграниченных протяженными глубинными разломами, которые служили путями для проникновения магмы и рудных растворов. Своеобразный тектонический шов представляет, по его мнению, складчато-глыбовая зона Передового хребта, отделяющая эпигерцинскую платформу от складчатой области Большого Кавказа. Э.Ш. Шихалибейли считает эту зону крайним глубинным разломом длительного развития. К ней приурочены вольфрамо-молибденовое оруденение Тырнауза, полиметаллические месторождения Садонского пояса — палеозойские в западной части зоны и киммерийские — в восточной. Наибольшее значение в отношении полиметаллического оруденения имеет восточный отрезок этого пояса, где в пределах очень узкой тектонической зоны Упальского антиклинория концентрируются многочисленные свинцово-цинковые месторождения — Садон, Згид и др. (см. рис. 48). Наиболее крупные месторождения залегают среди палеозойских гранитов и не распространяются в вышележающие юрские осадочные породы. В парагенетической связи с оруденением находятся экструзии кератофилов, представляющих корни широко проявленных в этой зоне эффузивов.

Особенность месторождений — многостадийность минерализации и сочетание разновременных минеральных ассоциаций в одной и той же неоднократно приоткрывающейся тектонической зоне. Так, на Садоне и на Згиде разные авторы рассчитывают от 5 до 13 стадий минерализации. Ранние стадии представлены скарноподобными ассоциациями, позднее формируется кварц-пирито-сфалеритово-галенитовая ассоциация, сходная по типу с колчеданно-обманковой минеральной ассоциацией фрейберга. Со временем большую роль начинают играть карбонаты.

Сложную в металлогеническом отношении область представляет собственно осевая зона мегаантиклинория Большого Кавказа. Здесь в толще метаморфических сланцев широко проявлены разновозрастные интрузивы, слагающие крупные батолитоподобные тела. Наиболее ран-

ние из них относятся к каледонскому тектоно-магматическому циклу. Они представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, широко распространенными плагиогранитами и биотитовыми гранитами. С этими гранитными массивами связаны пояса пегматитовых жил. Некоторые пегматиты оловоносны (Чегем, Билягидон).

Широко развиты варисские интрузивные массивы, представленные уже в основном калиевыми гранитами. С варисским тектоногенезом связана, как считает О.Ш. Надирашвили, значительная переработка ранних каледонских гранитов с их микроклинизацией и превращением в двуслюдяные граниты. Может быть, некоторые пегматиты, широко развитые среди метаморфических сланцев Большого Кавказа, на самом деле являются не каледонскими, а варисскими.

Вдоль главного разлома, протягивающегося в осевой части Кавказского хребта, представляющего крупнейший надвиг, по которому метаморфические древние комплексы ядра мегаантиклинория надвинуты на юрские флишевые отложения южного склона, проявилась и самая молодая палеоген — неогеновая минерализация, представленная месторождениями реальгара и аурипигмента, киновари, ферберито-антимонитовыми жилами и другими низкотемпературными образованиями, связанными с плиоценовыми малыми интрузиями дацитов, альбитофиров, трахитов и андезитов.

Южнее вдоль разлома, ограничивающего структуру Большого Кавказа от Закавказского срединного массива, пролегает эвгеосинклинальная шовная зона — Кахетино-Лечхумская. В этой зоне устанавливается барито-полиметаллическое и редкометалльное оруденение, связанное с гранитными интрузиями.

Южнее зоны мезозойд южного склона Кавказского хребта располагается Дзирульский древний массив. С перекрывающими его морскими третичными осадками связано оруденение Чиатурского марганцевого месторождения.

Следующая к югу Аджаро-Триалетская зона сложена палеоген — эоценовыми отложениями с широко развитыми вулканитами и представляет собой молодую шовную эвгеосинклиналь, наложенную на древнее, сиалическое основание на сочленении древнего массива со складчатыми сооружениями Малого Кавказа. В ее пределах известны колчеданные эксгальционно-осадочные месторождения с наложенной полиметаллической минерализацией (Маднеули).

Еще далее к югу лежит металлогеническая зона Малого Кавказа. Эвгеосинклиналь Малого Кавказа также возникла на раздробленном сиалическом фундаменте и развивалась, начиная с юрского времени, причем возраст эвгеосинклинальных трогов омоложался по направлению к югу.

Самая северная киммерийская Алаверди-Кафанская (по И.Г. Магакьяну) зона, как отмечает Э.Ш. Шихайлибеи, характеризуется относительно высоким положением кристаллического основания, что ока-

зало влияние и на особенности ее магматизма. Здесь широко проявлены юрские вулканиты среднего, а на поздних этапах и кислого состава, ассоциирующие с коагматичными им интрузивными телами. Развитие этой зоны было сравнительно кратковременным и занимало интервал от средней до верхней юры. Затем в меловое время последовало повторное ее погружение. Характерная особенность металлогении этой зоны — широкое развитие колчеданных месторождений, которые формировались в два этапа: ранний — серноколчеданный и поздний — проявления наложенной полиметаллической и баритовой минерализации.

Источником металлов служили в основном глубинные магматические очаги. В этой зоне находятся известные месторождения Алаверди, Кафан, Шамлук, Ахтала, а также скарновое месторождение Дашкесан с железными и кобальтовыми рудами, жильное медное месторождение Кедабек и полиметаллическое Мехмана.

Расположенная южнее Северо-Амассийская зона, согласно И.Г. Магакьяну, является секущей по отношению к структурно-фациальным зонам и приурочена к глубинному разлому. Она отмечена поясом ультрабазитов, превращенных в серпентиниты. Ультраосновные породы формировались по меньшей мере двукратно — в позднемеловое и эоценовое время. Таким образом, в этом подвижном поясе повторно осуществлялась связь с подкоровым субстратом. С ультрабазитами связаны проявления хромитов, никелевых и титановых руд, а также асбеста. В этой зоне выявлены месторождения золота (Зодское). Интересной особенностью золотых руд является локализация их в серпентинизированных ультраосновных породах.

Следующая к югу — Мисхано-Зангезурская зона, характеризуется уже более молодой, в основном эоценовой и олигоценовой минерализацией. Для нее характерно проявление медно-молибденовых месторождений порфирировых руд (Каджаран, Агарак), связанных с небольшими интрузивными массивами гранитоидов повышенной основности и щелочности. В этой зоне располагаются медные жильные месторождения Мисхана и Зангезур, а также своеобразный комплекс минеральных образований, связанных со щелочными породами Памбакского плутона (апатит, редкие металлы).

Самая южная зона — Араксинская, включает соответственно самую молодую нижнеплиоценовую минерализацию. Представителем ее является Гюмушлукское сурьмяно-мышьяковое эпиптермальное месторождение.

Наряду с продольными тектоническими элементами на локализацию оруденения и разграничение рудных районов с различным типом минерализации оказывали влияние поперечные разломы антикавказского направления. Именно на пересечении с ними локализовались наиболее крупные рудные узлы. В структурах эти поперечные разломы нашли отражение в флексуобразных изгибах складок. К поперечным разломам

(в пересечении их с продольными) располагаются и современные действующие вулканы.

В целом область Кавказа представляет собой территорию блокового или глыбового строения. Особенность ее, как и многих других территорий Средиземноморского пояса, — длительность развития с повторным (полициклическим) возвратом геосинклинального режима, с неоднократным проявлением магматизма и определяющей ролью региональных разломов в расположении рудных поясов.

Особенностью эвгеосинклинальной зоны Малого Кавказа являются: заложение ее на ранее консолидированном сиалическом фундаменте, который в значительной мере оказал влияние на петрохимические особенности вулканических и интрузивных пород и жил — гибридный их характер, а также значительная роль кислых магматических дифференциатов сложно развивавшегося магматического комплекса. Хотя территория Кавказа является отрезком Альпийского металлогенического пояса, она включает в себя фрагменты древних комплексов и несет разновозрастную минерализацию, начиная с раннепалеозойской и кончая плиоценовой. Характерной при этом является унаследованность металлогенического профиля, которая в общем сохраняется, хотя типы месторождений со временем меняются, отражая изменение условий минералообразования.

## ГЛАВА 29. ИРАНО-АФГАНСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

К этой области Г.А. Твалчрелидзе относит протяженную зону от Пальмиро-Апшеронского линеамента до Кашмирского синтексиса, включающую территорию Ирана, Афганистана, Западного Пакистана и Памира (рис. 48). По данным В.П. Поникарова и др. [26], в этом секторе в позднем докембрии осуществлялся миогеосинклинальный режим, который завершился проявлением байкальской складчатости. В палеозое и мезозое происходило осадконакопление в платформенных условиях. Обновление геосинклинального режима отмечалось в конце мела — палеогена. Геосинклинали представляли собой узкие шовные зоны, где направлялись вулканогенные толщи и внедрялись ультраосновные и основные интрузии.

Выходы осадочных толщ от кембрия до палеогена включительно образуют два крупных складчатых пояса: на севере — Эльбурс, окаймляющий Каспийское море, на юге — Загрос, примыкающий к Персидскому заливу. Пояс Загрос отделяется от расположенного севернее области развития осадочных пород системой крупных надвигов, отмеченных офиолитами. Приуроченная к нему зона метаморфизованных палеозойских и мезозойских отложений простирается от Таврид на се-

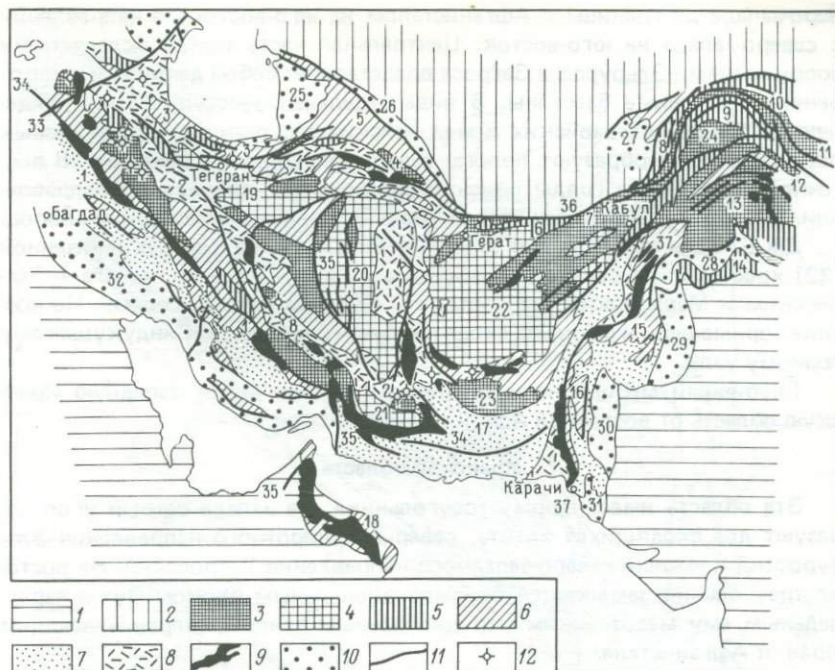


Рис. 48. Тектоническая схема Ирано-Пакистанской металлогенической области. По Г.А. Твалчредидзе [31] с использованием материалов А. Гансера, Д. Штёклина, Е.Е. Милановского.

1 — Аравийская и Индостанская платформы; 2 — области палеозойской складчатости; 3 — выступы допалеозойского основания в ядрах антиклинориев и срединных массивов; 4 — срединные массивы, перекрытые чехлом молодых осадков; 5 — палеозойские породы; 6 — мезозойские породы; 7 — кайнозойские флишевые осадки; 8 — верхнемеловые — палеогеновые вулканогенные породы; 9 — основные и ультраосновные породы; 10 — молассовые осадки краевых прогибов; 11 — глубинные разломы; 12 — вулканы плиоценовые и четвертичные.

*Главные структуры.* Складчатые сооружения: 1 — Загрос, 2 — Кухрудская антиклинальная зона, 3 — Эльбурс, 4 — Биналуд, 5 — Копетдаг, 6 — Паратамиз, 7 — Гиндукуш, 8 — Бадахшан, 9 — Памир, 10 — Музтаг, 11 — Куньлунь, 12 — Каракорум, 13 — Большие Гималаи, 14 — Соляной край, 15 — Сулеймановы горы, 16 — Киртар, 17 — Мекран, 18 — Оман. *Срединные массивы:* 19 — Кевир, 20 — Лут, 21 — Джамзуриан, 22 — Белуджистан, 23 — Гильменд, 24 — Южный Памир. *Краевые прогибы:* 25 — Южнокаспийский, 26 — Предкопетдагский, 27 — Южно-Таджикский, 28 — Кхат-Потверский, 29 — Предсулейманский, 30 — Предкиртарский, 31 — Карачинский, 32 — Месопотамский. *Главные глубинные разломы:* 33 — Пальмиро-Апшеронский линеамент, 34 — Загросский структурный шов, 35 — линия Омана, 36 — Гиндуушский шов, 37 — шов Сулеймановых гор

веро-западе до границы с Афганистаном на юго-востоке в направлении с северо-запада на юго-восток. Центральная часть между складчатыми сооружениями Эльбурса и Загроса представляет собой депрессии — внутренне бессточные бассейны. В виде отдельных выступов в них выделяются гряды палеозойских и мезозойских отложений и экструзивных пород, которые образуют полосы северо-западного направления. В восточной части Ирана гряды ориентированы в меридиональном направлении. Особо примечателен палеогеновый пояс вулканических пород.

Дж.Б. Оден представляет этот участок в виде трапеции, ограниченной [32] хребтами: на севере — Эльбурсом и Параламизским, на юге — Загорским и Мерканским, на востоке — Сулеймановыми горами. На востоке горные цепи и разломы сходятся лучами к Памиро-Гиндукушскому горному узлу.

Глубинный меридиональный разлом отграничивает западную Иранскую область от восточной Афгано-Пакистанской.

### Иранская область

Эта область имеет форму треугольника. На западе острый угол образуют два сходящихся хребта: северный широтного направления Эльбурсский и южный северо-западного направления Загорский. На востоке треугольник замыкается близмеридиональным блоком Лут и параллельным ему мезозойским меридиональным поясом, отграничивающим Иран от Афганистана.

Структурные элементы Центрального Ирана повторяют ориентировку обрамляющих их главных структур: на севере — они имеют широтное (эльбурсское), на юге — северо-западное (загорское), на востоке — меридиональное (лутское) направление (рис. 49).

Стратиграфический разрез хорошо изучен в хребтах Эльбурском [18] и в выступах в горстообразно приподнятых грядах-блоках, ограниченных разломами.

Территория Ирана, по Поникарову и др., в доассинтское время представляла миогеосинклиналь с проявлением складчатости и метаморфизма, что определило возникновение обширной платформы, которая с инфракембрия до среднего триаса перекрывалась с перерывами с мелководным морем с обильным карбонатным осадконакоплением, особенно мощным на юге в зоне Загроса.

Дислокации проявились в триасе, когда наметился рубеж в области современной оси хр. Загрос. На севере продолжалось мелководное осадконакопление, на юге образовался прогиб с длительным формированием флишевых толщ. По этой линии "раздела" потом в меловое время возникла система Загорских надвигов с офиолитами и хромитовыми ультрабазитами.

Северо-восточная часть Загорской структуры характеризовалась чередованием пологих антиклиналей и синклиналей, гряд поднятий и депрессий.

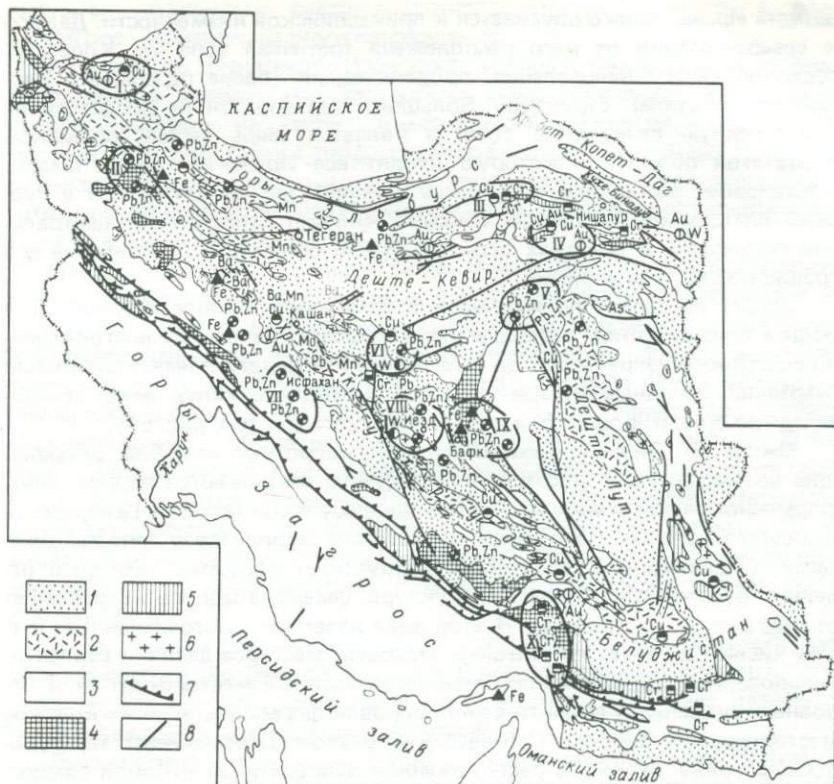


Рис. 49. Схема металлогении Ирана по металлогенической карте [44] с интерпретацией автора:

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — палеогеновые вулканиты; 3 — осадочные толщи платформенного чехла (от кембрия до мела); 4 — выступы фундамента; 5 — офиолитовые пояса; 6 — граниты; 7 — надвижки; 8 — разломы.

