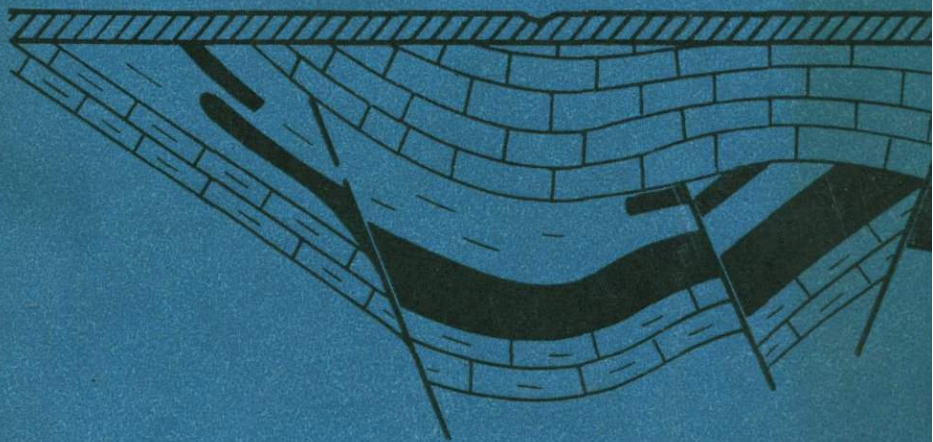


**У. АСАНАЛИЕВ
В. В. ПОПОВ
И. Д. ТУРДУКЕЕВ**

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ



У. АСАНАЛИЕВ
В. В. ПОПОВ
И. Д. ТУРДУКЕЕВ

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЦВЕТНЫХ
И РЕДКИХ
МЕТАЛЛОВ
В КАРБОНАТНЫХ
ФОРМАЦИЯХ**

4985



МОСКВА "НЕДРА" 1988



Асаналиев У., Попов В.В., Турдукеев И.Д. Месторождения цветных и редких металлов в карбонатных формациях. — М.: Недра, 1988. — 216 с.: ил. — ISBN 5—247—00158—3.

Рассмотрены основные геологические факторы, контролирующие размещение месторождений цветных (свинец, цинк, медь) и редких (сурьма, ртуть, вольфрам) металлов в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях. Приведены данные по стратиграфическим позициям и геотектоническим особенностям месторождений. Рассмотрена роль формационных, литологических, фашиально-палеогеографических, минералого-геохимических, структурно-тектонических, палеогеогеологических и других факторов в рудообразовании. Выделены генетические группы месторождений.

Для геологов, занимающихся изучением, прогнозированием и поисками месторождений цветных и редких металлов.

Табл. 4, ил. 39, список лит. — 36 назв.

Рецензент Г.Ф. Яковлев

А $\frac{1904050000 - 295}{043(01) - 88}$ 65-88

ISBN 5—247—00158—3

© Издательство "Недра", 1988

ВВЕДЕНИЕ

Рудоносные и потенциально рудоносные карбонатные и терригенно-карбонатные формации, в том числе их метаморфизованные аналоги — широко распространенные геологические образования, изучение которых имеет важное теоретическое и практическое значение. Актуальность и высокая научно-прикладная значимость исследований рассматриваемых формаций определяются в первую очередь заключенными в них стратиформными месторождениями цветных, редких, благородных и других металлов, а также барита и флюорита.

Геологическое своеобразие стратиформных месторождений состоит в том, что морфология и условия залегания рудных залежей определяются слоистой структурой вмещающих пород, а положение в разрезе — стратиграфическими закономерностями (отсюда и название — стратиформные). Стратиформным месторождениям также присущи полигенность и полихронность формирования, проявленные в сочетании сингенетических осадочных или гидротермально (вулканогенно)-осадочных и последующих эпигенетических, гидротермально-метасоматических, экзогенно-гидротермальных и различных метаморфических процессов.

Важность проблемы изучения рудных месторождений стратиформного типа определяется высокими уровнями добычи руд цветных, редких и благородных металлов, комплексным и рациональным использованием минеральных ресурсов, охраной природной среды. Многие стратиформные месторождения — крупные поликомпонентные рудные образования с огромным промышленно-экономическим потенциалом, которые по условиям залегания, качеству и запасам руд могут обрабатываться комплексно дешевым открытым способом.

В развитии теории стратиформного рудообразования приоритет принадлежит советской геологической науке. В формировании учения о стратиформных рудных месторождениях в СССР можно выделить три этапа.

Первый этап (1949—1962 гг.) — зарождение и обоснование проблемы: критика и ревизия ортодоксальной магматогенно-гидротермальной гипотезы происхождения стратиформных месторождений меди, свинца и цинка, появление первых крупных работ по проблеме.

Второй этап (1963—1970 гг.) — эмпирический: накопление данных, острые дискуссии, становление проблемы, появление альтернативных концепций амагматогенного происхождения стратиформных месторождений.

Третий этап (современный) — аналитический: широкое распространение и признание теории стратиформного рудообразования, вызванное открытием и изучением многочисленных новых рудных месторождений цветных, редких, благородных и других металлов стратиформного типа, поступлением обильной информации, широкое развитие исследований стратиформного оруденения различных металлов, позволивших вскрыть новые закономерности его размещения и формирования, разработать поисково-прогнозные критерии и методы оценки рудоносности, создать геологические модели формирования месторождений, а также усовершенствовать теорию рудогенеза.

В изучении отечественных стратиформных месторождений цветных, редких, благородных и других металлов очевиден прогресс. Выявлены новые рудные районы и месторождения в Средней Азии, Забайкалье, Казахстане, Якутии, на Кавказе и Урале, в других регионах СССР; установлено более десяти крупных эпох стратиформного рудообразования, в том числе докембрийского возраста; обосновано наличие протяженных рудных поясов и обширных металлогенических провинций позднедокембрийского (Прибайкалье), среднепалеозойского (Урал, Центральный Казахстан, Тянь-Шань) и мезозойского (Кавказ) возрастов. Доказано, что стратиформные месторождения — полиструктурные, полигенно-полихронные образования, длительно формировавшиеся в платформенных, мио- и эвгеосинклинальных геоструктурах, краевых прогибах и орогенных впадинах. Установлена эволюция стратиформного оруденения во времени, обстоятельно описаны современные сингенетические рудные концентрации и разработаны геолого-генетические модели рудообразования. Получены новые данные о широком распространении в природе стратиформных месторождений золота, серебра, вольфрама, олова, молибдена, сурьмы, ртути, лития и других металлов. Расширились знания о стратиформных месторождениях в результате исследований их в свете новых геологических теорий и концепций (неомобилизма, рифтогенеза и т. д.).

За последние два десятилетия рассматриваемым источникам металлов был посвящен целый ряд всесоюзных и международных совещаний, симпозиумов и семинаров. В последние годы любые как международные (в США, ГДР, СССР), так и отечественные (во Фрунзе, Чите, Джезказгане, Москве, Алма-Ата) научные конгрессы, совещания и конференции различного ранга в области металлогении и рудообразования не обходятся без обсуждения главных аспектов геологии и геохимии стратиформных месторождений. Ярким примером этому служит последний, XXVII Международный геологический конгресс в Москве (1984 г.), на котором проблема происхождения стратиформных месторождений

обстоятельно обсуждалась на заседании специальной секции. На Первой Всесоюзной конференции по проблеме "Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов" (г. Фрунзе, 1985 г.) подчеркивалось, что значение стратиформных месторождений в минерально-сырьевом балансе страны в перспективе будет непрерывно возрастать, в связи с чем был сделан прогноз новых научных направлений в области их образования.

В настоящей работе — логическом продолжении предыдущих исследований рудоносности стратифицированных образований — рассматривается широкий комплекс закономерностей рудообразования отечественных и зарубежных месторождений цветных (свинец, цинк, медь) и редких (сурьма, ртуть, вольфрам) металлов, а также сопутствующих им железного колчедана, барита, флюорита, золота, серебра и мышьяка в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях.

Стратиформные месторождения в карбонатных формациях — крупный источник свинца и цинка. Более половины всех запасов свинцово-цинковых руд и более 30 % их добычи за рубежом связано с месторождениями рассматриваемой группы. Из стратиформных свинцово-цинковых месторождений, содержащих 53 % запасов свинца и 34 % запасов цинка, в настоящее время добывается в капиталистических и развивающихся странах 37 % свинца и 23 % цинка. В Америке и Европе из руд этих месторождений извлекается преобладающая часть указанных цветных металлов. По оценкам специалистов, значение свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа в карбонатных формациях по сравнению с другими промышленно-генетическими типами будет устойчиво возрастать [7, 16].

Полиметаллические месторождения в карбонатно-терригенных, в том числе углеродисто-черносланцевых отложениях, играют важную роль в запасах и добыче свинцово-цинковых руд в СССР. В капиталистических и развивающихся странах месторождения этого типа дают лишь около 7 % добычи свинца и 15 % добычи цинка. Однако из метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений в метаморфических толщах добывается за рубежом 33—34 % свинца и цинка. Значительная доля открытых за последние 20—30 лет месторождений относится к этому промышленно-генетическому типу [7].

Стратиформные месторождения киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации на контакте карбонатных и терригенных отложений, составляя более 30 % в сырьевом потенциале сурьмы зарубежных стран, отличаются высокой интенсивностью оруденения. В СССР эти месторождения, кроме того, являются важным источником ртути и флюорита. Месторождения ртути в терригенных (киноварная аргиллитизи-

рованная терригенная формация) и известняково-доломитовых (киноварная карбонатная формация) отложениях, условно отнесенные к стратиформным, по добыче и запасам в зарубежных странах составляют 60 %, в том числе 40 % приходится на терригенную ртутно-рудную формацию.

Стратиформные редкометалльно-вольфрамовые месторождения вместе со скарново-шеелитовыми контактово-метасоматическими (метаморфизованными стратиформными) залежами в настоящее время обеспечивают половину потребностей зарубежных стран в вольфраме и заключают в себе около $2/3$ общих мировых запасов [29].

В последнее время наметилась отчетливая тенденция к усилению научно-исследовательских и поисково-разведочных работ в районах развития месторождений цветных, редких и благородных металлов стратиформного типа. Открыт или прогнозируется целый ряд новых стратиформных месторождений, в том числе меди, сурьмы, ртути, вольфрама, лития и золота, в изучении и прогнозе которых принимали участие также авторы настоящей работы [4, 16, 17, 27, 30, 33, 34].

ГЛАВА I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Проблема размещения месторождений цветных и редких металлов в стратиграфической шкале неоднократно рассматривалась в работах советских ученых [3, 9, 16, 19, 26, 30, 31]. Установлено, что главная масса стратиформной свинцово-цинковой минерализации формировалась в палеозойской и мезозойской металлогенических эпохах, а периоды усиленного накопления стратиформного оруденения соответствуют кембрий-ордовику, девон-карбону и триасу. Между крупными периодами фиксируются менее значительные по масштабам вспьшки формирования стратиформного оруденения. В последние годы установлено широкое развитие стратиформного оруденения в отложениях нижнего и особенно верхнего протерозоя. Расширились сведения о стратиформной рудоносности молодых и современных отложений (рис. 1).

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Крупные стратиформные месторождения верхнего протерозоя связаны с осадочными и вулканогенно-осадочными формациями складчатого пояса Маунт-Айза на севере Австралии возрастом 1800—1650 млн лет. Стратиформное оруденение пояса Маунт-Айза представлено крупными месторождениями Маунт-Айза, Хилтон и Дугалд-Ривер. На севере Австралии, западнее залива Карпентария, развиты осадочные отложения верхней части нижнего протерозоя общей мощностью до 15 км, выделяемые как серия Мак-Артур. Последняя сложена толщей чередующихся доломитов, кремнистых, глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с горизонтами пиритизированных сланцев и туфов кислого состава. Крупное свинцово-цинковое месторождение Мак-Артур заключено в обогащенных туфовым материалом доломитистых глинистых сланцах одноименной серии. В складчатой системе Парадайз — структура сочленения пояса Маунт-Айза и трогового прогиба Баттон Северной Австралии — размещается месторождение Леди Лоретта. Оно связано с толщей чередующихся доломитов, кремнистых и доломитистых сланцев и представлено ритмично переслаивающимся галенит-сфалерит-пиритовым оруденением (рис. 2, 3).

В разрезе осадочно-метаморфической толщи протерозоя складчатого пояса Ломагунди на северо-западе Зимбабве известен ряд стратиформных месторождений цветных металлов. В протерозойском разрезе здесь выделяют три серии, разделенные несогласиями: Пиривири, Деверас и Ломагунди. В поясе Ломагунди по строению разреза протерозоя выде-

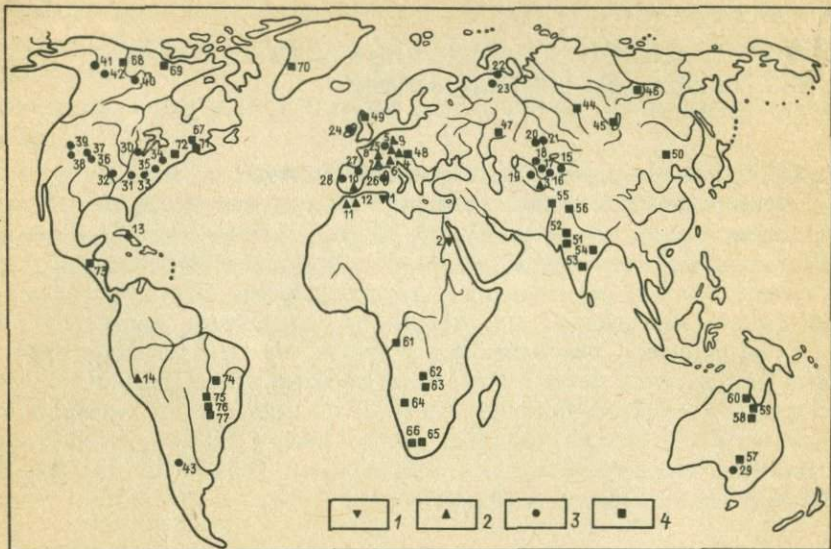


Рис. 1. Схема размещения основных рудных районов стратиформных месторождений в триггенио-карбонатных толщах:

1 – кайнозойских, 2 – мезозойских, 3 – палеозойских, 4 – докембрийских.