Остальные усл. зн. см. на рис. 1.

Рудные районы: I — Приараксинский; II — Азербайджанский; III — Шарахрудский, глубинного разлома; IV — Себеварский, зегеосинклинальный; V — Табасс-Лутский срединного массива; VI — Кухрутский; в зоне Большого Кевирского разлома; VII — Исфаганский северного склона хр. Загрос; VIII — Иездский; IX — Бафкский; X — Южный хромитовый

В геологическом и металлогеническом отношении различные области Ирана отличаются между собой [44]. Особо выделяются зоны: 1) северная — хр. Эльбурс и его продолжение, 2) Центрального Ирана, 3) южная — хр. Загрос и примыкающая к нему с севера обширная полоса, 4) восточная — блоков Табас-Лут.

Близширотный хр. Эльбурс, ограничивающий на севере горную

область Ирана, полого опускается к прикаспийской низменности. Далеко к северо-востоку от него расположена третичная зона хр. Копетдаг, северо-западного направления, продолжающая (после перерыва в Каспийской впадине) структуру Большого Кавказа. Он не представляет определенную складчатую зону, а является лишь частью обширной складчатой области, в которую входят все Иранские хребты вместе с Кавказом, расположенные между Аравийским щитом на юге и Русской платформой на севере. Эльбурс занимает относительно центральное положение в пределах этой обширной области, и определение его границ весьма произвольно.

Хребет на западе примыкает к сооружениям Малого Кавказа. При общем близширотном направлении он образует изгибы от восток-северо-восточного направления до запад-северо-западного и имеет волнистые очертания. Западные его звенья — хребты Аладаг, Беналуд имеют северо-западную ориентировку, близкую к Копетдагской (см. рис. 50).

Южнее хр. Эльбурс расположены близширотные впадины, отделяющие возвышенности, в которых в основном вскрываются породы платформенного чехла и месторождения приэльбурской части, от Центрально-иранского нагорья. Наиболее примечательна офиолитовая зона хр. Джатай, ограниченного глубинным Шахрудским разломом, который отделяет Беналуд-Копетдагские структуры северо-западного направления от Афганской платформы. В этой зоне известны многочисленные, и в том числе крупные, хромитовые меловые месторождения в серпентинизированных ультрабазитах, медноколчеданные месторождения в основных вулканитах спилито-кератофировой формации, а также крупное месторождение бирюзы. Себзеварский разлом ограничивает эту рудодносную гряду от южнее расположенной депрессии, за которой следует новая гряда, заключающая медные и медно-золотые баритовые месторождения, также приуроченные к основным вулканитам.

Крупный Кевирский разлом, ориентированный на этом участке в близширотном направлении, отделяет северную приэльбурскую часть иранской платформы с ее широтными эвгеосинклинальными зонами от южнее расположенной обширной области устойчивого восточного блока Табас-Лут, характеризующегося пологими формами дислокаций платформенного чехла с меридиональным направлением разломов, Пространство между широтным приэльбурским эвгеосинклинальным поясом и меридиональным восточным Табас-Лутским блоком занимает обширная впадина — Соляная пустыня. По И. Штеклину, фундамент ее блока, перекрытый плиоцен-четвертичными отложениями, в отличие от восточного Лут-Табасского блока, характеризуется высокой интенсивностью дислокаций пород и представляет собой погруженную складчатую систему. В пустыне развиты соляные купола, соляные источники. В южной и восточной ее окраинах вдоль разломов воздымаются гряды коренных пород и приуроченные к ним рудные месторождения, которые контро-

лируются разломами северо-восточного, меридионального, а близ хр. Загрос — северо-западного направления.

Внутреннюю структуру Иранского нагорья, заключенную в виде треугольника между хр. Загросский северо-западного направления на юге, Эльбурс — на севере — и меридиональной системой обрамления массива Лут, определяют разломы, ограничивающие горные гряды от депрессий. Эти разломы изучены по космическим снимкам коллективом сотрудников института "Зарубежгеология" и описаны в объяснительной записке к карте разломов юга Азии.

Металлогения Ирана разнообразна. Преобладают полиметаллические месторождения, на севере — медные, в разломах проявлены хромитовые.

Особое значение в отношении хромитового оруденения имеет район Минаб-Эсфандагский, приуроченный к ответвлению офиолитового Загросского пояса, отклоняющегося к северу в изгибе пояса по меридиональному разлому, где протягивается зона крупных хромитовых месторождений — Абденит, Амир, Бардж-Бери, Реза, Фарнаб, Шейх-Али, — приуроченных к крупным массивам серпентинизированных гарцбургитов и дунитов. В районе Троодоса и Минаба известны месторождения вкрапленных сульфидных руд и окисленных силикатных, а также месторождения талька, асбеста и магнезита. Район имеет большое экономическое значение особенно благодаря расположению близ порта Бендер-Аббас.

На восточном продолжении Загросской системы офиолитовый пояс прослеживается по южной окраине Белуджистанской впадины. Этот участок продолжает периравийскую систему глубинных разломов, ограничивающую Аравийскую платформу.

Важный этап активизации в Иране отмечен образованием третичных вулканитов и ассоциирующих с ними мелких массивов гранитоидов, сопровождаемых полиметаллическими, медными, железорудными, баритовыми и другими месторождениями. Этот период многократной активизации магматизма и минерализации видимо растянулся от палеогена до позднего неогена.

С палеогеновым магматизмом связано образование разнообразных месторождений, ассоциирующих с вулканитами и субвулканическими мелкими штоками интрузивов гранитоидов повышенной основности, местами — базитов и ультрабазитов.

На большей части территории Центрального Ирана, особенно в ее южной части, примыкающей к хр. Загрос, распространены, главным образом, полиметаллические месторождения, залегающие среди известняков, доломитов и мраморов. Они представлены разнообразными морфологическими типами: стратиформными, трубообразными залежами, жилами.

Месторождения располагаются вдоль зон различных направлений: северо-западного — близ хр. Загрос, в хребтах Кухруд, Кухбенан, вскры-

ваясь в выступлениях карбонатного платформенного чехла, или меридионального — в поясе Табас и Лут. Рудные узлы преимущественно локализируются в пересечении разломами карбонатных пород (см. рис. 49).

На контакте гранитоидов расположены скарновые месторождения.

В рудном Бафкском узле, наряду с крупными полиметаллическими месторождениями в карбонатных породах (Кушк), развиты и скарново-железородные (Чендор Малу, Шогарт) на контактах карбонатных пород с гранитоидами. В некоторых проявлена наложенная полиметаллическая минерализация (Зиракан).

В рудном районе Язд, кроме полиметаллических месторождений, имеется скарновое медно-вольфрамовое.

Разнообразны месторождения в рудном узле Анарек, располагающемся на сочленении Большого Кевирского сброса северо-восточного направления и близмеридионального глубинного разлома, отмеченного поясом хромитоносных офиолитов, секущим гряды поднятия северо-западного направления. Месторождения залегают в разных породах: в кристаллических сланцах — (полиметаллическое Накхлак, золото-вольфрамовое Ченгпаланг, в основных и ультраосновных интрузивах — никелевые, пятиэлементные, в карбонатных толщах — полиметаллические.

По особенностям металлогении выделяется северо-запад Иранской области, примыкающей к Малому Кавказу. Здесь широко распространены медно-золотые скарновые месторождения на контакте мраморов с гранитоидами, а также медно-молибденовые в гранитоидах; проявлены и рудопоявления мышьяка. Этот комплекс сближает район с эвгеосинклинальной областью Малого Кавказа и, возможно, является неогеновым.

Особо выделяется по обилию полиметаллических месторождений возвышенность гряды хр. Кухруд и Кухбенан. Хребты северо-западного направления системы Загроса. Они разделены долинами-депрессиями, выполненными плиоцен — четвертичными отложениями. Подобно северо-восточному склону Загроса они заключают многочисленные полиметаллические, главным образом стратиформные, месторождения в известняках. В этой южно-загросской области расположены рудные узлы Кашан, Исфаган. В целом в призагросской области сосредоточено три четверти полиметаллических месторождений, что обусловлено большой мощностью (более 10 000 м) карбонатных пород и значительной мощностью кислой коры, а также проявлением третичных вулканитов и гранитоидных штоков. Распространены полиметаллические месторождения в Табас-Лутском восточном устойчивом блоке. Некоторые из них связаны с кристаллическими сланцами и кислыми вулканитами.

Таким образом, металлогенический профиль территории определяется сочетанием карбонатных комплексов чехла (Pb — Zn, Fe) и проявлением вдоль глубинных разломов апомантийных расплавов с минерализацией фемического (медь, золото) и ультрафемического профиля (никель).

Этот сектор примыкает на западе к Иранскому [37], а на востоке — к Индостанской платформе. В северной части он граничит со складчатыми сооружениями Средней Азии (СССР) — третичной зоной Копетдага, прогибом Амударьи, а на северо-востоке высоким горным сооружением Памира [6, 41].

Афганская и наиболее обширная часть этого сектора в северной его части представляет высокогорье, примыкающее к Памиру.

Горная область на северо-западе Афганистана выделяется как область Парапамиза, протягивающаяся в северо-восточном направлении. В ее пределы входят широтные хребты: Банди — Туркестан, Сафедкох, Сиахкох, — разделенные продольными долинами верховий рек Мургаб и Герируд. На востоке горные цепи подходят к западной части хр. Гиндукуш, протягивающегося в направлении к Памиру. Горные сооружения этой части Афганистана, особенно на северо-востоке, достигают высот 6953, 7350 м и вместе с Памиром образуют высочайшие горные сооружения, оформившиеся на неотектоническом этапе развития.

В южной части Афганистана, как и в примыкающей к ней территории Пакистана, находятся каменистые пустыни (Дашти-Марго, Регистан), где теряются в песках или впадают в озера реки, берущие начало на севере в Среднеафганских горах. На юго-востоке протягиваются субмеридиональные горные хребты — продолжение системы Сулеймановых гор Пакистана. По разломам в высокогорье пролегают глубоко врезанные долины рек. Эта расчлененность рельефа позволяет выяснить геологический разрез Афганистана вплоть до фундамента, где вскрываются глубоко метаморфизованные толщи архея — нижнего протерозоя, среднего и верхнего протерозоя, слагающие байкальскую платформу. Позднее эта платформа неоднократно активизировалась. Современные черты геоморфологии связаны, как и на Памире, с неотектоническими в значительной мере раннечетвертичными движениями, когда произошло общее воздымание этой высокогорной области, центр которой находился в западном Гиндукуше — Бадахшане и на Памире. С этим связано радиальное расположение глубинных разломов, контролирующих современную сеть рек, расходящихся лучами по направлению от Памира и Бадахшана, большая часть которых теряется в пустынях. Направление этих наложенных структур меняется от широтного (разлом р. Герируд), к северо-восточному (Фарахруд) до север-северо-восточного (Гильменд-Аргандапское поднятие) и до субмеридионального на востоке в Сулеймановых горах (рис. 50).

Афгано-Пакистанский сектор [41], как и Иранский, представляет в значительной его части активизированную древнюю платформу с мощным платформенным чехлом, рассеченную наложенными по разломам геосинклинальными прогибами разного возраста. Последние лучами отходят от высокогорного Памирского узла, определяя радиальное

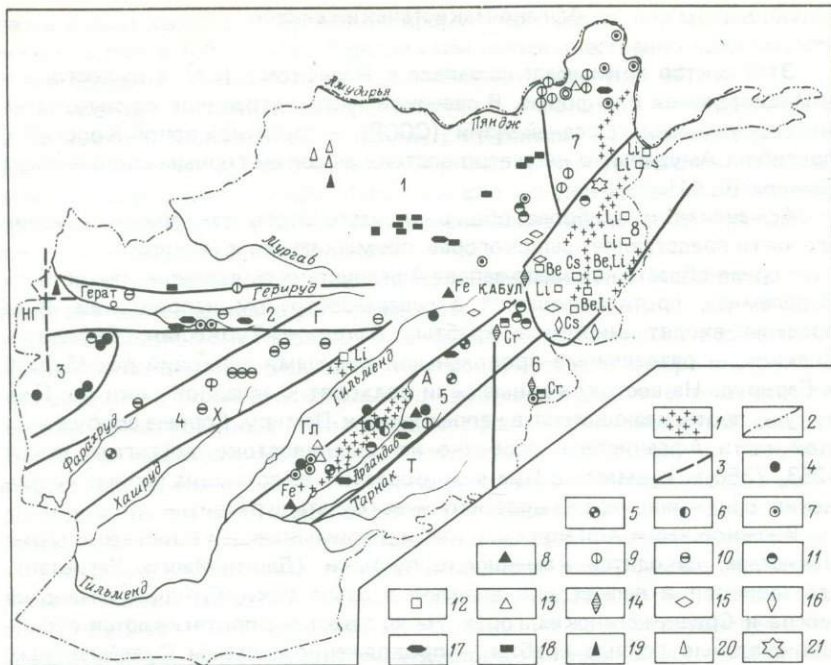


Рис. 50. Месторождения полезных ископаемых Афганистана [6] (металлогенические зоны в интерпретации автора) :

1 — зононовые граниты; 2 — граница региона; 3 — разломы: Г — Герирудская система, Ф — Фарахрудский, Х — Хашрудский, Гл — Гильмендский, А — Аргандабский, Т — Тарнакский, Нг — Нижнегерирудский. *Металлогенические зоны и области:* 1 — Северная угленосная и нефте-газоносная (MZ); 2 — Герирудская полициклическая (PZ—K) многометалльная (Cu, Pb, Mo, Fe, Au); 3 — Южно-Гератская Ларамийская (Sn, W); 4 — Фарахрудская палеогеновая (Hg); 5 — Аргандабская зононовая редкометалльно-полиметаллическая (Sn, W, Mo, Pb); 6 — Сулейманская поздн альпийская (Cr); 7 — Сурхобская палеозойская эвгеосинклиальная (Au); 8 — Восточно-Гиндукуш-Бадахшанская, активизированная в неогене палеозойская область (редкие металлы Ta, Nb, Li, Be, Sn, драгоценные камни). *Месторождения полезных ископаемых:* 4—21: 4 — олово, 5 — свинец и цинк, 6 — вольфрам, 7 — молибден, 8 — хром, железо, 9 — золото, 10 — ртуть, 11 — медь, 12 — редкометалльные пегматиты (литий, бериллий), 13 — тантал, ниобий, 14 — асбест, 15 — карбонатиты (Ti, Nb); 16 — драгоценные камни; 17 — алюминий, 18 — уголь, 19 — нефть, 20 — газ, 21 — бирюза

расположение основных орографических и структурных элементов.

В тектоническом отношении в Афганистане выделяются следующие типы областей (см. рис. 50) :

1) Позднегерцинской складчатости (Западный Гиндукуш, зона Сурхоб, Бадахшан и примыкающие к Бадахшану на северо-востоке

северные дуги Памира (Сауксайская зона); 2) Эпираннекиммерийская (блок Мургаб — Герируд); 3) Эпипозднекиммерийская (блок между разломами Герируд и Фарахруд); 4) Раннеальпийская (прогиб Фарахруд — поднятие Гельманд — Аргандаб); 5) Позднеальпийская (антиклинорий Сулеймановых гор) (рис. 51).

Граница между этими разновозрастными складчатыми областями, выделенными коллективом Советско-Афганской экспедиции [41], проводится по крупным разломам речных долин, что, возможно, условно, так как повсеместно на значительной площади проявлена многократная активизация. Возраст складчатости омолаживается к югу.

Охарактеризуем разновозрастные тектонические блоки с типичной для них металлогенией.

Крайняя северо-западная часть сектора включает массив Копетдаг северо-западного "беналудского" направления. Эта часть отделена от расположенной варисской глубоким прогибом, очевидно следующим вдоль разлома.