Месторождения и рудные районы в кайнозойских отложениях: 1 – Туниса, 2 – Египта.

Месторождения и рудные районы в мезозойских отложениях: 3 – Байсунский район, Южный (УзССР), 4 – Межица (СФРЮ), 5 – Блейберг (Австрия), 6 – Райбль (Италия), 7 – Малин (Франция), 8 – Морваны (Франция), 9 – Силезско-Краковский район (ПНР), 10 – Андалузия (Испания), 11 – Высокий Мулуйн (Марокко), 12 – Туиссит-Бу-Бекер (Алжир), 13 – Санта-Люсия-Кастеляно (Куба), 14 – Эль-Эстрано (Перу).

Месторождения и рудные районы в палеозойских отложениях: 15–23 – рудные районы СССР (15 – Джергаланский, 16 – Сумсарский, 17 – Миргалимсайский, 18 – Шалкинский, 19 – Уччулачский, 20 – Атасуйский, 21 – Карагайлинский, 22 – Полярный Урал, 23 – Северный Урал), 24 – Нован (Ирландия), 25 – Мегген (ФРГ), 26 – Иглезиенте-Сулчес (Италия), 27 – Валь д'Аран (Испания), 28 – Портельский (Португалия), 29 – Эдиакарский (Австралия), 30–39 – рудные районы США (30 – Иллинойс-Кентукки, 31 – Верхнемиссисипской долины, 32 – Тристейт, 33 – Юго-Восточный Миссури, 34 – Остенвилл-Айванхо, 35 – Маскот-Джефферсон-Сити, 36 – Лендвилл, 37 – Гилмен, 38 – Пиоч, 39 – Юрика), 40–42 – рудные районы Канады (40 – Пайн-Пойнт, 41 – Анвильский, 42 – Говард Пасс), 43 – Ла Эльвейсия (Аргентина).

Месторождения и рудные районы в докембрийских отложениях: 44–47 – рудные районы СССР (44 – Горевский, 45 – Прибайкальский, 46 – Сарданинский, 47 – Башкирский), 48 – Родна (СРР), 49 – Гремпейский (Шотландия), 50 – Гебей (КНР), 51–56 – рудные районы Индии (51 – Завар, 52 – Раджпура-Дариба, 53 – Агнигундала, 54 – Саргипали, 55 – Раиси-Котли, 56 – Гархвал), 57–60 – рудные районы Австралии (57 – Брокен-Хилл, 58 – Маунт-Айза, 59 – Леди Лоретта, 60 – Мак-Артур), 61 – М'Пасса (Конго), 62 – Брокен-Хилл (Заир), 63 – Кипуши (Заир), 64 – Цумеб Абенаб (Намибия), 65 – Приска (ЮАР), 66 – Аггенайз-Гамсберг (ЮАР), 67–72 – рудные районы США (67 – Маниока, 68 – Гайна Ривер, 69 – Лонг Лейк, 70 – Блэк Энджел, 71 – Балмат-Эдуардс, 72 – Франклин-Стерлинг-Хилл), 73 – Чиангта (Гватемала), 74–77 – рудные районы Бразилии (74 – Итакарамби, 75 – Моро Агуде, 76 – Византе, 77 – Потоси)

Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка группы Маунт-Айза (по Б. Магиасу и Дж. Кларку):

1 – кварциты, 2 – углисто-кремнистые сланцы, 3 – кремнисто-доломитовые сланцы, 4 – доломитовые сланцы, 5 – доломиты, 6 – пиритизированные сланцы, 7 – кремнистые доломиты, 8 – седиментационные брекчии, 9 – слоистые доломиты, 10 – границы маркирующих горизонтов, 11 – границы несогласия

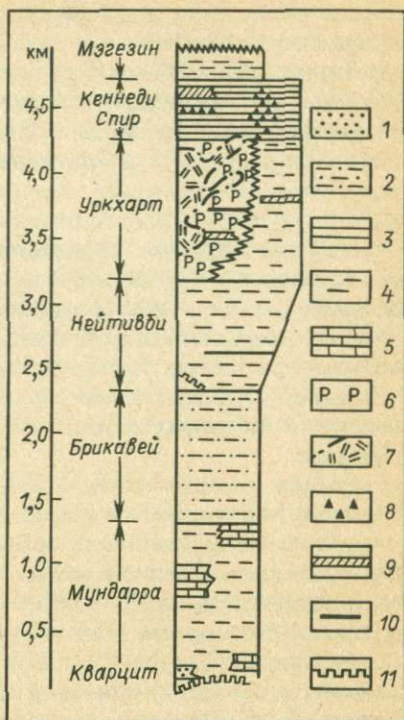
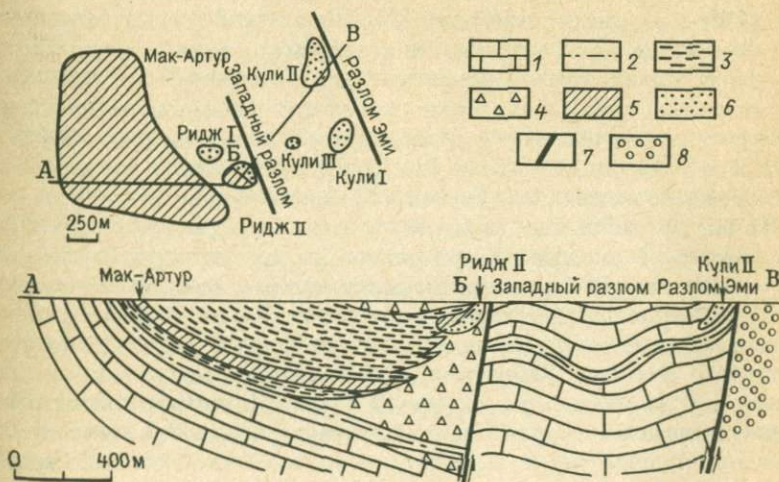


Рис. 3. Схематический геологический разрез через рудное поле Мак-Артур (по Н. Уильямсу, с изменениями Г.В. Ручкина):

1 – доломиты, 2 – доломитовые сланцы и туфы, 3 – рудовмещающие пиритовые сланцы, 4 – доломитовые брекчии, 5 – слоистые свинцово-цинковые колчеданные залежи (на врезке дана их проекция на дневную поверхность), 6 – прожилково-вкрапленные свинцово-цинковые залежи (на врезке дана их проекция на дневную поверхность), 7 – разломы, 8 – песчаники, аргиллиты, конгломераты



ляют две зоны: восточную (Фронтальную) и западную (Тыловую). Месторождения во Фронтальной зоне локализованы в основном в хлоритовых сланцах серии Ломагунди, а также в базальных отложениях серии Деверас. В терригенно-карбонатной толще Тыловой зоны серии Деверас локализованы полиметаллические месторождения Коппер-Кинг, Коппер-Куин и др. По происхождению эти месторождения относятся к гидротермально-осадочным, синхронным с осадконакоплением и парагенетически связаны с вулканизмом.

Свинцово-цинковое оруденение верхнепротерозойских отложений шт. Раджастхан в Индии образует протяженный рудный пояс Раджпура-Дариба-Бетумни. Месторождения здесь локализованы в метаморфизованных карбонатно-терригенных толщах. Определение абсолютного возраста галенита из месторождения Дариба показало 1700 млн. лет. В Западной Гренландии известно месторождение Блэк Энджел, локализованное в мраморах верхней части протерозойской мармориликской формации.

В рифее формировались самые разнообразные типы стратиформных месторождений цветных и редких металлов, связанных с карбонатными и терригенно-карбонатными толщами. Рудоносные осадочные толщи формировались в разнообразных структурах сложных складчатых систем и платформенных областей. Наиболее известный рудный объект раннерифейского возраста — месторождение Завар в Индии — размещается в двух стратиграфических горизонтах доломитов системы Аравелли докембрия. В разрезе юрматинской серии среднего рифея западного склона Южного Урала известны Аршинская и Николаевская группы свинцово-цинковых проявлений. Оруденение здесь связано с авзянской свитой, сложенной доломитами и известняками. Широко известен протяженный (до 1700 км) среднерифейский Прибайкальский полиметаллический пояс, в составе которого выделен ряд рудных зон и месторождений. Позднерифейский возраст установлен для Горевского месторождения на Енисейском кряже и для Кужинского барит-полиметаллического месторождения, локализованного в каратауской серии верхнего рифея западного склона Южного Урала. В вендских карбонатных толщах размещаются месторождения Сарданинского района Якутии.

На восточном склоне Алданского щита в пограничной зоне с Южно-Верхоянской складчатой системой выявлены многочисленные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления стратиформного типа, локализованные в карбонатных отложениях верхней части юдомской свиты венда и образующие единую рудную зону. Она протягивается по территории Якутии и Хабаровского края в субмеридиональном направлении почти на 600 км при ширине 40–100 км. В центральной части Восточно-Приалданской рудной зоны в бассейне Аллах-Юня выявлен Сарданинский рудный район, в котором известны месторождения Сардана, Уруйское и Перевальное, расположенные в 12–30 км друг от друга.

Примерно в 150 км севернее обнаружены проявления свинцово-цинкового оруденения (Прогнозное и др.), которые образуют самостоятельный рудный узел. На юге зоны (бассейны Лугуны, Бэс-Юреха и Пуханилы) зафиксировано более 40 рудопроявлений, образующих Лугун-Пуханильский рудный узел. В Восточно-Приалданской зоне наиболее детально изучено месторождение Сардана, которое может рассматриваться как типовой объект для данной зоны.

В основании разреза осадочного комплекса Восточно-Приалданской (Майско-Кыллахской) зоны залегают отложения верхнего рифея, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками усть-кирбинской свиты. На них, по данным А.И. Горбунова, с угловым несогласием, а по данным А.К. Иогансона и Э.И. Кутырева — без видимого несогласия, но с резкой границей залегают отложения юдомской свиты, относящейся, вероятно, к верхам венда или к переходным слоям от венда к кембрию. Возрастные рамки юдомской свиты по данным изотопного анализа свинца $675 \pm 25 - 570 \pm 10$ млн лет.

Юдомская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Большое значение для локализации руд имеет верхнеюдомская карбонатная подсвита, которая вмещает практически все рудные тела месторождения. В основании подсвиты залегают пачка светлых доломитов, в которых содержатся рудные тела; мощность пачки колеблется от 16 до 42 м. Стратиграфически выше залегают пачка темных битуминозных доломитов и известняков, содержащих углисто-фосфоритовые конкреции и вкрапленность пирита, сфалерита и галенита. Третья пачка вмещает главную массу рудных тел месторождения. Она складывается светлыми слоистыми известняками, доломитовыми известняками и известковистыми доломитами. Мощность пачки 35–70 м.

Основные галенит-сфалеритовые рудные тела месторождений Сардана и Уруй приурочены к доломитовым породам. Мощность пласта 17–44 м. Общая мощность юдомской свиты Сарданского района составляет 200–270 м.

Большая группа стратиформных месторождений позднепротерозойского возраста расположена в древних складчатых структурах южной части Африканского континента. Здесь наиболее интересны средне-верхнерифейские отложения системы Катанга (возраст 1000–720 млн лет), состоящей из двух главных стратиграфических подразделений: нижнего (надсерия Роан) и верхнего (надсерия Кунделунгу). В рудовмещающих разрезах преобладают мелководно- и прибрежно-морские псаммитопелитовые, пелитовые, карбонатные (в том числе органогенные), известковые, а также континентальные терригенные отложения. Осадочные толщи системы Катанги образуют одноименный пояс, где сосредоточены богатейшие в мире стратиформные медные и медно-кобальтовые месторождения.

В Дамарском складчатом поясе, сложенном одноименной системой

средне- и позднеархейского возраста, также широко проявлено стратиформное оруденение. Пояс протягивается от атлантического побережья Намибии до северо-западной части Зимбабве и состоит из двух сегментов: западного и восточного. В западном, более крупном сегменте по строению разрезов, типу деформаций и масштабам стратиформного оруденения выделяют четыре продольные структурно-формационные зоны: Южную краевую, Троговую, Центральную и Северную краевую. В Южной краевой зоне известны месторождения Отжихейс, Матчлес, Гороб, Хоп, Оамитес и др. Среди них наиболее интересно месторождение Оамитес, локализованное в песчано-сланцево-туфовой, с доломитовыми линзами, толще. Для пластового рудного тела характерна латеральная минералогическая зональность, выраженная в смене зон халькозин-борнит-халькопирит-пирит, и вертикальная — в обратном порядке.

В формировании оруденения большая роль отводится осадочным процессам. Предполагают, что металлы привнесены из областей размыва (близлежащих архейских толщ с медным оруденением) реками в лагуны мелководного моря и селективно осаждены в соответствии с окислительно-восстановительными условиями прибрежной части водоема. Водорослевый риф играл при этом важную роль в создании условий, благоприятных для рудоотложения во внутренней части лагуны.