Северо-запад Афганистанской территории характеризуется развитием широтных орографических и тектонических элементов, которые перекрещиваются с меридиональными подчиненными крупными линеаментами. В широтном направлении протягивается хр. Банди-Туркестан. В этой зоне пролегает глубокий триасовый прогиб, на месте которого возникла крупная мегантиклиналь с широтным направлением складок. На западе зона Банди-Туркестан ограничена Мургабским меридиональным прогибом, следующим по меридиональному разлому, на востоке она подходит к системе Гиндукуша, а на юге переходит к Предпарапамизской компенсационной впадине с мощной (3—4 км) угленосной молассоидной толщей ниже-среднеюрского возраста. Эта северная часть Афганистана относится к эпираннекиммерийской платформенной области.

Южнее хр. Сафедкох на 500 км протягивается широтная долина р. Герируд и параллельные ей возвышенности и долины. Поэтому эта зона и получила название Герирудской. В.Е. Хаин это название относит к нижнему течению реки, где она поворачивает круто к северу по меридиональному линеamentу. Далее этот меридиональный разлом будем называть Нижнегерирудским.

На северо-востоке Герирудской зоны продолжается зона хр. Гиндукуш, протягивающаяся по направлению к Памиру и Бадахшану.

Северо-восточная часть сектора — север и юго-западная часть Памира, а также примыкающая к ней область Афганского Бадахшана и хр. Гиндукуш представляет область палеозойской складчатости. В металлогеническом отношении эта часть сектора характеризуется распространением золота (Сауксайская зона Северного Памира, Афганский Бадахшан, зона Сурхоб).

В основании геосинклинали разреза наиболее изученной зоны Сурхоб лежат ниже-среднекаменноугольные и пермские толщи, отделенные от нижележащих угловым несогласием. Нижнекаменноуголь-

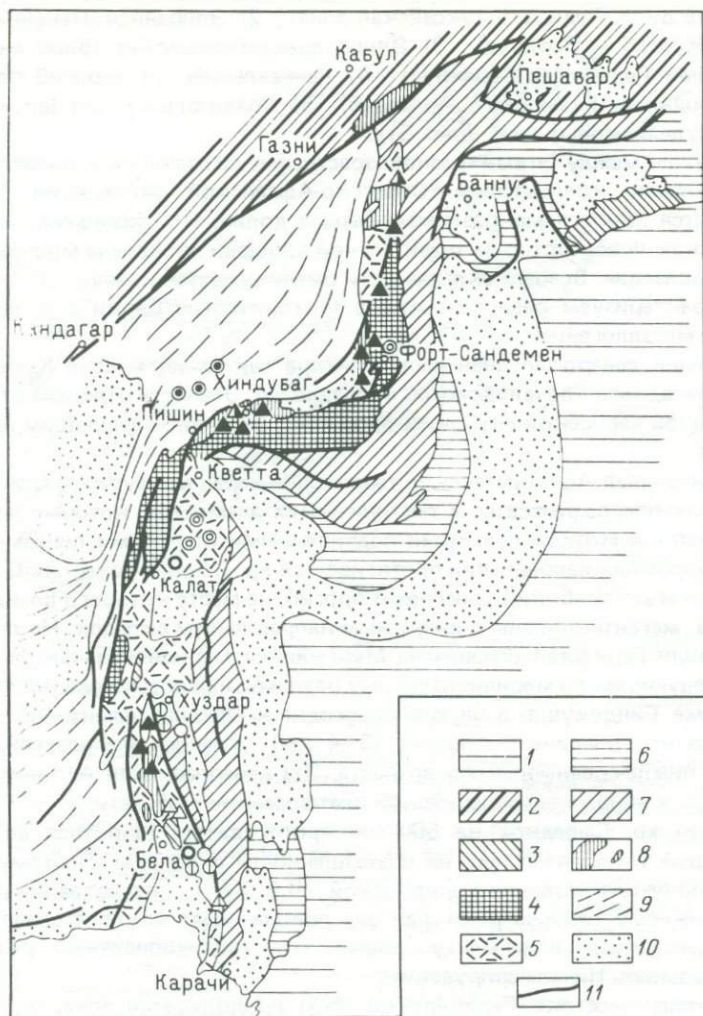


Рис. 51. Схема тектонического строения и размещения эндогенных месторождений Сулейман-Киртайской металлогенической провинции [31]:

1 — Индостанская платформа; 2 — допалеозойские породы складчатого основания; 3 — палеозой Соляного кряжа; 4 — пермско-мезозойские отложения ядер антиклинорий; 5 — вулканогенные отложения верхнего мела — палеогена; 6 — юрские — меловые отложения карбонатные и карбонатно-терригенные; 7 — палеогеновые осадки; 8 — ультраосновные и основные породы; 9 — флиш и моласса неогенового — неогенового возраста; 10 — краевые прогибы и наложенные впадины, выполненные неоген-четвертичной молассой; 11 — глубинные разломы. ■

Остальные усл. зн. см. на рис. 1

ные толщи представлены вулканогенными отложениями мощностью 5000—7000 м с прослоями терригенно-карбонатных в средней части толщи. Среднекаменноугольные и пермские толщи образованы терригенно-карбонатными, переходящими в красноцветные. Триасовые — представлены вулканогенными толщами мощностью до 2000 м.

В нижнем течении р. Сурхоб известны многочисленные россыпи золота, которое поступало из более молодых отложений, слагающих неоген — четвертичную депрессию севера Афганистана.

Под новейшими отложениями скрываются осадки платформенного чехла [6], перекрывающие складчатые доюрские отложения. В платформенном чехле развиты юрские месторождения угля, нефти и газа.

Южнее, на западе Афганистана, расположена серия тектонических близширотных зон: хр. Банди-Туркестан, хр. Сафедкох. Эта широтная система, продолжающая направление северных структур Ирана — хр. Эльбурс и др., объединяется в систему Парапамиза и относится к эллипсидальной платформе.

Южнее пролегает широтная зона р. Герируд. Тектоническая зона Герируд, протягивающаяся по широте, близкой к 35° северной широты, на 500 км, и состоит из серии близрасположенных разломов. На западе широтная Герирудская зона продолжает крупный Шахрудский разлом Ирана и составляет звенья крупнейшего Североанатолийско-Гиндукушского шва, ограничивающего на севере систему срединных массивов этой части Средиземноморского пояса.

Герирудская зона, вскрывающая разрез платформенного чехла и фундамента, дает наиболее полный материал для реконструкции глубинного строения Афганской платформы. Предполагают, что по Герирудской зоне проходит приподнятый южный край Туранской плиты. У границы с Ираном р. Герируд круто поворачивает к северу, следуя по одному из разломов меридионального линеймента, разграничивающего сектора Иранский и Афганский. На севере река "теряется" в песках Каракумов на территории СССР.

Герирудская зона состоит из серии параллельных разломов шириной до 50 км. Она заключает пластины и блоки разновозрастных и разных пород, начиная от докембрийских парагнейсов, нижнепалеозойских аспидных и метаморфизованных сланцев, а также мощных девонских и карбоновых толщ, главным образом известняков и эвапоритов. Мощность этих миогеосинклинальных толщ (в основном карбонатного состава) достигает 14 000 м. Миогеосинклинальный разрез характерен и для мезозоя (аспидные сланцы триаса, известняки мела); неогеновые толщи представлены осадочными породами и вулканитами. Предполагается, что здесь развиты интрузивы (граниты) как палеозойского, так и мезозойского возраста, а в грабенах залегают неогеновые вулканиты. Повсеместно проявлены процессы третичной активизации и анатексиса. Наиболее интенсивно дислокации происходили в раннекаменноугольный период, когда в узком прогибе формировались вулканогенные диаба-

зовые и спилит-кератофировые толщ, а затем и массивы гранитоидов. Интрузивная и эффузивная деятельность продолжалась и далее вплоть до олигоцена, миоцена и плиоцен-четвертичного времени (малые интрузии диорит-монцитов, базальт-андезитовый и андезит-липаритовый вулканизм). Таким образом, этот разлом характеризуется многократным проявлением магматизма и полициклической металлогеней.

К Герирудской зоне приурочены разнообразные полезные ископаемые: полиметаллические (Налбалдан), медные (Сайда), золотые (Акханкашан), ртутные (Найяк). К юго-западу от Герата в междуречье бассейнов Герируд и Фарахруд проявлены месторождения олова.

К югу от описанной зоны Герируд располагаются структуры раннеальпийской складчатости, занимающие Центральный и Юго-Западный Афганистан, проявленные на активизированной байкальской платформе.

Деформация платформенных толщ происходила неодновременно, что определило разновозрастность разрезов различных участков этой активизированной платформы. Наряду с участками небольшой мощности чехла (Фарахрудская зона) намечаются зоны глубокого залегания фундамента с отложением мощных толщ, близких к миогеосинклинальным. Различен и магматизм отдельных зон, что определяет и разнообразие их металлогеней.

Фарахрудскую зону отмечают излияния палеогеновых базальтов, а в металлогеническом отношении — проявления ртути.

Область Гильменд-Аргандабского поднятия, вытянутая в северо-северо-восточном направлении, наиболее интересна в отношении олова и вольфрама. Месторождения этих металлов связаны с вулcano-интрузивными зоценовыми комплексами, образующими протяженный пояс. Наиболее богаты касситеритом кварцевые жилы и линзы в грейзенах (Майдан-Аку). Кроме касситерита, рудные тела содержат вольфрамит, молибденит и берилл.

На северо-восточном продолжении этой зоны раннеальпийские гранитоиды проявлены среди метаморфических палеозойских (и более древних?) пород в районе Нуристана и Гиндукуша, где с ними связаны редкометалльные пегматиты. С пегматитами и пневматолитовыми образованиями связаны месторождения берилла (месторождение Даррах-Феч), тантало-ниобатов, лития, цезия (Пашки).

Расположение молодых пегматитов в древних метаморфических комплексах, по-видимому, обусловлено воздыманием блоков, примыкающих к Памирскому горному узлу, что и вывело на поверхность высокотемпературные месторождения, сформировавшиеся первоначально на глубинах 5000—6000 м от поверхности.

Позднеальпийская складчатая зона расположена в основном на юго-востоке Афганистана и продолжается в Пакистан. Здесь выделяется синклиорий Катавас и Сулейманский антиклиорий. Догеосинклинальный комплекс представлен терригенно-карбонатной фацией фундамента и встречается только в северо-западной части синклиория.

Он включает палеоценовые, эоценовые и нижнеолигоценые отложения, представленные терригенными, частично флишевыми, отложениями, песчаниками, кремнями и известняками в нижней части разреза и грубозернистыми песчаниками — в верхней. Общая мощность 6 тыс. м. Складчатость в зоне происходила в олигоцене.

К этой зоне относятся массивы ультрабазитов эоценового возраста, сопровождающиеся хромитовой минерализацией. Одно из крупных в Афганистане месторождение хромита — Логар. На северо-востоке горно-складчатая система Афганистана продолжается в хр. Каракорум, имеющем дугообразную форму. В хр. Каракорум известны докембрийские породы фундамента и перекрывающие их силурийские (?) и девонские морские отложения платформенного чехла. После перерыва и погружения происходило глубоководное осадконакопление в каменноугольное время, сменившееся в перми подъемом с образованием впадин, а в триасе — общим воздыманием и осушением. В осевой части структуры протягивается крупный гранитный батолит, который разделяет различные фации пород. К северу от него осадочные отложения представлены нормальными фациями, к югу распространены породы, метаморфизованные в фациях от мезо- до эпизоны; степень метаморфизма уменьшается с запада на восток, а на юге в Каракоруме и Гималаях, на юге Памира проявлены редкометалльные, молибденовые, оловянные и полиметаллические месторождения, связанные с яньшаньскими гранитоидами Язгулемского комплекса. Третичный возраст имеет свинцово-цинковое и флюоритовое оруденение.

Гималаи представляют собой высочайшую горную цепь, ограничивающую с севера Индостанский щит. Горное сооружение сложено породами щита и платформенных отложений. На севере региона протягивается узкий пояс ультрабазитов, приуроченный к шовной зоне, ограниченной высокими Гималаями.

Гималайские орогенические движения начались в позднем мелу после длительного периода осадконакопления при образовании платформенного последокембрийского чехла. В конце неогенового времени и в раннем плейстоцене развивались надвиги. В результате надвигания по главному пограничному разлому низкие Гималаи надвинуты на верхнесиваликские, перекрывающие Индостанский щит. Восточное продолжение, как считают некоторые геологи, в Бирма-Индонезийском поясе. Но последний подчинен уже не широтным средиземноморским направлениям, а меридиональному, продолжающему систему транс-азиатских линеаментов. Его следует относить уже к Тихоокеанскому поясу, что находит отражение в его собственно тихоокеанской металлогении (олово, вольфрам) и тесной связи с рудными районами Южного Китая.

Можно предполагать о сопряжении двух поясов — Средиземноморского и Тихоокеанского. Средиземноморский пояс сопрягается и с Внутриазиатской Урало-Тяньшаньской системой в дугах южного Тянь-

Шаня и Северного Памира. Последние в крайних восточных ответвлениях (Монголо-Охотском) уже сливаются с "апофизами" Тихоокеанского пояса.

Таким образом, говорить об отнесении того или иного звена к Средиземноморской или Тихоокеанской системе в значительной мере формально. Обе системы развивались близодновременно, но в разных условиях: Тихоокеанский образовал кольцевую структуру вокруг Тихоокеанского кратона и характеризуется кольцевой структурной и металлогенической зональностью, Средиземноморский пояс имел прямолинейную зональность подчиненную ограничивающим его материкам — Лавразии и Гондване. Фрагменты этого пояса испытали в большей степени раздробление в процессе распада Гондваны. Тихоокеанский пояс сохранил кольцевую конфигурацию, если не считать далекого относительного перемещения к востоку Австралийского блока — части Гондваны. На сочленении с океаном протекали противоположные процессы, с одной стороны, наращивание сиалической коры за счет океанической, с другой — ее деградации при погружении.

В геохимическом отношении пояса различаются более ярким проявлением сиалического профиля во внешней зоне Тихоокеанского пояса (олово, вольфрам) и симатического — хромитоносные пояса офиолитов в Средиземноморском поясе.

Время проявления главных тектонических движений в обоих поясах близко совпадало и отвечало планетарным тектоническим импульсам.

## ГЛАВА 30. ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Эти металлы, применяемые в черной металлургии, в природе часто встречаются совместно, хотя на некоторых этапах и разобщаются в самостоятельных типах месторождений.

## Железо

Железорудные месторождения разнообразны. Наиболее распространены осадочно-метаморфогенные железистые кварциты. Однако широко представлены осадочно-вулканогенные фанерозойские месторождения, магматические железо-титановые (или без титана) в габброидах и анортозитах, скарны, сидеритовые залежи и жилы; меньше распространены осадочные озерные (болотные) и морские осадочные руды от мезозойского до четвертичного возраста. Очень важны океанические железомарганцевые конкреции, формирующиеся и в настоящее время. Наибольшие концентрации железа находятся в железистых кварцитах, залегающих среди древних толщ кристаллических щитов. К наиболее древним относятся железистые кварциты Гренландии, возраст которых 3,8 млрд. лет. Это были осадки древнейших на Земле водоемов, что показывает появление воды, а также, видимо, живых организмов уже на ранних этапах развития Земли (возраст Земли принимается 4,4 млрд. лет).

Железистые кварциты формировались до позднего рифея (местами до нижнего кембрия), причем со временем условия их образования менялись. Г.И. Каляев выделяет три разновозрастных типа железистых кварцитов: 1) железисто-кремнисто-вулканогенный (архейский); 2) железисто-кремнисто-осадочный (раннепротерозойский); 3) железисто-кремнисто-кластический (среднепротерозойский). Эти типы отвечают трем этапам развития земной коры: начальному (субокеаническому), промежуточному и завершающему. Однако, видимо, имеется и четвертый тип, образованный в процессе докембрийской активизации (раннекембрийский).

1. Наиболее древние катархейские — архейские железистые кварциты заключают магнетит (а не гематит), что отвечает низкому содержанию кислорода в атмосфере раннего этапа развития Земли. Они имеют сравнительно простой минералогический состав без вредных элементов примеси. Руды хорошо обогатимы, но обычно содержание железа в них невелико. К этой группе относятся магнетитсодержащие сланцы архейской Киватинской серии (3500—2660 млн. лет), Кониско-Белозерского

пояса Приднепровья в Украинском щите, многие месторождения Южной Африки, Западной Австралии, Гвианского щита, Сибири и др. Они образуются в протоэвгеосинклиналях и входят в состав древнейших зеленокаменных поясов. Для них характерна ассоциация железистых кварцитов с основными вулканитами, которые и были главным источником железа.