В Северной краевой и Центральной зонах пояса в разных подразделениях системы Дамара широко развито стратиформное оруденение в терригенно-карбонатных толщах. Здесь известны месторождения Цумеб, Абенаб, Берт-Аукас, Комбат, Асив, Эльбе, Кан, Копермай, Носиб, Намиб и др. В Восточном сегменте пояса находятся медное месторождение Нгвако-Пан и большая группа рудопроявлений в полосе протяженностью 150 км. Оруденение локализовано в карбонатных аргиллитах и карбонатных породах серии Ганзи рифея. Позднеархейский возраст имеют крупнейшие стратиформные месторождения Брокен-Хилл, Блек-Маунтин, Биг-Синкляйн и Гамсберг, локализованные в осадочных толщах Юго-Западной Африки.

В Северной Америке наиболее известные стратиформные месторождения локализованы в осадочных породах Гренвильской супергруппы. Основная масса их размещена в пределах Центральной метаосадочной зоны Гренвильского пояса, где наиболее значительны месторождения Нью-Калумет и Тетраулит в провинции Квебек, Лонг-Лэйк в провинции Онтарио (Канада) и группа месторождений Балмат-Эдуардс в шт. Нью-Йорк (США). Оруденение в указанных районах локализовано в низах разреза супергруппы Гренвилл среднего рифея (возраст 1,35—1,25 млрд. лет). В провинции Британская Колумбия (Канада) расположено крупное полиметаллическое месторождение Салливан, связанное с верхнепротерозойскими отложениями серии Пурсек (возраст 1700—800 млн. лет). Последняя представлена глинистыми сланцами, известковыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В разрезе серии

присутствуют известняки, доломиты, отчасти рифогенные маломощные эффузивы. В терригенно-карбонатных породах верхнего протерозоя, кроме Салливана, локализованы известные стратиформные месторождения Хило, Кутеней-Кинг, Стемвиндер, Северная Звезда, Як и др. По происхождению месторождения относятся к гидротермально-осадочному типу. В терригенно-карбонатных толщах верхнего протерозоя северо-западных районов Канады, аналогичных по составу и строению с серией Пурсек, известны крупные месторождения Гайна-Ривер и Нанисивак, локализованные в строматолитовых рифовых постройках, а также многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления (рис. 4).

Обширные районы распространения верхнепротерозойских осадочных толщ, несущих стратиформное оруденение, известны в Центральной Бразилии. Здесь оруденение связано с карбонатными породами группы Бамбуи, прослеживаемыми на расстоянии более 250 км. Верхнепротерозойские стратиформные свинцово-цинковые месторождения, локализованные в карбонатных толщах, широко проявлены в Гватемале (рис. 5, 6).

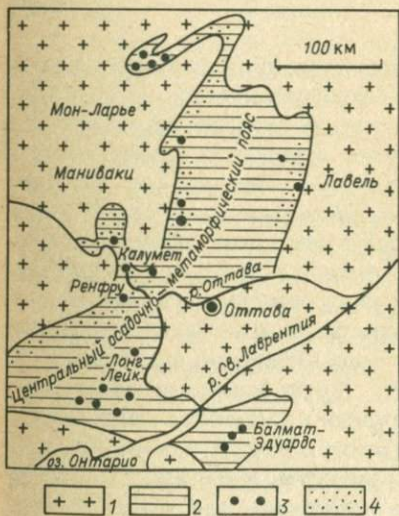


Рис. 4. Схема размещения стратиформных месторождений в юго-восточной части Канадского щита:

1 — гранито-гнейсы докембрия, 2 — осадочно-метаморфические породы формации Гренвилл (докембрий), 3 — основные рудные районы, 4 — зона распространения повышенной геохимической аномалии и слабой рудной минерализации

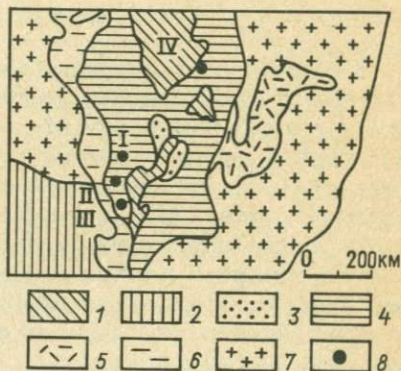
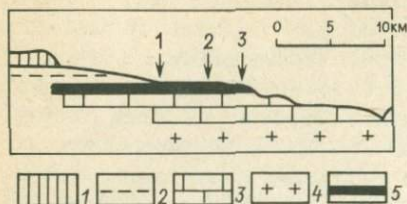


Рис. 5. Схема расположения стратиформных месторождений в центральной части Бразилии (по А. Ферран):

1 — меловые отложения, 2 — мезозойские и палеозойские отложения, 3–6 — отложения группы Бамбуи (3 — песчаники верхней части, 4 — доломиты, известняки, сланцы средней части разреза, 5 — песчаники нижней части разреза, 6 — филлиты и кварциты), 7 — раннепротерозойские и архейские породы, 8 — рудные районы: I — Моро Агудо, II — Византе, III — Потоси, IV — Итакарамби

Рис. 6. Схематический геологический разрез через рудный район Итакарамби (по А. Ферран):

1 — известняки меловые, 2 — аспидные сланцы группы Бамбуи, 3 — доломиты и известняки группы Бамбуи, 4 — раннепротерозойские и архейские породы, 5 — рудный горизонт. Месторождения: 1 — Мина Гранде, 2 — Северный Жоао, 3 — Риача Серо



Таким образом, в позднепротерозойское время формирование стратиформных месторождений происходило в различных регионах земного шара как в складчатых, так и в платформенных структурах. В это время образовались крупнейшие рудные провинции и целые рудные пояса, охватывающие огромные территории — на юге Африканского континента, в обрамлении Канадского щита, на Австралийской, Русской и Сибирской платформах.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Формирование в громадных масштабах руд происходило в раннепалеозойский этап (кембрий, ордовик), охватывающий около 150 млн. лет, т. е. в основной период образования чехла древних докембрийских платформ, а также заложения и развития платформенных структур и окраинных миогеосинклинальных прогибов. Накоплению больших объемов карбонатных и карбонатно-терригенных отложений кембрий-ордовика предшествовал длительный период денудации пород фундамента платформ в континентальных условиях. В некоторых окраинных миогеосинклинальных прогибах с уже сформировавшимися верхнепротерозойскими рудоносными карбонатными отложениями проявилась байкальская складчатость (обрамление Сибирской платформы, область Центрально-Уральского поднятия). В этот период развития платформы и проявления байкальских движений в смежных с ними геосинклиналях был перерыв между позднепротерозойским и раннепалеозойским этапами стратиформного рудообразования. Минерализация раннепалеозойского этапа рудообразования проявилась на Сибирской, Русской (включая Западно-Уральскую миогеосинклинальную зону) и Китайской платформах, срединном массиве острова Сардиния и в особенности в больших масштабах на Северо-Американской платформе и в сопряженной с ней Аппалачской миогеосинклинали.