2. Другая, раннепротерозойская группа (2200–1900±100 млн. лет) железистых кварцитов относится, по Г.И. Каляеву, к железисто-кремнисто-осадочному типу. Железо при их образовании поступало из окружающих окисляющихся пород с растворами в узкие трогии или прогибы на склонах Кордильер, где происходило отложение железистых, существенно гематитовых прослоев, чередующихся с кремнистым, и образование полосчатых руд. Отложение гематита отмечает повышение содержания кислорода в атмосфере и гидросфере. Руды этой группы богаче, но более трудно обогатимы по сравнению с магнетитовыми первой группы. Они сложены по минеральному составу и нередко заключают вредные примеси (S, P).

К этой группе относятся крупнейшие месторождения полосчатых кремнисто-железистых руд (итаберитов) "железного четырехугольника" в штате Минас-Жерайс (Бразилия), Криворожья, КМА, Балтийского щита (Костамукша, СССР), Лабрадорской зоны Канады. Эти железистые формации подстилаются терригенными породами и перекрываются доломитами.

К третьему типу железисто-кремнисто-кластогенных Г.И. Каляев относит самые поздние железистые кварциты, образующиеся при размытии более древних и переотложении кластических продуктов. Можно считать, что и в позднем протерозое до нижнего кембрия (Дальний Восток) или даже девона (Центральный Казахстан) происходило химическое отложение железисто-кремнистых осадков в прогибах, возникших в процессе активизации.

На конечный состав руд, их качество, содержание железа, обогатимость оказывают влияние процессы метаморфизма, а позднее и окисления, вызывающие выщелачивание некоторых минералов и обогащение руд железом.

Важнейшими "потребителями" железных руд кварцитов были США и Канада. Крупнейшие ресурсы железных руд сосредоточены в Гвианском щите, а также в Восточно-Бразильском щите ("железный четырехугольник") в штате Минас-Жерайс, где предположительно запасы оцениваются в 35 млрд. т.

Приведенные цифры запасов даже на маленькой площади "железного четырехугольника" в сопоставлении с масштабом мировой добычи (Канада в начале 60-х годов добывала 30-млн. т руды в год) показывают, что железистые кварциты — это ресурсы, которые еще далеко не полностью разведаны и еще сотни лет будут удовлетворять потребности человечества в железной руде.

В СССР к этому типу относятся железистые кварциты Кривого Рога, КМА, Сибири, Балтийского щита и др. Но далеко не все железистые кварциты отвечают по содержанию железа и технологическим свойствам и требованиям. К тому же они отсутствуют в странах, расположенных в стороне от древних щитов, в более молодых складчатых поясах (Западная Европа). Там немалую роль играют месторождения других генетических типов: железорудные, магматические, скарновые, гидротермальные, эксгальационно-осадочные и осадочные.

К важным в промышленном отношении железистым месторождениям следует отнести магматические, связанные с основными породами. К ним относится общеизвестное месторождение Кируна в Швеции, образованное, как считается, на магматическом этапе ликвационным путем. Среди молодых образований, связанных с основными магмами, можно упомянуть месторождение Эль-Лако (Чили), которое образовалось путем излияния железосодержащих магм из базальтоидного очага.

Особый тип представляют магматические железо-титановые месторождения. В СССР к ним относится гора Кочканар, а со сложным комплексом меди-ванадия, железа — Волковское месторождение. Очень крупные железо-титановые месторождения имеются в Канадском щите — в Ардирондакском анортзитовом комплексе. Зона анортзитов протягивается в Канаде на 550 км при ширине 130 км. Среди магматических пород габбро и анортзитов находятся обособления руд с содержанием 9—12 % титана (ильменит) и более 60 % железа. Богатые ильменитом основные породы известны и в Сибири. Крупнейшие железо-титановые месторождения находятся в Африке (Великая Дайка, Бушвельдский комплекс).

Важную роль в развитии черной металлургии, особенно в СССР, сыграли железорудные скарны (Урал, Саяны), приуроченные к контактам массивов гранитоидов повышенной основности и щелочности с карбонатными толщами. Они особенно характерны для палеозойских эвгеосинклиналей и сформированы в каледонскую (Саяны) или варисскую тектоническую эпоху.

В Средней Европе большое значение для железолитейной промышленности ФРГ имеют красные железняки типа Лан-и-Диль среди средне- и верхнедевонских отложений. Высокопроцентные кремнистые красные железняки содержат 50—53 % железа. Встречаются магнетит, сидерит, пирит, хлориты и др. Лан-Дильский округ с центром Венцлар является третьим по величине железорудным округом. Сходные месторождения имеются в Восточных Судетах, Швейцарии, Хорватии.

Источником железа в Западной Европе служат также сидеритовые залежи и жилы. Жильные сидеритовые свиты, главным образом, в карбонатных породах имеют протяженность много километров в длину и сотни метров в ширину. Сами рудные тела имеют форму линз мощностью до 30 м. 70—90 % их выполнения жил представляют марганцовистый сидерит с примесью сульфидов. Разработка таких месторождений в Зигерланде, по Г. Шнейдерхену, велась не менее 2000 лет.

Сидеритовые жилы широко распространены в Алжире, Тунисе и Северной Испании. Эти месторождения по масштабам, конечно, несоизмеримы с железистыми кварцитами, однако в свое время играли важную роль в развитии металлургии, а многие из них не потеряли значение и в настоящее время.

Большие запасы имеют осадочные руды мезозойского возраста (Керченский район). Источником железа издавна на континенте служили болотные руды, формировавшиеся в застойных бассейнах, в частности, разработка этих руд проводилась в России на Петровском заводе. Многочисленные месторождения, приуроченные к мезозойским впадинам, имеются в странах Западной Европы.

Большое значение имеют месторождения латеритного выветривания. Они широко распространены в Гвиане, на Золотом Берегу в Африке: на Ямайке, Кубе, Гаити, а также островах Индонезии. Источником железа чаще служат окисленные разрушенные базальты, а также основные и ультраосновные интрузивы. С этим типом процесса связано образование бокситов, а также никелевых вторичных руд.

В последнее время выступают на первый план железо-марганцевые конкреции, обильные на дне океанов, особенно Тихого. Ценность этих конкреций повышается из-за присутствия в них редких элементов. На шельфе добываются титано-магматические пески, содержащие нередко ванадий.

Таким образом, ресурсы железных руд практически не ограничены, а в отдаленном будущем железо, возможно, будут извлекать из основных и ультраосновных пород вместе с другими полезными ископаемыми.

### Марганец

Марганец тесно ассоциирует с железом в составе древних кварцитов кристаллических щитов. Они известны на северо-востоке Индостанского щита, где развиты так называемые гондиты — метаморфизованные кварциты с гранатом (спессартином), также на западе Африки, в Южной Америке (штат Минас Жерайс). Содержание марганца повышается при окислении марганцовистых кварцитов.

В фанерозойских толщах широко распространены эксгалационно-осадочные месторождения, связанные с основными вулканитами (Тельатлас, Альпы), гидротермальные жильные с родохрозитом и родонитом (Филиппины), осадочные с оксидами марганца (Чиатуры, Калистор и Инеку) (Америка).

### Титан

Титан ассоциирует с железом в магматических рудах, связанных с габброидами и анортозитами (Великая Дайка, Бушвельдский комплекс). Он встречается и в редкометалльных месторождениях, связан-

ных со щелочными породами (Хибины, Вишневые горы). В последние десятилетия титановые минералы добываются из морских россыпей титано-магнетита (Индия, Австралия, Новая Зеландия).

Таким образом, три металла — титан, марганец, железо встречаются совместно лишь в определенных типах месторождений, в основном разобщены в разных генетических типах (особенно разнообразны месторождения железа) и имеют различные закономерности распределения.

## Хром

Месторождения хромита довольно однообразны по генезису и условиям нахождения. Они приурочены к ультраосновным породам — дунитам, пироксенитам, перидотитам, входящим в состав офиолитовых поясов. Значительные концентрации хромитов, по Н.В. Павлову, приурочены к крупным хорошо дифференцированным магматическим массивам. Как и вмещающие породы, хромиты имеют мантийное происхождение. Они образуют пластовые, шширообразные обособления в ультраосновных породах, а иногда и рассеянную вкрапленность, представляя в этих случаях породообразующие минералы.

Наибольшее значение имеют докембрийские хромитовые месторождения, особенно Южно-Африканские. Так, в Бушвельдском комплексе запасы хромита, приуроченного к нижней придонной части лополита, составляют 360 млн. т, а Великой Дайки достигают 600 млн. т. Хромитовые месторождения известны также в Индостанском, Австралийском и в других кристаллических щитах.

Ресурсы хромитовых руд заключаются в Средиземноморском поясе. Одни из них считаются герцинскими, другие — позднемезозойскими и третичными. Пояс хромитовых месторождений прослеживается в Альпах и особенно ярко проявлен в Динаридах, где известно множество месторождений. По добыче хрома СФРЮ за счет месторождений Динарид занимает одно из первых мест в Европе. Этот пояс протягивается в Грецию, где известны крупные месторождения, и далее в зону Тавра. Крупные месторождения имеются в Турции, где известно до 500 рудопроявлений, в том числе 120 промышленных месторождений хромитовых руд. Добыча хромитов достигает 30 % мировой.

Хромитовые месторождения, как и в других районах, приурочены к офиолитовым зонам. Они представлены неправильными или линзообразными телами массивных руд. Содержание хрома в крупном месторождении Догарды достигает 56 %. Здесь отрабатываются и россыпи. Добыча ведется в юго-западной части Анатолии, а в юго-восточной части ее в истоках рек Тигра и Евфрата находится один из крупнейших в мире хромитовых районов, заключающий 18 месторождений. Так, одна рудная залежь дала свыше 1 млн. т хромита. Рудные тела представлены трубами, линзами.

На территории Ирана хромитовые месторождения, связанные с офиолитами, известны в хр. Загрос на юге страны, а также в северном районе к северо-западу от Сабзеваара. Добыча и разведочные запасы относительно невелики.

Далее к востоку хромитоносная зона прослеживается вдоль осевой части Сулеймановых гор (Пакистан), сложенных метаморфическими пермско-мезозойскими отложениями. Наиболее крупные месторождения в районе Хиндубага приурочены к массиву серпентинитовых дунитов, перидотитов и гарцбургитов. Ежегодная добыча хромитов Пакистана составляет 35 тыс. т, а всего за 45 лет добыто около 1 млн. т.

На территории СССР хромитовые месторождения разрабатываются на Урале в Кимперсайском массиве ультраосновных пород. Они известны на дальневосточной окраине страны в Корякском нагорье, где, видимо, проявлены месторождения различного возраста — палеозойского и мелового. Хромитовые ультраосновные породы известны в Японии на о. Хоккайдо, где они приурочены к субмеридиональной тектонической зоне. Проявления хромитов отмечаются также вдоль разломов северной части Корейского полуострова.

Далее к югу в отношении хромитов представляют интерес Филиппины, особенно север о. Лусон, где ведется добыча хрома. Месторождения приурочены к массивам ультрабазитов, следующих вдоль крупных глубинных субмеридиональных разломов, протягивающихся в осевой части филиппинского архипелага. Подобные месторождения известны на о. Палаван, где они также приурочены к ультрабазитовым породам, следующим вдоль разлома северо-восточного направления, сопряженного с главным Центрально-Филиппинским разломом. Продолжение хромитоносной провинции устанавливается на севере о. Калимантан.

Мало изученная хромитоносная зона протягивается в субширотном направлении в осевой части о. Новая Гвинея. Параллельно главному разлому, контролирующему массивы ультрабазитов, отмечаются и второстепенные также близширотного направления.

На Американском континенте хромитовые месторождения известны в Кордильерах, где они приурочены к мезозойским массивам серпентинитовых ультраосновных пород (США).

Заканчивая краткий обзор металлогении хрома, следует отметить постоянство типов этих магматических месторождений, а также сходные условия их локализации вдоль главных разломов, поставивших магмы из мантии.

В последние годы высказываются предположения о тектоническом выжимании пластин океанической коры, вмещающей хромитовые ультрабазиты. Однако другие исследователи доказывают интрузивное происхождение хромитовых ультрабазитов, сопровождающееся контактовым изменением вмещающих их пород, ассоциирующихся с явно вулканогенными фациями ультраосновной магмы — коматиитами.

## Золото

Месторождения золота распространены очень широко и в различных типах геологических структур. Они встречаются в кристаллических докембрийских щитах, где некоторые жилы (Калгурли, Кулгарди Западной Австралии, Колар в Индии) имеют возраст около 3 млрд. лет. В древних щитах проявления золота особенно часто концентрируются в зеленокаменных толщах, которые, видимо, и служили источниками металла. Такие месторождения, приуроченные к древним метаморфическим толщам, развиты на Аляске (бассейн р. Юкон) и в более молодых зеленокаменных породах, возникших на месте эвгеосинклиналей на периферии Тихого океана.

Золотые месторождения по генетическим типам разнообразны. Повсеместно распространены золото-кварцевые жилы с примесью того или иного количества сульфидов или теллуридов. Широко проявлены штокверки и зоны вкрапленных руд. Одни месторождения распространяются в контактовом ореоле гранитоидов повышенной основности и "натровой специализации", другие локализуются в метаморфических куполах, образуя штокверки и прожилки в фациях сравнительно низкой степени метаморфизма (зеленокаменное изменение); третьи приурочены к субвулканическим телам повышенной основности и характеризуются преобладанием натрия над калием. Особый класс представляют россыпи от древних (1,9 млрд. лет) до современных, связанные с разрушением разных генетических типов коренных месторождений. Именно с разработки россыпей в основном и началось освоение золотоносных районов.

Характерная особенность месторождений золота независимо от их генетического типа — линейность металлогенических золотоносных зон, контролирующихся часто разломами.

По составу принято разделять золоторудные месторождения на мало-, умеренно- и сульфидные. По условиям локализации золота территории можно разделить на эвгеосинклинальные, отмеченные развитием зеленокаменных пород (золото ассоциирует с медью в кварцево-сульфидных жилах и зонах вкрапленности), и миогеосинклинальные, сложенные терригенными толщами — песчаниками и сланцами (преобладает малосульфидный вкрапленный тип).

Для первых вероятен привнос золота первоначально с основными вулканидами с дальнейшей перегруппировкой и миграцией его при метаморфизме. Для вторых — образование за счет размыва золотоносных комплексов окружающих сооружений.

Связь золота с базальтами далее подтверждается приуроченностью многих золотоносных провинций к зеленокаменным поясам, что отмечали Р. Бойль и А.П. Карпинский.

Эта связь доказывается постоянным присутствием золота в колче-

данных рудах, тесно связанных с вулканитами начального этапа развития эвгеосинклиналей или этапа активизации (тип Куроко), а также нередко ассоциация золотоносных жил и зон с базальтоидными дайками и, наконец, — с субвулканическими апобазитовыми штоками. Таким образом, первичным источником золота изначально была мантия. Однако при наложении последующих тектоно-магматических и метаморфических процессов происходила перегруппировка элементов и миграция золота с переложением его в жилах, штокверках. Такие процессы, как предполагает Р. Бойль, характерны для древнейших метабазитов комплекса Иеллоу-Найф Канады, а также для околотихоокеанских эвгеосинклинальных зон. Особо насыщена золоторудными проявлениями притихоокеанская Береговая и Островная зоны Аляски. Много их и в рудном районе мыса Принца Уэльского в районе п-ва Сьюард. Эта зона представляла эвгеосинклиналь длительного развития, где, начиная с ордовика, с перерывами отлагались вулканогенные толщи, которые позднее, при внедрении мезозойских диоритов и гранодиоритов, обогатили их золотом и медью. В результате возникли многочисленные золото-кварцевые жилы и золото-сульфидные в приконтактных частях интрузивов во внешних их ореолах.

Другой тип промежуточных коллекторов золота на пути его миграции в земной коре представляют осадочные толщи — формации древних шельфов, куда золото сносилось с окружающих горных массивов. Примером древних метаморфизованных и частью регенирированных россыпей являются знаменитые протерозойские конгломераты Витватерсранда, но такой же процесс мог происходить и в других условиях в приразломных прогибах, межгорных впадинах.

В последние годы многие исследователи считают, что золотокварцевые жилы образовались за счет мобилизации кластогенного золота осадков.

Намечаются стадии концентрации золота в трещинах в виде прожилков, начиная от жилок альпийского типа и кончая межпластовыми кварцевыми жилами. Возможно, таким путем возникла уникальная зона Мазер-Лод (США) в юрских сланцах Марипоза, которая протягивается на сотни километров по простиранию и более 1 км по падению и включает множество жил и прожилков. Отмечается отсутствие вертикальной зональности при столь большом протяжении по падению.