В США размещаются крупнейшие в мире стратиформные месторождения цветных металлов в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах раннего палеозоя. Основные рудные районы известны как в платформенных, так и в складчатых структурах и занимают самое различное

стратиграфическое положение. Среди них главными являются рудные районы Мидконтинента, Аппалачского и Кордильерского складчатого поясов.

Мидконтинент — одна из крупнейших провинций стратиформных свинцово-цинковых месторождений, занимающая обширную территорию в шт. Оклахома, Арканзас, Висконсин, Иллинойс, Кентукки, Канзас, Миссури. В пределах Мидконтинента оруденение концентрируется в виде рудных районов, разобценных на сотни километров. Выделяют четыре основных крупных района: Верхнемиссисипской долины (в шт. Висконсин, Иллинойс и Айова), Три-Стейт (на границе штатов Канзас, Миссури, Оклахома), Юго-Восточный Миссури (в шт. Миссури и Арканзас) и Иллинойс-Кентукки. В последнем выявлены в основном рудные залежи флюорита с подчиненным количеством сульфидов свинца и цинка. Для Мидконтинента характерен довольно широкий стратиграфический диапазон оруденения — от верхнего кембрия (самого нижнего члена платформенного чехла) до миссисипия включительно. Верхняя стратиграфическая граница оруденения в разрезе отражает смену преимущественно морского режима развития на континентальный. Последний продолжается с пенсильванского периода до наших дней.

В каждом рудном районе оруденение контролируется более узкими стратиграфическими интервалами. Максимальные концентрации промышленных руд размещены в отложениях верхнего кембрия в районе Юго-Восточной Миссури, среднего ордовика в районе Верхнемиссисипской долины и миссисипия в районах Три-Стейт и Иллинойс-Кентукки (рис. 7). Во всех районах разрез палеозоя (до миссисипия включительно) сложен прибрежными морскими фациями. Безрудность девона и силура объясняется почти полным выпадением их из разреза и трансгрессивным залеганием миссисипия на ордовике.

В районе Верхнемиссисипской долины сульфидная минерализация проявлена почти по всему разрезу (мощностью около 500 м) верхнего кембрия, ордовика и отчасти силура. Однако промышленные руды сконцентрированы практически только в доломитах среднего ордовика (мощностью 95—110 м) — в формациях Платфилл, Декора и Галина. В рудах этого горизонта в промышленных количествах содержится также медь. В двух нижних формациях в рудах преобладает цинк, а в верхней — свинец. Вертикальный диапазон промышленного оруденения в данном районе 300—350 м. Таким образом, в районе Верхнемиссисипской долины так же, как и в районе Юго-Восточный Миссури, максимальное оруденение локализовано в самых нижних доломитовых горизонтах, перекрывающих в первом районе песчаники нижнего ордовика, а во втором — песчаники верхнего кембрия. Верхнеордовикские сланцы Маккета в районе Верхнемиссисипской долины так же, как и сланцы Дейвса в районе Юго-Восточный Миссури, ограничивают распространение оруденения вверх.

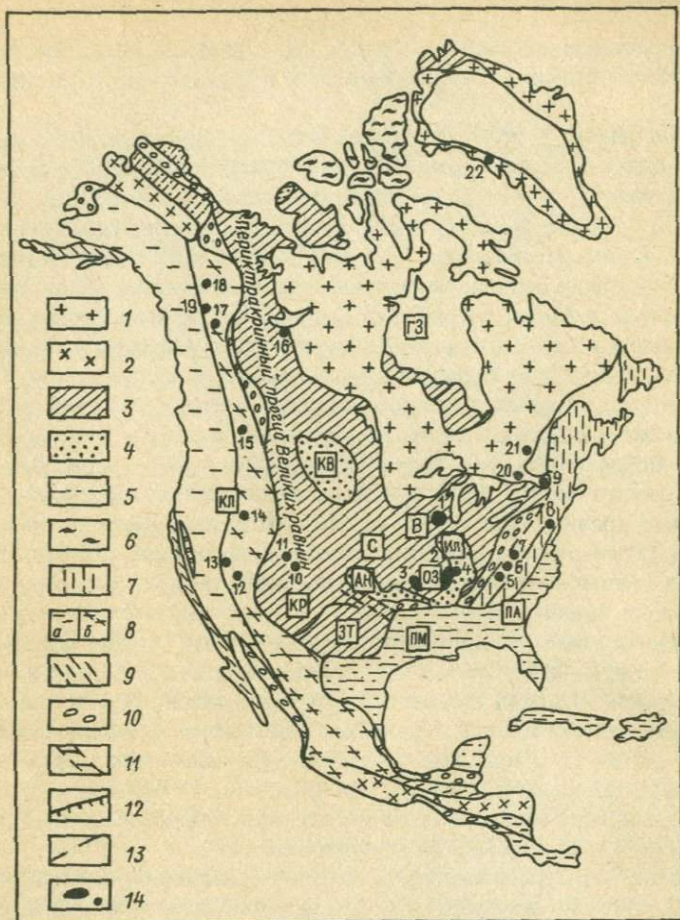


Рис. 7. Положение стратиформных месторождений США и Канады в региональной структуре Северной Америки (геотектоническая основа по В.Е. Хаину и Б. Кингу, упрощена):

1 – докембрийский фундамент платформы, 2 – срединный массив, 3 – осадочный чехол древней платформы, 4 – синеклизы, 5 – осадочный чехол молодых платформ, 6 – Иннуитский складчатый пояс, 7 – Аппалачский складчатый пояс, 8 – складчатый пояс Кордильер (а – эвгеосинклинали, б – миогеосинклинали), 9 – Тихоокеанский складчатый пояс, 10 – межгорные и передовые прогибы, 11 – рифты, 12 – надвиги, 13 – крупные разрывные нарушения, 14 – главные и крупные рудные районы.

Основные рудные районы: 1 – Верхнемиссисипской долины, 2 – Юго-Восточной Миссури, 3 – Три-Стейт, 4 – Иллинойс-Кентукки, 5 – Маскот-Джефферсон-Сити, 6 – Остенвилл-Айванхо, 7 – Гайс-Ривер, 8 – Франклин-Стерлинг Хилл, 9 – Балмат-Эдуардс, 10 – Ледвилл, 11 – Гилмен, 12 – Пиоч, 13 – Юрика, 14 – Тинтик, 15 – Роб Лейк, 16 – Пайн-Пойнт, 17 – Южный Нахани, 18 – Горы Маккензи, 19 – бассейн р. Селвин, 20 – Лонг-Лейк, 21 – Маниока, 22 – Блэк Энджел.

Структуры: ОЗ – свод Озарк, В – свод Висконсин, ИЛ – синеклиза Иллинойс, С – синеклиза Салина, АН – впадина Анадарко, ГЗ – синеклиза Гудзонова залива, СВ – синеклиза Виллистон, КЛ – плато Колумбия, КР – плато Колорадо, ЗТ – Западнотехасская синеклиза, ПМ – Примексиканский прогиб, ПА – Приатлантический прогиб

4985

В рудном районе Юго-Восточный Миссури стратиформная сульфидная минерализация развита практически по всему разрезу палеозоя, начиная от его нижнего члена (песчаников Ламотт верхнего кембрия) и кончая самыми молодыми в районе отложениями — доломитами формации Джефферсон-Сити нижнего ордовика. Общий размах оруденения по вертикали около 750 м. Однако оруденение по разрезу распределяется неравномерно. Практически безрудны слои глинистых сланцев. Максимальное оруденение концентрируется в доломитах Бонн-Терр (мощность 110—125 м) — самом нижнем карбонатном горизонте, залегающем непосредственно на песчаниках Ламотт. Последние содержат оруденение лишь в верхней части. В этих двух нижних подразделениях разреза локализованы сфалерит-галенитовые руды с халькопиритом и пиритом при резком преобладании галенита. Залегающие над доломитами Бонн-Терр остальные карбонатные (в основном также доломитовые) отложения вмещают несравненно меньшее количество руд, для которых характерны жильная форма и преимущественно баритовый и барит-галенитовый состав. В целом рассматриваемый район существенно свинцовый.

Оруденение по территории района распределяется неравномерно, образуя участки концентраций (рудные поля) в виде узлов или рудных зон: Ламотт, Олд-Лид-Белт и Вибурнум-Лид-Белт (рис. 8). Каждое из рудных полей имеет довольно большую площадь и содержит сотни рудных тел. Поле Индиан-Крик относительно небольшое по площади, но содержит значительные запасы руд. Остальные рудные поля небольшие. Доломиты Бонн-Терр практически повсюду являются основным рудоносным горизонтом. На многих участках руды концентрируются под слоями глинистых сланцев. Так, на руднике Ламотт оруденение локализуется лишь в самых нижних частях (около 15 м) формации Бонн-Терр и в верхних частях песчаников Ламотт под прослоем глинистых сланцев. В рудных полях Олд-Лид-Белт, Вибурнум-Лид-Белт и Индиан-Крик основное оруденение приурочено к рифовым образованиям. Так, в районе Индиан-Крик полоса береговых водорослевых рифов протягивается вдоль северо-восточного края докембрийских поднятий. Стратиграфический интервал оруденения 45—50 м. На месторождениях рудного поля Олд-Лид-Белт оруденение охватывает весь разрез доломитов Бонн-Терр (мощность около 125 м) и верхние горизонты песчаников Ламотт (около 30 м). Руды здесь локализованы в барьерном рифе и в меньшей мере в надрифовой части разреза формации Бонн-Терр.

Месторождения в Аппалачах приурочены к Внешней (Западной) миогеосинклинальной зоне, называемой также зоной Кряжей и Долин, или Складок и Надвигов (см. рис. 7). Наиболее крупные свинцово-цинковые месторождения находятся в районах Маскот-Джефферсон-Сити в шт. Теннесси и Остенвилл-Айванхо в шт. Виргиния. Кроме этих, давно известных районов, в последние годы выявлен третий крупный рудный

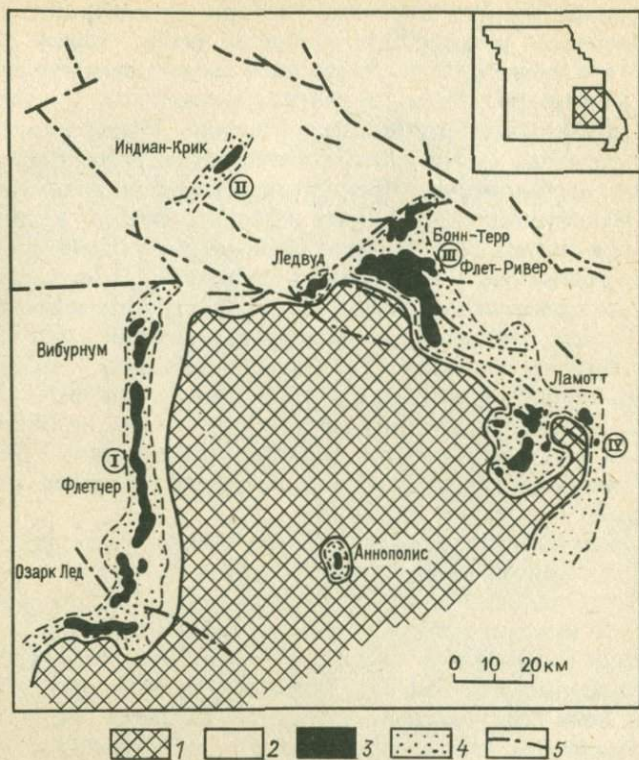


Рис. 8. Схема размещения стратиформного оруденения в районе шт. Миссури в США (по Г. Кисварзани):

1 – выходы пород докембрийского фундамента, 2 – осадочные отложения кембрия и ордовика, 3 – участки интенсивной минерализации (месторождения), 4 – зоны слабой минерализации, 5 – главные разломы. Рудные подрайоны: I – Вибурнум-Лид-Белт, II – Индиан-Крик, III – Олд-Лид-Белт, IV – Ламотт

район Гайс-Ривер. В районе Остенвилл-Айванхо оруденение, по данным У. Брауна и Э. Вейнберга, локализуется в доломитовых породах формации Шейди нижнего кембрия. Она подстилается мощной толщей терригенных пород серии Чилхови. Верхняя граница оруденения – пачки Карбид и Айванхо, представленные тонкозернистым известняком и глинистыми сланцами. Рудоносный горизонт приурочен к самой нижней карбонатной толще, залегающей над слоями песчаников и под перекрывающей (экранирующей) карбонатно-глинистой пачкой.

Рудоносный горизонт имеет сходную позицию в литологическом разрезе с продуктивным горизонтом в районах Юго-Восточной Миссури и Верхнемиссисипской долины. Непосредственно рудовмещающими породами всюду являются доломиты. В целом разрезе формации Шейди

свойственна частая и обычно резкая смена фаций, свидетельствующая о близости области сноса. Осадкообразование происходило в мелководных прибрежных (в отдельные периоды — в замкнутых лагунных) условиях и сопровождалось накоплением органического вещества и сернистых соединений. Недаром название формации Шейди означает "тухлые" породы (при ударе издают запах сероводорода).