К этому типу можно отнести золотоносную зону Джуно северной Канады, которая простирается вдоль тектонической зоны смятия вдоль контакта батолита Берегового хребта. Возможно, что источником россыпей Клондайк явились посткинематические прожилки альпийского типа, образованные путем заимствования золота, рассеянного в осадках.

Совершенно очевидны и постмагматические месторождения золота — примесь этого металла в колчеданных медно-порфировых рудах (все они золотоносны) неизменная, а также парагенетическая связь с субвулканическими телами — подводщими каналами контрастной

базальт-дацит-липаритовой серии. В этих штоках находятся золото-серебряные месторождения, жилы которых протягиваются вглубь более чем на 1000 м и, видимо, связаны с глубинным источником как магмы, так и рудоносных растворов (Тонопа, Голдфилд, Крипл-Крик). Эндогенную природу, вероятно, имеют вкрапленные руды в карбонатных породах месторождений Карлин (США).

Примеры первично-осадочного или вулканогенно-осадочного накопления золота (вместе с вольфрамом, сурьмой) установлены в нижнепалеозойских толщах Восточных Альп.

Перегруппировка элементов с миграцией золота предполагается для протерозойской бамяцунской толщи Северо-Востока КНР, через стадию альпийских жилкок к жильным месторождениям, ассоциирующим с палеозойскими и мезозойскими гранитоидами, очевидно обогащенными золотом при ассимиляции золотосных метаморфических комплексов.

Неясно происхождение древних архейских золото-кварцевых жил (Колар, Индия), протягивающихся вглубь на многие сотни метров иногда без проявления температурной зональности по вертикали. Такая устойчивость по вертикали скорее характерна для стратиформных, первоначально горизонтально залегающих тел; потом — при тектоническом движении получивших вертикальное положение.

Подобное разнообразие генетических типов при внешнем сходстве конечных рудных проявлений затрудняет установление закономерностей распределения месторождений золота. Они, несомненно, приурочены к системам крупных эвгеосинклиналей (Внутренняя мегазона Тихоокеанского пояса, Монголо-Охотский пояс), к региональным и трансконтинентальным разломам, поясам даек и массивов гранитоидов повышенной основности. В общем планетарном плане подтверждаются закономерности распределения, намеченные И. Полетикой и Спуром.

## Серебро

Серебро тесно ассоциирует с золотом и является неизменным спутником в месторождениях. Но иногда оно и обособляется, особенно на низкотемпературном этапе минерализации.

Большое значение как источник самородного серебра представляют зоны минерализации с сульфидной вкрапленностью. К ним относится Конгсберг в Норвегии, а также низкотемпературные карбонатные, кварцевые и баритовые жилы, содержащие, кроме серебра, кобальт, никель, уран, висмут (пятиэлементная формация). Безвисмутый тип представляют серебро-кобальтовые месторождения Онтарио (Канада) в свите конгломератов и песчаников. В период с 1903 по 1930 гг. этот рудный район дал около 14 тыс. т серебра. Еще большее количество серебра было получено из серебро-оловянного рудника Потоси в Боливии, Сакатекас и Гуанахуато в Мексике.

Богаты серебром и полиметаллические месторождения Перу и других районов свинцово-цинковой минерализации. Таким образом, серебро является спутником как золота, так и полиметаллических руд.

## ГЛАВА 32. ОЛОВО И ВОЛЬФРАМ

Олово-вольфрамовые зоны и районы распространены значительно меньше, чем полиметаллические, а месторождения образованы в более узком диапазоне физико-химических условий. Эти два металла, обычно связанные с гранитами, часто ассоциируют друг с другом, особенно там, где они приурочены к кислым и ультракислым гранитам, обогащенным летучими, и проявлены в высокотемпературных грейзенах и кварцевых жилах. Этот тип оруденения — сиалический и ультрасиалический, приурочен к участкам мощной кислой континентальной коры, иногда повторно подвергавшейся регенерации и гранитизации, а также к миогеосинклинальным зонам, сложенным терригенными породами и образующим системы антиклинальных сооружений. По возрасту месторождения олова и вольфрама отличаются от свинцово-цинковых. Сравнительно невелики по масштабам оловянные месторождения, представленные пегматитами. Они имеют промышленное значение в Африке, где образуют крупные пегматитовые тела, успешно разрабатываемые с извлечением сложного комплекса полезных составляющих (олово, тантало-ниобаты, литий и др.). Вольфрам для таких месторождений нетипичен. В районах более молодых складчатых областей оловоносные пегматиты и сопровождающие их кварц-касситеритовые жилы и грейзены, связанные с кислыми гранитами, служат источниками касситеритоносных россыпей (Таиланд, Малайзия, Нигерия).

Предполагается, что оловоносные пегматиты были распространены в Бразильском щите, но затем эродированы и за счет их разрушения были образованы и древние (нижнепалеозойские) россыпи, из которых позднее олово было мобилизовано при внедрении мезозойских гранитов и третичных вулканитов Боливийской рудной провинции.

Месторождения касситерита и вольфрамита кварцевой формации широко проявлены в Центральной и Западной Европе в пределах Саксо-Тюрингской зоны, в которой позднепалеозойский (каменноугольный, пермский) интрузивный магматизм налагается на древние (ассинтские) метасоматические комплексы Молданубикума. К этой зоне относятся знаменитые рудные месторождения Корнуолла. За многовековую историю разработок месторождения этой зоны получены миллионы тонн олова, а также другие ценные металлы. Месторождения представлены грейзенами, кварцевыми жилами и штокверками с касситеритом, вольфрамитом, в прошлом большое значение имела и отработка россыпей. Характерна тесная генетическая связь олова и вольфрама с полиметаллическими и урановыми рудами с проявлением температурной зональности

в их распределении по горизонтали относительно гранитных массивов и по вертикали.

Месторождения этой формации достаточно типичны и для Пиренейского полуострова, где они сконцентрированы в середине массива, пересеченного поздневарисскими кислыми интрузивами. Такие месторождения играют большую роль в Нигерии, где они служат источниками крупных и длительное время разрабатывавшихся оловоносных россыпей. В СССР этот тип минерализации проявлен в Калба-Нарымском районе Казахстана, отчасти Забайкалье и на Северо-Востоке.

Подобного типа месторождения развиты в крупной Бирмо-Малайзия-Индонезийском оловорудном поясе, который протягивается на 3000 км, и образуется в зоне терригенной миогеосинклинали. Месторождения этого района, и особенно россыпи, связанные с их разрушениями, служат до сих пор главным источником олова.

Более сложная картина распределения месторождений отмечается в другом важном олово-вольфрамовом районе мира — Южно-Китайском. Здесь с кислыми гранитами, прорывающими метасоматические толщи эпикаледонской платформы, проявлены месторождения кварцевой формации с вольфрамитом и подчиненным касситеритом. На участках наложения карбонатных толщ платформенного чехла (D—T) проявлен сложный комплекс полиформационных месторождений, где сочетаются оловоносные кварцевые жилы и грейзены в гранитах, скарны на контакте с карбонатными породами и полиметаллические месторождения в карбонатных толщах внешней экзоконтактовой зоны. Оловорудные зоны из Китайской провинции протягиваются к югу на Индокитайский полуостров (СРВ и Лаос), для которых вольфрамовое оруденение уже не столь типично. Месторождения, относимые к касситерито-силикатной формации (турмалиновые, хлоритовые зоны), или касситерито-сульфидные месторождения с сульфосолями широко распространены в Тихоокеанском поясе. Уже давно они были известны в Боливии, а за последние полвека установлены и в СССР, в основном на Дальнем Востоке. Особенность этих месторождений — парагенетическая связь их с малыми интрузиями и дайками, сложный комплексный состав руд (олово, свинец и цинк, медь, вольфрам и др.), а также значительное протяжение рудных тел по вертикали, указывающее на глубинный источник рудоносных растворов. В некоторых районах эти месторождения показывают связь с гранитоидами, причем устанавливается зональное распределение металлов с появлением более низкотемпературных свинцово-цинковых руд с удалением от гранитов. Такие районы со сложной минерализацией проявлены в Восточной Австралии, а также в рудной провинции Приморья (СССР).

Рассмотрим касситерито-сульфидную формацию, где наряду с касситеритом, простыми сульфидами свинца, цинка и меди участвуют также разнообразные сульфосоли, и в том числе сульфостаннаты. Характерный район развития такой минерализации — Южно-Боливийский, где

некоторые месторождения заключают более 500 тыс. т олова (Лалагуа). Особенность этих месторождений, ассоциирующихся с вулканитами, как и ранее описанных полиметаллических, заключается в том, что отмечается большая устойчивость оруденения по вертикали, указывающая на глубинное положение источника рудных растворов.

С.С. Смирнов, обращая внимание на особую природу касситерито-сульфидных месторождений, подчеркивал иную природу по сравнению с касситерито-кварцевыми. Однако в последние годы выявляются и переходные типы между этими крайними представителями серии оловорудных месторождений. Особенно это свойственно для оруденения в вулканогенных поясах, наложенных на древние массивы с корой кислого состава. Такие переходные типы проявлены в Хингано-Баджальском оловоносном поясе (СССР).

Если на высокотемпературном этапе в месторождениях кварцевой формации олово и вольфрам тесно ассоциируют друг с другом в районах проявлений ультракислых гранитов и в областях сиалического металлогенического профиля, то в других условиях вольфрам иногда обособляется от олова и в общем диапазоне его распределение шире, чем олова. В частности, в скарновых месторождениях вольфрам встречается и в областях фемическо-сиалического профиля, и в том числе в эвгеосинклиналях. Примером может служить вольфрамоносная провинция запада США, где известны многочисленные скарново-шеелитовые месторождения, приуроченные к контактам карбонатных толщ с гранитоидами повышенной основности. Широко распространены шеелитоносные скарны и в Тянь-Шане. Вольфрам встречается в золото-шеелитовых гидротермальных месторождениях (Западная Сибирь) и в низкотемпературных ферберит-антимонитовых жилах, образованных на поздних этапах развития сложных многометалльных областей (Забайкалье).

Интересны новые данные об осадочных и вулканогенно-осадочных породах нижнепалеозойской толщи Восточных Альп (Австрия) и других участков Альпийской зоны. В некоторых рудоносных толщах наряду с вольфрамом (шеелит) развит и антимонит.

### ГЛАВА 33. СВИНЕЦ И ЦИНК

Свинцово-цинковые месторождения разнообразны по генетическим типам, геологическим условиям их образования и возрасту. К самым древним, вероятно, относятся колчеданные месторождения в нижне-среднепротерозойских эвгеосинклиналях, такие, как Багдад и Джером в толще метаморфических сланцев протерозоя. В результате новых мезозойских и кайнозойских движений эти месторождения высоко подняты и вскрыты современной поверхностью эрозии. При наложении ларамийской и альпийской тектоно-магматической активизации руды этих месторождений регенерированы и рассеяны молодыми рудными про-

жилками. К среднему протерозою относится и крупное месторождение Брокен-Хилл (Австралия), залегающее среди метаморфических сланцев. Предполагают, что руды были образованы осадочным путем в связи с вулканическими эксгаляциями, а затем сложно деформированы вместе с вмещающими толщами и метаморфизованы с образованием среди сульфидных руд крупных кристаллов граната, образованного за счет скарнирования карбонатов.

К этому генетическому типу относят расположенное севернее в той же зоне месторождение Маунт-Айза, образованное в осадочно-вулканогенном комплексе протерозойской эвгеосинклинали.

Иной тип представляет древнее докембрийское (рифейское) месторождение Салливан также первично-осадочного происхождения, но уже в толще черносланцевых отложений Белтской серии (1,6 млрд. лет), Канада. Руды претерпели деформацию вместе с вмещающими толщами и были пересечены дайками диоритов (1,1 млрд. лет) и метаморфизованы в этот период. Возможно, с этой интрузией связан привнос олова, а также проявления альбитовых, хлоритовых и метасоматических пегматитов.

По масштабу три отмеченных проявления являются самыми крупными в мире, хотя они возникли в разных условиях: первые два — в районах вулканической деятельности, третье — в бассейне терригенной седиментации. Они имеют общие черты: прежде всего изначально стратиформный характер руд и большие масштабы рудных тел.

Обращаясь к молодым стратиформным месторождениям этих металлов, можно найти аналоги осадочных рудных концентраций в бассейнах типа мансфельского, где наряду с известными медистыми песчаниками встречаются и пласты, обогащенные цинком в краевых частях мелких ложбин.

Стратиформные месторождения цинка крупнейшие по масштабам, распространены в известняках и доломитах Верхней Силезии (ПНР). Генезис является спорным, однако приуроченность к определенным горизонтам карбонатных пород позволяет предполагать заимствование из них металлов.

Характерная особенность древних фанерозойских полиметаллических месторождений — приуроченность к карбонатным толщам — известнякам и доломитам. Она проявлена в месторождениях разных эпох и разных генетических типов. Крупные концентрации свинцово-цинковые руды образуют в скарновых месторождениях на контактах с гранитоидами или алюмосиликатными породами. К ним относятся многие месторождения Тянь-Шаня, Центрального Казахстана.

Цинком обычно богаты медно-колчеданные залежи в вулканитах начального этапа развития эвгеосинклинальных зон (Урал, Малый Кавказ). Колчеданные руды, богатые также свинцом, характерны для зон вулканитов, наложенных на континентальную кору (месторождения Куроко, Япония). Во всех случаях источником рудного вещества, види-

мо, служили вулканические аппараты. Относительная роль месторождений колчеданного типа в вулканитах для фанерозойского этапа невелика.

К колчеданному типу в терригенных толщах относятся месторождения Мегген и Раммельсберг в Рейнских Сланцевых Горах, представляющие стратиформные, позднее — дислоцированные вместе с породами залежи девонского возраста. Масштаб месторождений очень большой. Из месторождения Раммельсберг извлекается ежегодно до 2 тыс. т меди и более 20 тыс. т цинка. Предполагается, что оруденение связано с девонскими вулканистами, послужившими источниками рудоносных растворов.

Вулканогенно-осадочное происхождение признается для полиметаллических руд Алтая, связанных с комплексом пород девонского возраста, с вулканистами среднего и кислого состава. Месторождения имеют межпластовый стратиформный характер и образуют секущие рудные тела. В отличие от колчеданных руд Урала они более богаты свинцом и цинком. Некоторые авторы считают их эндогенными, связанными с интрузивами гранитов, что, впрочем, не исключает возможности заимствования вещества из вулканогенных толщ и переотложения его в сложных тектонических зонах смятия.

Сравнительно подчиненное значение имеют полиметаллические месторождения в терригенных толщах, не показывающие пространственной связи с интрузивами. К этому типу относится пояс кайнозойских месторождений южной Боливии, протягивающийся согласно с вмещающими толщами. Рудные составляющие первоначально были отложены в терригенных осадках шельфового типа. В другом случае можно предположить заимствование свинца и цинка из осадочных толщ, например, из Бэлтской протерозойской серии углистых сланцев с мобилизацией и переотложением вещества, при внедрении ларамийских магматических пород (Керд-Ален). В СССР к такому типу терригенных поясов с полиметаллическим оруденением относится текелийский в Казахстане.

Значительно более широко распространены полиметаллические месторождения в карбонатных породах. Именно они заключают, вероятно, основную массу свинца и цинка. Среди месторождений этой группы выделяются плутонические, связанные с гранитоидами обычно повышенной основности. Они связаны с краевыми поднятиями геосинклинальных систем. В частности, к этому типу принадлежит Приаргунский пояс полиметаллических месторождений Забайкалья, приуроченный к устойчивому поднятию, развивавшийся еще с рифея. Именно мелководный характер бассейна определил развитие нижнепалеозойских известняков и доломитов, чередующихся со сланцами, и металлогеническую специфику пояса. Здесь известны многие десятки месторождений различного морфологического и генетического типа — стратиформные залежи, трубчатые и штокообразные тела метасоматического происхождения, относящиеся к среднетемпературному типу гидротермальных

месторождений. Рудные тела удалены от магматических пород, которые вскрываются лишь местами на участках наибольшего эрозионного среза. Можно предполагать, что именно последние служили источником рудоносных растворов, а их обогащение свинцом и цинком, возможно, связано с ассимиляцией этих металлов из карбонатных толщ. Характерно, что месторождения располагаются линейно на контактах карбонатных пород со сланцами, и особенно в пересечении их поперечными разломами. К классу плутоногенных полиметаллических месторождений в известняках относятся некоторые месторождения юга Канады.

Г. Шнейдерхен считает, что к этому типу принадлежат и многочисленные полиметаллические месторождения западного и восточного склонов Альп, образующие параллельные рудные пояса, возможно, к ним следует отнести и некоторые месторождения Динарид (Греция).

Большая группа месторождений локализуется в районах проявления третичного вулканизма, наложенного на зоны развития карбонатных пород. К этому типу относится группа Сихотэ-Алинских месторождений Приморья геденбергито-сульфидного типа. Рудные тела приурочены к контактам известняков и субвулканических тел, которые, вероятно, служили флюидопроводниками растворов из глубинных рудоносных источников. К этому типу относится месторождение Трепча в СФРЮ, на контакте субвулканических тел дацитов с карбонатными отложениями, а также Капаоник, СФРЮ, где известно более ста жил, Тинтик и Ледвилл в США и многие месторождения Мексики, образующие крупный комплексный пояс. Характерная особенность месторождений этой группы, связанных с молодыми вулканическими телами, — значительное протяжение оруденения по вертикали (более 500 м), что, видимо, обусловлено устойчивостью термического режима при прогреве рудопроводящей структуры вулканическими телами.

Подобного типа месторождения, связанные с третичными субвулканическими телами, проявлены и в платформенных чехлах срединных массивов — Родопского, Иранского. Особенность районов — большая роль карбонатных толщ — известняков, доломитов в платформенном чехле, развивавшемся длительно. Непосредственным стимулятором оруденения явились и третичные субвулканические тела. Оруденение в месторождениях прослеживается иногда на глубину до 1000 м, причем отмечается полистадийность минерализации и сложный ее состав с развитием разнообразных сульфидоантимонитов свинца. Проявления последних связывают полиметаллические месторождения с антимонитовыми, расположенными по периферии рудных районов.

Интерес в отношении полиметаллического оруденения представляет Иранская рудная провинция, заключающая многочисленные свинцово-цинковые месторождения, различные по морфологии — от стратиформных залежей до скарновых тел вблизи субвулканических интрузий, прорывающих карбонатные толщи. Возможно, к этому типу территории следует отнести полиметаллическую провинцию Перу, где оруденение

связано с третичными субвулканическими телами и характеризуется сложным комплексным составом с развитием разнообразных сложных сульфосолей.

Особый класс представляют стратиформные месторождения в карбонатных толщах, удаленные от магматических пород. К этому классу относятся известные месторождения районов Миссисипи-Миссури, которые, возможно, образованы путем фильтрации рудоносных растворов, выщелачивающих металлы из вмещающих пород. Условно к этому типу можно отнести и цинковые месторождения Краковского района (ПНР), а также свинцово-цинковые (Каратау в СССР), где наряду со стратиформными телами имеются и секущие.

Широко развиты подобные месторождения спорного генезиса среди карбонатных пород Западного Средиземноморья — севера Африки и юга Испании. Для них отмечается закономерная приуроченность месторождений к определенным стратиграфическим горизонтам и в то же время локализация руд также в секущих трещинах.

Следует отметить, что имеются признаки осаждения свинцово-цинковых руд в четвертичных бессточных впадинах пустынного типа (Афганистан), где источником металлов служили подстилающие и окружающие бассейны породы фундамента, из которых происходило выщелачивание рудных элементов.

В последние годы находится все больше сторонников роли первично-осадочного отложения металлов с последующей их миграцией и концентрацией в благоприятных условиях при образовании рудных тел. Не исключена возможность, что в некоторых случаях растворы поступали из подкоровых глубин, производя по пути выщелачивание металлов и обогащение ими. Особый тип представляют полиметаллические месторождения, ассоциирующие с оловянными и расположенные в периферических ореолах оловоносных районов.

#### ГЛАВА 34. МОЛИБДЕН, МЕДЬ И НИКЕЛЬ

Молибден имеет двойственную геохимическую природу, что и определяет его нахождение в разных генетических типах месторождений и различных геологических условиях. Молибден вместе с медью встречается в месторождениях медно-порфировых руд, где составляет в общем незначительную примесь (десятые и сотые доли процента), но вместе с тем образует и самостоятельные месторождения порфирового типа, приуроченные к субвулканическим телам повышенной щелочности. Он локализуется в штокверках и в виде вкрапленности. Крупное промышленное значение имеют месторождения Клаймакс и Куэста (США) в обрамлении массива Колорадо.

Другую линию процесса представляет ассоциация молибдена с оловом и вольфрамом в грейзенах и кварцитовых жилах, а также с золотом

в кварц-турмалиновых, золото-молибденовых жилах. Эти месторождения связаны с гранитоидами повышенной щелочности и умеренной кислотности, образуют многостадийные пересекающиеся прожилки, сопровождаемые микроклинизацией гранитных пород (Цинтуйчен, КНР). В других случаях они представлены кварцевыми жилами (Давендинское, СССР) иногда в сопровождении сульфидов свинца и цинка (Шахтамаинское, Бугдаинское, СССР). Главным источником молибдена являются месторождения порфирирового типа, хотя он из них попутно извлекается чаще как второстепенная примесь. Особенность молибдена — накопление его в углях, которые могли играть важную роль при обогащении этим металлом рудоносных интрузий.

Медь широко распространена в земной коре. Главные концентрации ее заключаются в Тихоокеанском подвижном поясе, а также в Африке. Генетические типы месторождений меди разнообразны. Совместно с никелем она участвует в магматических и гистеромагматических месторождениях в основных и ультраосновных породах. Это доказывает важную роль мантийного источника меди. Кроме того, медь в повышенном количестве содержится в базальтах, образуя в них иногда крупные промышленные месторождения вкрапленных руд (Верхнее Озеро), а также в андезитах (Чили). Как и в предыдущем типе месторождений, медь показывает непосредственную связь с основными породами мантийного происхождения. Обогащенные медью основные и средние вулканы могут служить источником при образовании более поздних месторождений с высокой концентрацией металла в результате заимствования металла магмами и растворами с переотложением его в благоприятных условиях.

Общезвестна приуроченность меди к колчеданным месторождениям раннего этапа развития эвгеосинклиналей. В этих условиях источник меди — дифференцированные вулканы спилито-кератофировой формации — глубокие очаги вулканической деятельности или куполовидные выступы субвулканических тел. Эти колчеданные месторождения хорошо изучены на Урале. В них проявлены признаки динамического и термального метаморфизма. В некоторых случаях можно предполагать, что вулканы, заключающие колчеданы, отлагались на симатической коре (мантии). Особенно это вероятно для окраин Тихоокеанского бассейна, где со временем за счет океанической коры при проявлении вулканизма происходило наращивание коры континентальной. К этому типу относится месторождение Бесси, о. Сикоку (Япония). В других случаях там, где вулканы мантийного происхождения прорывали мощную сиалическую кору, возникали наложенные эвгеосинклинали с более кислыми вулканами, сопровождающимися медно-полиметаллическим оруденением (тип Куроко в Японии, месторождения рудного Алтая, Рио-Тинто в Испании).

Наблюдения над относительно молодыми фанерозойскими и мало деформированными месторождениями помогают понять природу слож-

ных колчеданных месторождений древних щитов, претерпевших неоднократную деформацию и метаморфизм. К таковым относятся месторождения Маунт-Айза в Австралии, Цумеб в Африке, многие месторождения Швеции (Фалун, Болиден и др.). Их сложный минеральный состав и сложную морфологию можно объяснить неоднократной переработкой при наложении поздних фаз складчатости и метаморфизма. Запасы некоторых из них значительны.

Прямые признаки регенерации устанавливаются в рудных телах колчеданных месторождений Джером и Багдад в Аризоне (США), где наблюдается пересечение древних (среднепротерозойских) сульфидных залежей третичными рудными прожилками. Для месторождений этого типа характерно преобладание меди в ассоциации с цинком при сравнительно небольшом количестве свинца. Эти древние месторождения, вскрывающиеся в результате общего подъема и эрозии в молодых складчатых областях, и являются реликтами, позволяющими представить особенности металлогении нижних частей коры на данном участке.

В некоторых месторождениях Аризоны, относимых к медно-порфировому типу, руда залегает в докембрийских толщах. Возможно, там произошла регенерация древних месторождений. К колчеданному типу относятся в северной Америке также Норанда, Флин-Флон и др. В общем балансе месторождений эти месторождения играют важную роль, но не главенствующую, хотя некоторые из них за время эксплуатации давали значительное количество металла. Например, месторождение Флин-Флон — 25 000 т меди и 38 000 т цинка (не учитывая золота, серебра, кадмия, селена и теллура); крупнейшее месторождение Норанда разведано до глубины 900 м, запасы около 34 млн. т, содержание меди 4—5%.

Широко распространены скарновые месторождения, масштаб которых невелик. Месторождения залегают на контактах гранитоидов с доломитами и известняками. Причем сульфидная медная минерализация налагается на скарны. Примером может служить Туринское месторождение на Урале, месторождения Жолтон и Суан в КНР. Последние два характеризуются присутствием боратов магния, что значительно повышает ценность руд. В КНР к этому типу относится Тунгуаншань.

Медь встречается в гидротермальных жилах. Примером является месторождение Бьютт (штат Монтана, США), которое по запасам и концентрации металлов — одно из крупнейших в мире. Оно залегает среди ларамийских гранитов, причем на небольшой площади 8 x 4 км<sup>2</sup> заключена густая сеть трещинных жил. Мощность некоторых достигает 30 м, а длина 10 км. В этой сети насчитываются тысячи отдельных жил, между которыми породы заключают рудную вкрапленность. Работы велись до глубины 1200 м, причем в период до 1938 г. было извлечено 5 млн. т меди, 1,7 млн. т цинка, 0,37 млн. т свинца, 15 тыс. т серебра и 57 т золота общей стоимостью на 7300 млн. дол. Работы ведутся на 20 рудниках.

В некоторых случаях медь среди алюмосиликатных пород ассоциирует с висмутом, серебром и золотом, а также с турмалином в рудах пнев-

матолито-гидротермального происхождения. Г. Шнейдерхен считает турмалино-сульфидные месторождения этого типа аналогами оловоносных грейзенов. Медь иногда встречается и в олово-полиметаллических месторождениях, локализуясь в верхней зоне гидротермальных жил в виде халькопиритовых линз (Корнуолл). В других районах иногда проявляющиеся кварцевые жилы с халькопиритом, блеклой рудой и другими минералами особого значения не имеют.

Выделяются, как важный тип, медно-порфировые месторождения, связанные с субвулканическими телами повышенной основности и щелочности. Эти месторождения преобладают в восточной ветви Тихоокеанского рудного пояса (США, Мексика, Перу, Чили). Они образуют как бы единый пояс, разделенный лишь небольшими интервалами, расположенный чаще на сочленении эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной мегазон. Месторождения представлены штокверками, вкрапленными рудами в вулканитах и окружающих их породах. Оруденение прослеживается на большую глубину. Масштабы месторождений грандиозны. Запасы меди в них измеряются миллионами тонн, а в совокупности заключают, вероятно, более 100 млн. т. Помимо меди, месторождения содержат молибден, золото, серебро, селен, теллур. По периферии некоторых меднорудных тел располагаются свинцово-цинковые месторождения. Генезис этих месторождений не вполне ясен.

Совершенно очевидно, что они приурочены к глубинным разломам, контролировавшим проникновение субвулканических тел, а вдоль них и рудоносных растворов. Возможно, что обогащение медью происходило по пути следования магмы, а позднее и растворов из вмещающих пород. В некоторых случаях медно-порфировые месторождения приурочены не к субвулканическим телам, а к массивам гранитоидов и раздробленных метаморфических сланцев. Эта формация может объединять месторождения, различные по генезису. Общей особенностью является вкрапленный и рассеянный характер руд. С удалением от океана в сторону континента и повышением мощности сиалической коры на смену медно-молибденовым рудам приходят собственно молибденовые, представленные штокверками в субвулканических телах (Куэста, Клаймакс, США). На противоположной стороне Тихоокеанского пояса медно-порфировые месторождения развиты вдоль крупного глубинного разлома, секущего третичные складчатые сооружения Филиппинского архипелага, где также известны крупные запасы руд. Они проявлены по разломам на о. Тайвань, а также выявлены в восточной части поднятия Цзяньани континентального Китая. Южнее они установлены на о. Бугенвиль Соломоновых островов, где оруденение имеет, видимо, наиболее молодой (плейстоценовый) возраст.

На территории СССР такие месторождения проявлены в Тянь-Шане, Прибалхашье, на Малом Кавказе. Везде они имеют важное значение как в отношении меди, так и сопутствующих металлов (молибден, золото и др.).

Очень важны также стратиформные месторождения меди осадочного, а в некоторых случаях спорного генезиса (эндогенного, по К.И.Сатпаеву, руды Джэзкагана). Неясно происхождение крупного месторождения Кобар, приуроченного к меридионально ориентированному прогибу, выполненному песчаниками и сланцами, заключающими примесь углистого материала. В этой толще находятся пластовые залежи медных руд. Некоторые геологи считают их первично-осадочными, другие – гидротермально-метасоматическими, хотя изверженных пород вблизи этих рудных залежей не отмечено, но местами устанавливаются секущие жилки, возможно образованные в результате регенерации.

Важным источником меди являются медистые песчаники и сланцы Замбии. Руды имеют стратиформный характер и приурочены к определенным горизонтам и фациям осадочных толщ. С медью ассоциирует кобальт, в незначительном количестве цинк, а также золото и серебро. Предполагается, что месторождения возникли осадочным путем в позднем докембрии и частично были потом метаморфизованы и переотложены. Именно благодаря этим крупным месторождениям Замбия занимает третье место (после США и Чили) по запасам и добыче руд. Осадочное происхождение имеют месторождения типа медистых песчаников, образованные среди красноцветных толщ в условиях аридного климата. К таким месторождениям в СССР относятся Джэзкаган (по К.И. Сатпаеву, руды Джэзкагана гидротермальные), Удокан, в Боливии – Коро-Коро. При наложении более поздних процессов в этих пластовых залежах возникают секущие жилы.

К такому типу относятся медистые сланцы и мергели среди пород цехштейна в Мансфельдской мульде. Отложение меди происходило в застойном бассейне, обогащенном углистым веществом. Рудные минералы концентрируются в линзах или полосках. Разработка этих месторождений велась с давних времен и продолжается непрерывно, добываются руды с содержанием меди около 3 %. Медистые сланцы разрабатывались и в других местах между Рейнскими сланцевыми горами, Тюрингским Лесом и Гарцем, где обнаружены новые рудоносные мульды с площадью пластов 50 км<sup>2</sup>, мощностью 24 см, с запасами меди более 1 млн. т. Таким образом, оказывается, что медистые сланцы представляют важный источник меди. Сходные месторождения обнаружены и на территории ПНР (Нижняя Силезия, которое превосходит по запасам Мансфельдское).

Медные месторождения широко распространены, причем наибольшую концентрацию они получают в обрамлении Тихого Океана – в пределах его внутренней мегазоны или на границе с ней, что подчеркивает генетическую связь этого металла с мантийными источниками. В то же время устанавливаются признаки регенерации меди в месторождениях и меденосных слоях. Это показывает важную роль и сиалической коры в процессе дальнейшей миграции меди вплоть до накопления ее в осадках с образованием стратиформных экзогенных месторождений. Глу-

бинные разломы, возникшие на разных этапах активизации, выводят в близповерхностную зону новые порции обогащенных медью основных и ультраосновных пород. Из-за таких геохимических особенностей медь имеет очень широкий диапазон распространения месторождений как в пространстве, так и во времени, причем преимущественные ее концентрации приходится на зоны фемического профиля и глубинные разломы — проводники основной и ультраосновной магмы.

Никель — постоянный спутник меди в магматических месторождениях, связанных с основными и ультраосновными породами различного возраста (Садбери, Великая Дайка, Бушвельдский батолит). Однако в гидротермальных рудопоясах он обособляется от меди, встречаясь в скарнах, а главное — совместно с кобальтом в низкотемпературных месторождениях пятиэлементной формации (Bi-Co-Ni), где он ассоциирует с серебром, ураном, кобальтом, висмутом, в составе низкотемпературных кварц-карбонатных жил. Предполагают, что эти никеленосные жилы возникли при участии глубинных растворов мантийного происхождения, которые и принесли с собой этот специфический мантийный металл.

Большое значение имеют месторождения выветривания, возникающие на массивах основных и ультраосновных пород в тропической и субтропической зонах. Никель, заключенный в виде изоморфной примеси в силикатах, при окислении образует вторичные минералы, которые и концентрируются в верхней части массивов. Крупнейшие месторождения этого типа находятся в Новой Каледонии, на островах Индонезии, Кубы. Они являются наряду с магматическими медно-никелевыми месторождениями важным источником этого металла.

### ГЛАВА 35. РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ (ТАНТАЛ, НИОБИЙ, ЛИТИЙ, БЕРИЛЛИЙ)

Эти очень ценные металлы образуют концентрации, главным образом, в двух типах месторождений. С одной стороны, в гранитных пегматитах, с другой — в связи со щелочными породами и ассоциирующими с ними карбонатитами.

Редкометалльные пегматиты развиты во всех древних щитах. Самые древние из них имеют возраст 3 млрд. лет (Вуджина в Австралии).

Особенно широко развиты редкометалльные пегматиты в Южной Америке. Вдоль близширотного разлома на юге Гвианского щита распространены редкометалльные пегматиты с тантало-ниобатами. Пегматитовый пояс протягивается в северо-западном направлении вдоль Атлантического побережья. На северо-востоке Суринама пегматиты имеют раннепротерозойский возраст. В составе их встречаются турмалин, колумбит-танталит, касситерит, топаз, берилл. Южнее в Центрально-Бразильском щите в полосе северо-восточного направления

правобережья р. Мадейры проявлены оловоносные пегматиты и связанные с ними россыпи.

В меридиональной зоне, разделяющей Центрально-Бразильский и Восточно-Бразильский щиты, проявлены щелочные породы и карбонаты с редкометалльной и редкоземельно-апатитовой, а также радиоактивной минерализацией. Крупным месторождением является Посуди-Колдас с запасами бадделеита 2 млн. т.

Своеобразен по металлогении северо-восточный блок Восточно-Бразильского щита, где в нижнеархейских толщах широко проявлены пегматиты. Эти пегматиты имеют большое значение в отношении редкометалльного оруденения. Другое поле развития пегматитов известно в штате Параиба, где в прошлом интенсивно добывались концентраты берилла, танталит-колумбита и литиевых минералов.

С.Е. Колотухина предполагает, что эти пегматитовые районы являются продолжением Западно-Африканских и были отъединены от них при образовании раздвига Атлантического океана.

Очень большое развитие редкометалльные пегматиты, а также карбонаты имеют в Африке, где выделяется несколько поясов. Наиболее древним пегматитовым месторождением является Бикита (3 млрд. лет). Оно является крупным по запасам берилла, лепидолита и петалита. Жилы залегают в зеленокаменных породах в контактовом ореоле гранитного массива. Более молодые — пегматиты, возраст их 1,9 млрд. лет, связаны с красными гранитами Бушвельдского комплекса. Они содержат касситерит. Очень крупные пегматитовые тела известны в районах Конго, где разрабатывались два штокообразных тела протяжением до 5 км и мощностью до 400 м. Эти пегматиты зонального строения, заключали сподумен, касситерит и др. Крупные месторождения редкометалльных пегматитов известны на о. Мадагаскар, в Мозамбике и в Нигерии.

В отношении редкометалльного оруденения имеют важное значение и карбонаты, связанные со щелочными породами, приуроченными к близмеридиональным разломам. Здесь выделяется семь поясов карбонатов. Таким образом, Африканский континент наряду с Южно-Американским принадлежит к наиболее богатым редкометалльным провинциям.

Редкометалльные пегматиты известны также в Канадском щите Северной Америки как в пределах Канады, так и США. Там добывается комплекс ценных минералов — берилла, сподумена и других литиевых минералов и тантало-ниобатов. Пример комплексного использования всех пегматитов представляло месторождение Этта-Майн в массиве Блэк-Хилс (США). Здесь извлекались также и основные породообразующие — кварц и полевой шпат.

Для территории востока Азии, сложенной в значительной мере молодыми складчатыми зонами, такие глубинные образования, как пегматиты, не характерны. Эти образования наиболее типичны для древних комплексов кристаллических щитов, где эрозия вскрывает глубинные зоны сиалической коры.

Сравнительная характеристика металлогенических провинций разного возраста и различного структурного положения дает возможность рассмотреть общие вопросы металлогении. Большая часть железа, марганца, золота, титана, хрома, платины, урана заключена в древнейших комплексах, что свидетельствует о важном значении архейских и нижнепротерозойских щитов в отношении их рудоносности. Такое преимущественное значение древнейших комплексов как источников руд объясняется, с одной стороны, широким площадным распространением в щитах и платформенных сооружениях и, с другой — длительным их развитием, составляющим 7/8 всего периода истории Земли.

Типы рудных месторождений, как и образующие их процессы минерализации, со временем видоизменялись, хотя общие тенденции рудообразования часто повторялись во времени.

Последние данные показывают, что уже 3,8 млрд. лет тому назад возникали железистые кварциты, образованные при участии железобактерий (Гренландия). К этому времени можно отнести период возникновения значительных концентраций рудных элементов, которые в нашем понимании отвечают рудным месторождениям. Можно предположить, что верхняя оболочка Земли, а возможно, и мантия не были повсеместно однородными, в них выделялись участки более основного и кислого состава, в связи с поступлением материала из разных глубинных источников.

Этот процесс разделения участков земной коры на блоки с сиалическим и фемическим типом развития нарушался образованием глубинных разломов с поступлением новых порций ультраосновных и основных магм, приносивших из глубинных недр элементы фемического комплекса. Пример таких глубоких разломов с внедрением ультраосновных — основных пород — Великая Дайка, которая протягивается на 500 км и включает огромные концентрации хрома, титана, железа, платины, а также Бушвельдский батолит, расположенный на южном протяжении разлома этой дайки, в скрещении с широтным разрывным нарушением, характеризующийся тем же комплексом элементов, а также в кислых дифференциатах — проявлением олова. Эти образования характерны уже для протерозоя.

В раннем докембрии (в катархее) проявлялись линейные формы дислокаций. К ним относится, в частности, линейная зона метаморфических пород в серии Дхарвар района Колар. На других участках были более неправильные структурные формы — гранитогнейсовые купола, которые продолжали развиваться с раннего докембрия вплоть до палеозоя, и огибающие их прогибы, выполненные основными вулканитами или зеленокаменными толщами. В этих образованиях происходила уже

более дробная геохимическая дифференциация структурных элементов, которые развивались в общем унаследованно: зеленокаменные пояса, в которых повторно приоткрывались разломы и внедрялись вулканы, характеризовались в дальнейшем как специфически золотоносные; гранитогнейсовые купола, особенно с многократным проявлением гранитизации, дали начало сиалическим блокам земной коры с типичным для них комплексом рудных элементов (олово, вольфрам, редкие элементы). Подобного типа дифференциация протекала длительно.

В других участках встречаются и более ранние образования, что свойственно для золота. Примером древнейших золоторудных месторождений, возраст которых около 3 млрд. лет, являются Колар в Индии, а также Калгурли и Кулгарди в Австралии. Можно считать их метаморфизованными осадками конгломератов шельфа или предполагать генетическую связь с основными вулканидами. К раннему докембрию (кархархею) относятся и многие медно-колчеданные месторождения, широко развитые в рудной провинции Верхнего озера Северной Америки. Вероятно эти древние проявления оказывали влияние и на более молодые позднемезозойские и неогеновые образования, как это устанавливается на месторождениях Джером и Багдад в США, где докембрийские колчеданные залежи метаморфизованы и секутся неогеновыми сульфидными жилами. Сходные процессы метаморфизма устанавливаются и для древних золоторудных месторождений. Эти примеры показывают, что древнейшие образования руд имеют значение не только сами по себе, но и представляют источник рудного вещества при образовании более молодых месторождений.

Длительно развивались месторождения сиалического профиля, такие, как редкометалльные и оловоносные пегматиты, которые в одних и тех же районах проявлялись повторно в процессе гранитизации. К древнейшим относятся оловоносные пегматиты месторождения Уоджина в Австралии, Бикита в Африке, возраст их около 3 млрд. лет. По генетическим особенностям, формационному типу и минеральному составу эти древнейшие месторождения мало чем отличаются и от более молодых, что свидетельствует о повторении процессов минерализации во времени. Самые молодые редкометалльные пегматиты эоценового возраста развиты в северо-восточном Афганистане, в высоком поднятии хр. Гиндукуш. Проявления таких высокотемпературных образований среди молодых гранитных комплексов могут быть следствием значительного воздымания горных сооружений в плиоцене, когда из больших глубин были подняты горные блоки, заключающие эти высокотемпературные образования.

Пегматиты проявляются в сиалических блоках при повторной гранитизации неоднократно, как это устанавливается в Индии, где известны пегматитовые жилы рифейского, вендского и палеозойского возраста. Разный возраст отмечается у пегматитов Канады и Бразильских щитов.

Если ранние периоды развития земной коры характеризовались проявлением процессов метаморфизма, протекавших при более высокой температуре, кислом составе горячих восходящих вод, то со временем эти процессы, приводящие к интенсивной переработке верхней части коры, все в большей степени усложнялись поступлением новых масс глубинного материала с образованием эндогенных месторождений. К ним относится образование медно-никелевых месторождений в глубинных разломах, которое происходило в раннем протерозое (Балтийский щит) и продолжалось с сохранением того же комплекса минералов вплоть до триаса (Норильский район, Сибирь). Устойчивость и повторяемость минерализации, связанной с поступлением глубинных мантийных магм, свидетельствует о повторении типов эндогенных процессов во времени.

Древние платформенные сооружения длительно воздымались и подвергались интенсивной эрозии. Это обусловило образование вторичных осадочных концентраций металлов, например золотоносных конгломератов с ураном в районе Витватерсранд Южной Африки, возраст их 1,9 млрд. лет. Считается, что эти крупнейшие месторождения возникли в результате осаждения в обширной дельте крупной реки. Сходное происхождение имеют и ураноносные конгломераты Блайнд-Ривер (Канада) того же возраста, меденосные песчаники и конгломераты Сибири, а также многие золотоносные толщи, в которых при последующем метаморфизме возникали и жильные рудные тела (Енисейский край, Сибирь).

Приведенные примеры показывают, что уже в первые 1,5 млрд. лет развития Земли происходила неоднократная перегруппировка рудного материала как за счет перемещения его при приповерхностных процессах, так и поступления из глубинных недр [29]. В последнем случае происходило изменение и состава мантии, обеднявшейся в процессе активного вулканического и интрузивного магматизма.

В процессе развития чаще сохранялся геохимический профиль крупных блоков и массивов. Например, интенсивно и многократно гранитизированный Сино-Корейский щит в дальнейшем при наложении поздне-мезозойских процессов активизации дал начало специфически оловяноносным рудным проявлениям. С другой стороны, длительно развивавшаяся Монголо-Охотская звгеосинклиналь служила источником многократно проявлявшихся золотых месторождений, причем в этих процессах играла роль как мобилизация рудного вещества при метаморфизме, так и заимствование его из промежуточных коллекторов — шельфовых осадков, куда сносились продукты размыва соседних рудоносных, более древних сооружений.

Следует указать некоторые особенности металлогенических областей с минерализацией разного возраста. При этом подчеркнем, что возраст металлогенических зон в книге рассматривается более дифференциро-

ванно, чем это делают тектонисты, т. е. в этом отношении следует иметь Ю.А. Билибина, отмечавшего закономерное изменение во времени металлогении разных стадий развития геосинклинальных областей: ранней, орогенной и послеророгенной.

Еще более сложен подход к анализу времени формирования металлогенических зон в областях полициклического развития, где образования поздних циклов налагаются на более ранние. К таким полициклическим областям относятся Центрально-Казахстанская, Алтае-Саянская, Прибайкальская и некоторые другие, причем их характеризуют нередко различные направления последовательных структурно-металлогенических зон.

Рассматривая изменение типов металлогенических зон фанерозоя, а также закономерности их пространственного распределения, следует отметить, что в большинстве палеозойские складчатые зоны возникли на месте докембрийских — байкальских и более древних. Основной структурно-тектонический план нашей планеты оформился в протерозое, точнее в рифее, в период, когда возникли крупнейшие протяженные разломы, отмечающие этап всеобщего раздробления и, видимо, расширения Земли. Наиболее крупным широтным разломом этого периода является Пратетис, отделивший северный материк — Лавразию от южного — Гондваны. В дальнейшем, миллиарды лет спустя, эта зона даст начало Средиземноморскому подвижному поясу. В широтном направлении под острым углом к главной широтной зоне протянулись крупный срединно-азиатский разлом, позднее давший начало Монголо-Охотскому поясу, и серия сопровождающих его разрывов, разделенных устойчивыми массивами. С широтными разломами сопрягался крупный меридиональный Прауральский разлом, также заложенный еще в рифее.

Раздвиги, сопровождавшие образование главных разломов, со временем перекрывались осадочно-вулканогенными толщами за счет материала, поступавшего как с обрамляющих континентов, так и вулканистов, поднявшихся по разломам из глубин. Предполагается, что в рифее протяженный раздвиг — Пратетис был превращен в систему платформенных сооружений и срединных массивов, которые цепочкой протягиваются вдоль Средиземноморского пояса. Развитие отдельных звеньев этой протяженной зоны происходило по-разному, а сами звенья были разделены разломами в основном близмеридионального направления. На некоторых участках, наиболее стабильных во времени, начиная с кембрия или венда и до перми происходило отложение мощного платформенного чехла местами существенно карбонатного состава, там, где срединные массивы не подвергались глубокому погружению (Иранский блок). В дальнейшем комплекс этих карбонатных пород оказал существенное влияние на более позднюю альпийскую металлогению, определяя широкое развитие среди них полиметаллических месторождений. По периферии срединных массивов пролегли прогибы, на месте которых позднее

возникли герцинские и каледонские сооружения обрамления Средиземноморского пояса.

Характерная особенность общего строения Средиземноморья — относительная симметричность с зеркальным повторением зон в северном и южном обрамлении, которая нарушается, впрочем, на севере аллохтоном Альпийско-Карпатских складчатых сооружений, образующих систему дугообразных фестончатых сооружений. Широкое развитие надвигов вывело в ядре поднятия на поверхность ранние палеозойские и более древние образования, которые помогают составить представление о фундаменте срединных массивов этой протяженной зоны. Особенности металлогении герцинских осевых частей альпийских сооружений — проявление в них, наряду с явно эндогенными месторождениями, также и первично-осадочно-вулканогенных ордовикско-силурийского возраста, представленных стратиформными залежами, содержащими вольфрам, сурьму, золото. Можно предположить, что именно за счет мобилизации этих первичных осадочно-вулканогенных толщ эвгеосинклинальных, раннепалеозойских комплексов и возникли более поздние альпийские месторождения. Возрастное расчленение рудных проявлений в этих структурных элементах затруднительно, но обращает на себя внимание пестрота и сложность минерального состава рудных проявлений в блоках, сложенных метаморфическими палеозойскими отложениями, и сравнительно более простой состав руд на крыльях Альпийско-Карпатской системы.

Возвращаясь к вопросу эволюции металлогении во времени, следует отметить, что байкальские зоны, образованные в период всеобщего расширения и растяжения, отмечены проявлениями фемического профиля в зонах эвгеосинклинального типа. Иногда эти зоны не завершают дальнейшего развития и ограничиваются проявлением раннего этапа развития геосинклиналей. В других случаях к байкалидам причленены ближе к осевой части прогиба каледонские складчатые сооружения, также представленные нередко эвгеосинклинальными фемическими комплексами. И, наконец, в осевых частях подобных линейных симметричных структур располагаются зоны герцинид. Эти идеальные случаи наращивания складчатых сооружений от платформ к середине прогиба проявляются сравнительно редко. Иногда в линейных длительно развивавшихся геосинклинальных складчатых поясах устанавливается однонаправленное омоложение возраста, что можно видеть на примере Урала.

Эвгеосинклинальные зоны, аналогичные Уральской, в заключительный этап характеризуются развитием магматизма и минерализации сиалического профиля с редкометалльными пегматитами, кварцево-вольфрамитовыми жилами, золото-кварцевыми и золото-сульфидными месторождениями, а на самом позднем этапе с редкоземельными и редкометалльными месторождениями, связанными с щелочными породами

и карбонатами. Как и другие области длительного развития, они проходят этап экзогенных процессов с образованием медистых песчаников (Западное Приуралье), руд силикатного никеля на массивах ультрабазитов, железных природно-легированных руд алапаевского типа уже на мезозойском этапе развития.

Если сравнить возраст месторождений в пределах каждой из выделенных зон, то можно отметить, что на разных участках минерализация проявлялась в разное время. Это касается и медно-колчеданных месторождений, развивавшихся с ордовикского до каменноугольного возраста, и скарново-магнетитовых, связанных с плагиигранитами среднего этапа развития и развивавшихся от каменноугольного до пермского возраста, а также и других месторождений.

Меридиональный Урал отделен от расположенного восточнее блока Центрального Казахстана сравнительно узким Зауральским прогибом, причем в целом Центрально-Казахстанский регион можно отнести к областям блоково-мульдового типа. К такому типу относится и Саянская складчатая полициклическая область, где рудоносные зоны разного возраста ориентированы в различных направлениях и разделены крупными впадинами. Такой структурный тип складчато-блоковых или блоково-мульдовых областей представляет особый структурно-металлогенический элемент, типичный, главным образом, для полициклических областей, развивавшихся от байкальского до герцинского этапа.

Другой тип представляет линейные узкие геосинклинально-складчатые пояса Тянь-Шаня, которые следуют по разломам, расчленяющим древнюю протерозойскую платформу на ряд срединных массивов. Сами зоны также имеют длительное развитие и включают минерализацию раннего, среднего и позднего этапа, и если в тектоническом отношении их следует отнести к герцинидам по времени замыкания геосинклинальных сооружений и образования моласс, то по возрасту рудных проявлений в них выделяются комплексы различного времени образования, начиная от раннего палеозоя (Каратау), среднего палеозоя (Кураминская зона) и кончая позднепалеозойскими образованиями, возникшими на заключительном и уже посторогенном этапе развития. Таким образом, эти узкие и протяженные зоны, контролируемые разломами, можно рассматривать как длительно развивавшиеся.

Особенностью их является молодое воздымание и позднее проявление собственно орогенной стадии в неогенное время, когда и оформились ряды параллельных хребтов, разделенных впадинами, развившимися на срединных массивах (Ферганская впадина). Этот особый тип параллельных узких зон, отмеченных поздним воздыманием, может быть выделен в качестве особого тяньшаньского типа. Примечательно, что Тяньшаниды близко подходят к северному обрамлению Средиземноморского пояса — от Северо-Памирской зоны Афгано-Пакистанского звена Средиземноморского пояса их отделяет лишь узкая долина р. Кы-

зыл-Су, следующая по крупному разлому. Южнее ее располагается Северо-Памирская Сауксайская зона, относящаяся к средиземноморским структурам, а к северу — Алае-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны Тянь-Шаня.

Следует отметить, что южная дуга Тянь-Шаня — продолжение Уральской зоны, образующей на сочленении с Тяньшанидами дугообразный изгиб. Таким образом, расчленение различных структурных элементов Евразии оказывается условным. Особенность современной картины орографии, тектоники и металлогении — устойчивость структурно-металлогенических зон, наследующих тектонические элементы, развившиеся еще в рифее на байкальском этапе развития и завершившие формирование в неоген-четвертичное время. Своеобразная особенность участка сочленения Тяньшанид и ветвей Средиземноморского пояса — воздымание структур, скучивание коры, образование высочайших горных сооружений Памира и Высоких Гималаев. Последние не заключают сколько-нибудь крупных концентраций руд, что, возможно, связано с глубокой эрозией складчатых сооружений. Характеризуя этот Пригималайский участок Тетиса, следует подчеркнуть, что с общим воздыманием Памиро-Гиндукушской системы связано образование радиальных разломов, пересекающих срединный Гильмендский массив Афганистана с образованием серии разновременных омолаживающихся структурно-металлогенических зон.

Из приведенных данных следует, что различные участки Евразии развивались в разном тектоническом плане и это отражалось в особенностях металлогении.

Особый тип развития характерен для Тихоокеанского пояса, обрамляющего бассейн Тихого океана. Для этого пояса, заложенного на континентальной архейско-нижнепротерозойской коре по серии глубинных разломов, типична структурная и геохимическая зональность с внутренней зоной эвгеосинклинального фемического профиля и внешней в основном миогеосинклинального сиалического профиля. Первая развивалась на океанической коре (первичной или вторичной), вторая — на континентальной коре древних платформенных сооружений, обрамляющих Тихоокеанскую впадину.

Как отмечалось ранее, внутренняя фемическая зона Тихоокеанского пояса является преимущественно меденосной с золотом, внешняя — олово-вольфрамовой и полиметаллической. Подобная кольцевая зональность существенно отличает Тихоокеанский пояс от Средиземноморского.

Тихоокеанский пояс характеризуется дисимметрией, сказывающейся в морфологическом и геохимическом отличии Американской и Австрало-Азиатской его ветвей. Геоморфологическое отличие заключается в одностороннем (только к востоку) расположении островных дуг и окраинных морей от континентов, что является признаком влияния

вращения Земли. Отличается и расположение структурно-металлогенических зон. На американской стороне это узкие сближенные параллельные примыкающие друг к другу зоны, лишь местами разделенные срединными массивами; на азиатской стороне это система различно ориентированных зон, следующих как в тихоокеанском направлении (перипацифические зоны), так и в поперечном внутриазиатском направлении, отражающих систему отмеченных ранее внутриазиатских разломов, заложенных еще на байкальском этапе развития. Перипацифические зоны налагаются на внутриазиатские и, следуя вдоль разломов, обрамляющих Тихоокеанскую впадину, заключают линейные геосинклинали (Сихотэ-Алинская) или обширные области с дугообразным строением зон, огибающих внутренние массивы (Северо-Восток СССР). От Тихоокеанского бассейна почти под прямым углом отходят многие зоны активизации древней Китайской платформы, следуя по разломам широтного направления. В результате интерференции широтных (внутриазиатских) и близмеридиональных (тихоокеанских) структур возникает на азиатской ветви пояса сложный рисунок расположения структурно-металлогенических зон. Особое значение имеют наложенные прогибы типа авлакогенов, к которым приурочены толщи карбонатных пород. Эти структуры при наличии прорывающих их кислых гранитоидов характеризуются полиформационной минерализацией.

Геохимическая неоднородность Американской и Австрало-азиатской ветвей заключается в том, что на американской стороне широко проявлены полиметаллические и медные месторождения во внешней мегазоне, а на азиатской стороне — вольфрамовые и оловянные, развивающиеся особенно на участках, где фундамент сложен многократно гранитизированными кристаллическими массивами (Буреинско-Ханкайский массив) на глубине. Особенность американской внешней миогеосинклинальной зоны состоит в развитии мелководных карбонатных пород, в которых позднее проявилось полиметаллическое оруденение. С другой стороны, в Азиатской ветви широко развиты терригенные толщи — песчаники, гранитные сланцы, которые заключают массивы гранитов, кислых вулканитов, сопровождаемые оловянно-вольфрамовым оруденением. Подобная дисимметрия обусловлена различной историей развития притихоокеанских континентальных окраин на фанерозойском этапе.

В отличие от Средиземноморского пояса в Тихоокеанском значительно меньше развиты ультрабазиты с хромитовыми месторождениями. Это показывает, что Средиземноморский пояс в большей степени является ультрафемическим, а Тихоокеанский, за исключением его внутренней островной зоны, — сиалическим.

Анализ металлогенических и тектонических карт показывает устойчивость структурных элементов Земли — Средиземноморского пояса, заложенного как Пратетис еще в рифее и продолжающего развитие до

настоящего времени Тихоокеанского пояса, следующего по системе разломов, образующих в совокупности шестиугольное обрамление Тихоокеанского бассейна, а также и отдельных рудных поясов. К наиболее протяженным поясам относится Бирмо-Индонезийский олово-вольфрамовый протяженностью 3 тыс. км, медный — Чилийский на 2,5 тыс. км, без признаков смещения их в плане по поперечным разломам. Эти данные свидетельствуют об устойчивости структурного рисунка континентов, определенного еще на раннем, вероятно, рифейском этапе развития. Иногда отмечаются признаки поперечных смещений. К ним можно отнести предполагаемый "Великий Австрало-Азиатский сдвиг", по которому Австралия смещена далеко к востоку от окраины Азиатского континента. К перемещениям меньшего типа можно отнести парные системы левых и правых сдвигов, обусловивших изгибы и смещения границ эв- и миогеосинклинальной зон в Канадско-Американском участке, а также образование островных дуг Антильской и Южно-Сандвичевой. Важно отметить, что эти разломы, как и другие контролирующие поперечные тектонические элементы Америки, продолжают трансформные разломы Тихого океана.

Представление об ограниченном масштабе перемещений структур и устойчивости некоторых из них противоречит данным, декларируемым теорией плитовой тектоники о крупных перемещениях плит и их значительных поворотах. Против поворотов структурных элементов говорит устойчивость планетарной сети разломов разных порядков, из которых наиболее крупные расположены на расстоянии примерно  $10^{\circ}$  один от другого. Устойчивая сеть разломов: ортогональных (меридиональных и широтных) и диагональных (северо-западного и северо-восточного направления) — определила еще в рифее внешние очертания Тихоокеанского пояса. Внутренние границы его в дальнейшем нарушались при погружении блоков и наращивании сиалической коры. Так что бывшие внутренние контуры Тихоокеанского пояса не совпадают с современными, которые определились в основном на неотектоническом этапе при образовании глубоководных желобов и глубоководных впадин. В это время интенсивного раздробления и, видимо, расширения часть рудного кольца, обрамлявшего Тихий океан, была погружена ниже уровня моря.

В настоящей работе мы не останавливались на собственно океанических рудных проявлениях типа Черных и Белых Курильщиков, открытых в последние годы в Срединно-Атлантическом чехле, а также сульфидных выделений в Красном море, которые показывают, что процессы рудообразования происходят не только в континентальных частях земной оболочки, но и в акваториях.

Высказанные предположения во многом гипотетичны и нуждаются в дальнейшей проверке. Таким образом, данные металлогении составляют один из существенных элементов, позволяющих подходить к палеотектоническим реконструкциям и рассмотрению общих проблем тектоногенеза и рудогенеза.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М., Недра, 1980.
2. Белевцев Я.Н. Рудные месторождения Украины. Тбилиси, Мецниереба, 1982.
3. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.
4. Геологическое строение и металлогения Урала/ К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, М.А. Попов и др. М., Недра, 1981.
5. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка/ Ред. Е.А. Радкевич. М., ИЛ, 1951.
6. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Л.: Недра, 1980, т. 1.
7. Геология и экономика месторождений редких элементов государств Индия и Шри-Ланка/ С.Е. Колотухина, В.М. Моралев, Г.А. Токунова и др. М., Наука, 1975.
8. Ильин К.Б. Региональная металлогения СССР. М. Недра, 1974.
9. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979.
10. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
11. Карта полезных ископаемых Африки и Аравии / ред. В.А. Ярмолюк, Мингео СССР, Зарубежгеология, 1980.
12. Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8, М., 1967.
13. Лазаренко Э.О., Гнилко М.К., Зайцева Г.Н. Металлогения Закарпатья. Львов, Изд. Львовского гос. ун-та, 1968.
14. Малахов А.А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5, М., Изд. АН СССР, 1963.
15. Металлогения Украины и Молдавии/ Я.Н. Белевцев, Г.И. Калев, Л.С. Галицкий и др. Киев, Наукова Думка, 1976.
16. Металлогения восточной части Балтийского щита. Ред. Т.В. Билибина. Л., ВСЕГЕИ, 1980.
17. Металлогения докембрия. Иркутск. СО АН СССР, 1981.
18. Металлогеническая карта Тихоокеанского рудного пояса/ Ред. Е.А. Радкевич. М., Наука, 1974.
19. Минеральные месторождения Европы. Т. 1, Мир, 1974.
20. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1, М., Мир, 1977.
21. Особенности металлогении докембрия/ Ред. Т.В. Билибина, Л., ВСЕГЕИ, 1979.
22. Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. Т. 1, М., Мир, 1980.
23. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972.
24. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса, М., Наука, 1977.
25. Радкевич Е.А. Металлогенические зоны Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984.
26. Рудные месторождения США, Т. I и II, М., Мир, 1972—1973.
27. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982.
28. Смирнов А.М. Металлогения докембрия Тихоокеанского пояса. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1984.

29. *Смирнов В.И.* Геология рудных месторождений. М., Недра, 1982.
30. *Смирнов С.С.* О тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР, сер. геологическая, 1946, № 2.
31. *Твалчрелидзе Г.А.* Рудные месторождения Мира. Средиземноморский пояс. М., Недра, 1972.
32. *Тектоника* Альпийской области. М., Мир, 1965.
33. *Тектоника* Европы и смежных областей. М., Наука, 1978.
34. *Тектоника* и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области/ Ред. Э.Э. Фотиади, В.С. Сурнов, О.Г. Жеро, П.И. Морсин и др. — Тр. СНИИГИМС, вып. 152, М., Недра, 1973.
35. *Тектоника* и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита/ Ред. В.Г. Кузнецов. Изд. Кольск. филиала АН СССР, Геол. ин-т, Мурманск, 1978.
36. *Тектоника* Евразии. М., Наука, 1966.
37. *Тектоническая карта Евразии*/ Ред. А.Л. Яншин, М., Наука, 1966.
38. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника (Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка). М., Недра, 1971.
39. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М., ИЛ, вып. 501, 1958.
40. *Ahlfeld F.* Los Yacimientos minerales de Bolivia. Bielbao, Impr. industrial, 1954.
41. *Geology and mineral resources of Afganistan.* Kabul, Ministry of mines and industries of the Republic of Afganistan, Report. of geol. survey, 1973.
42. *Geology and Mineral resources of Canada,* Ottawa, 1970.
43. *Monger G.W., Preto V.A.* Excursion A 03— C 03. XXIV Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972.
44. *Preliminary metallogenic map of Iran* I 2500000, P. Bariand, V. Yssakhanian, M. Sadrezäden. Geological Survey of Iran — Report N 7, 1965.
45. *Preliminary metallogenic map of North America* I 5000000. Interior geological Survey, Reston VA — 1981 Chairman and Chief Compler P.W. Guild.
46. *Preliminary metallogenic map of South America* I 5000000 Chairman and Chief Compler P.W. Guild, 1984.
47. *Solomon M., Groves D.* Metallogenesis in Tasmania orogenic zone of Australia, XXIV Internat. Geol. Congr., Sec 4, 1972.
48. *Stoll W.* Metallogenetic provinces of South America. Minig. Mag., 1965, vol. 112, N 1, p. 22—33, N 2, p. 90—100.
49. *Symposium XII Pacific Science Congress,* Bull. Min. Resources, Geol. and Geophes. Bull., N 141, Canberra, 1983.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Часть I. Металлогения платформ . . . . .</b>	<b>4</b>
Глава 1. Русская платформа . . . . .	4
Глава 2. Сибирская платформа . . . . .	15
Глава 3. Китайская платформа . . . . .	21
Глава 4. Северо-Американская платформа . . . . .	23
Глава 5. Южно-Американская платформа . . . . .	34
Глава 6. Африканская платформа . . . . .	43
Глава 7. Индостанская платформа . . . . .	57
Глава 8. Австралийская платформа . . . . .	61
<b>Часть II. Фанерозойские металлогенические области (принципы районирования) . . . . .</b>	<b>66</b>
Глава 9. Позднедокембрийские и палеозойские металлогенические области . . . . .	66
Глава 10. Складчатое обрамление древних платформ . . . . .	70
Глава 11. Палеозойские металлогенические области . . . . .	82
Глава 12. Алтае-Саянская область . . . . .	96
Глава 13. Металлогеническая область Центрального Казахстана и Тянь-Шаня . . . . .	106
<b>Часть III. Мезо-кайнозойский тихоокеанский пояс . . . . .</b>	<b>117</b>
Глава 14. Северо-Восток СССР . . . . .	117
Глава 15. Юг Дальнего Востока . . . . .	121
Глава 16. Корейский полуостров . . . . .	125
Глава 17. Восточный Китай . . . . .	128
Глава 18. Индокитайский полуостров . . . . .	133
Глава 19. Рудные провинции островных дуг Азии . . . . .	137
Глава 20. Восточная Австралия . . . . .	142
Глава 21. Мезо-кайнозойский Притихоокеанский подвижный пояс Северной Америки . . . . .	144
Глава 22. Южная Америка . . . . .	158
<b>Часть IV. Средиземноморский пояс (Тетис) . . . . .</b>	<b>165</b>
Глава 23. Герциниды Средней и Западной Европы . . . . .	165
Глава 24. Альпийская система Средиземноморского пояса Западно- . . . . .	180
Глава 25. Альпийско-Карпатская провинция . . . . .	188
Глава 26. Динариды . . . . .	196
Глава 27. Анатолиды (Турция) . . . . .	200
Глава 28. Причерноморско-Кавказская металлогеническая область . . . . .	203
Глава 29. Ирано-Афганская металлогеническая область . . . . .	208
<b>Часть V. Металлогения элементов на карте мира . . . . .</b>	<b>223</b>
Глава 30. Черные металлы . . . . .	223
Глава 31. Благородные металлы . . . . .	229
Глава 32. Олово и вольфрам . . . . .	232
Глава 33. Свинец и цинк . . . . .	234
Глава 34. Молибден, медь и никель . . . . .	238
Глава 35. Редкие металлы . . . . .	243
Заключение . . . . .	245

Зруδ.

4866

НІЕДРА