Рудный район Маскот-Джефферсон-Сити (восточная часть шт. Теннесси) — ведущий по масштабам добычи цинка горнорудный район США. Здесь цинковая минерализация, как установлено Дж. Крауфордом и А. Хогландом, развита в различных частях серии Нокс. Однако промышленные концентрации руд сосредоточены в карбонатных породах формации Кингспорт нижнего ордовика (см. рис. 7). Эта формация сложена разновидностями переслаивающихся доломитов и известняков: от серых до темно-серых и черных. Оруденение в общем пластовое, но имеются участки со сквозной минерализацией, охватывающей ряд пластов — зоны выщелачивания и обрушения с широким развитием брекчий карбонатных пород. Структурное развитие района разделяют на два существенно независимых этапа: 1) образование доаппалачских структурных форм, сыгравших значительную рудоконтролирующую роль при локализации первичных руд в карбонатных формациях нижнего ордовика; 2) более интенсивные аппалачские преобразования, наложившиеся и существенно замаскировавшие черты предшествовавшей структурной обстановки.

Доаппалачские структуры раннего ордовикского времени заложились в процессе диагенетической дегидратации и литификации карбонатных осадков. После диагенетических преобразований осадков проявилась фаза умеренной складчатости, образовались купольные формы с сопутствующими системами трещиноватости. Возможно, что произошли более или менее значительные сдвиговые перемещения к флексурам, складчатым и другим малым структурным формам тяготеют зоны выщелачивания и обрушения пород. Основные структуры района образовались в ходе аппалачского орогенеза и имеют послемиссисипский возраст. К ним относятся протяженные, пологие, плавно погружающиеся на юго-восток складки и протяженные, также полого падающие на юго-восток надвиги. Эти структурные формы осложнены на отдельных участках поперечными разломами и купольными складками. Рудные тела района Маскот-Джефферсон-Сити отличаются неправильной формой. В целом, однако, преобладает пластовый тип залежей, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам карбонатных пород. Стратиформные залежи руд мощностью 6—7 м отчетливо прослеживаются на площади Джефферсон-Сити до глубины 350—400 м. Минеральный состав месторождений района крайне простой. Единственный первичный промышленно ценный минерал — сфалерит, пирит встречается в виде рассеянной вкрапленности.

Основные промышленные запасы руд в районе Маскот-Джефферси-Сити сосредоточены в стратиграфическом интервале мощностью около 65 м, относящемся к формации Кингспорт. Нижняя часть разреза формации Кингспорт представлена в основном неизменными известняками, верхняя — слоистыми мелкозернистыми первичными доломитами. Руды, извлекаемые из формации Кингспорт, разделяют на два главных типа. Руды месторождений, локализованных в нижней части разреза формации, представлены скоплениями песка, доломита, сфалерита и брекчиями вмещающего доломита, выщелоченного кремнистого сланца и обломков руд, сцементированных доломитом и сфалеритом. Процессы замещения выражены в них слабо. Рудные тела, локализованные в верхней части разреза формации Кингспорт, представлены главным образом жилами, выполняющими системы трещин в хрупких мелкозернистых первичных доломитах. Жилы состоят из доломита и сфалерита. Эти руды образовались позднее, чем руды, отложившиеся при цементации брекчий обрушения.

Д. Кендал установил, что сфалерит месторождений района в значительной части является сингенетическим. Следовательно, образование рудных залежей произошло еще до дислокации и метаморфизма рудоносных карбонатных толщ, т. е. рудоотложение предшествовало аппалачскому орогенезу. Одна из специфических особенностей месторождений описываемого района — приуроченность к определенному узкому стратиграфическому уровню. Сходные карбонатные породы, залегающие выше и ниже этого уровня, не содержат промышленных концентраций руд. Многие американские геологи объясняют это рудоконтролирующей ролью стратиграфического несогласия на границе нижнего и среднего (Чезианская серия пород) ордовика. Предполагают, что в период Чезианского размыва под действием метеорных вод, проникавших на глубину до 250 м от палеоповерхности, происходило карстообразование. В наиболее проницаемом горизонте впоследствии произошло образование брекчий и отложение руд. По наличию несогласия можно также судить о том, что накопление осадков в районе Маскот-Джефферсон-Сити в конце раннего ордовика происходило в специфических условиях локальной регрессии моря. Это могло способствовать обогащению осадков верхних горизонтов серии Нокс органикой, сульфатами и тяжелыми металлами, которые в процессе эпигенеза и карстообразования могли переотлагаться в зоны трещиноватости и выщелачивания.

Особое внимание привлекает определенная закономерность размещения в разрезе рудной минерализации районов Остенвилл-Айванхо, Юго-Восточный Миссури и Верхнемиссисипской долины. Во всех этих районах основные рудные горизонты, располагаясь на различных стратиграфических уровнях, приурочены, однако, к самым нижним карбонатным толщам чехла, залегающим над терригенными (в основном печаниковыми) отложениями, и перекрыты карбонатно-глинистыми и глинистыми

тыми породами. Песчаники имеют характер базальных и залегают трансгрессивно на докембрийском фундаменте. Рудовмещающие кембрий-ордовикские карбонатно-терригенные отложения Мидконтинента и Южно-Аппалачской миогеосинклинальной зоны сформировались в результате общей трансгрессии эпиконтинентального раннепалеозойского моря. Однако морской режим в различных областях этой обширной территории в зависимости от форм палеорельефа и неравномерности тектонического прогибания наступил в различные периоды. Прогибание Южно-Аппалачской зоны и формирование сначала терригенных, а затем карбонатных отложений началось в раннем кембрии. Рудная минерализация в районе Остенвилл-Айванхо связана с нижнекембрийскими лагунными доломитами, для которых характерны главным образом черные разности, содержащие сероводород, и многочисленные прослои черных сланцев. В толще доломитов широко развиты рифовые образования. Стратиграфический размах рудной минерализации около 400 м. Мощные толщи посленижнекембрийских карбонатных пород безрудны.

В районе Юго-Восточной Миссури морская трансгрессия наступила в позднем кембрии. Рудная минерализация здесь распространена в карбонатных породах по всему разрезу нижнего палеозоя — от верхнего кембрия до среднего ордовика в интервале более 700 м. Однако главные концентрации руд находятся в нижней доломитовой толще верхнего кембрия, в непосредственной близости от размытой, весьма неровной поверхности фундамента. Этот основной рудный горизонт мощностью до 125 м, насыщенный рифовыми образованиями — главными концентраторами рудной минерализации, распространен на площади около 10 тыс. км². В районе Верхнемиссисипской долины главный рудный горизонт мощностью 90—110 м представлен доломитами среднего ордовика, залегающими над терригенной толщей верхнего кембрия-нижнего ордовика. Менее значительная минерализация развита выше и ниже основного рудного горизонта в интервале 400—500 м.

Сопоставление положений рудной минерализации в разрезах Мидконтинента и Южно-Аппалачской зоны свидетельствует об общей подчиненности ее стратиграфическому контролю и развитию трансгрессии раннепалеозойского эпиконтинентального моря.

В юго-восточных районах КНР среди субгоризонтально залегающих терригенно-карбонатных толщ кембрия мощностью от 600 до 1500 м (южная оконечность древнего Цзяньнаньского массива) широко развиты месторождения ртути доломитового подтипа, связанные с относительно выдержанными горизонтами тонкослоистых мергелистых и битуминозных доломитов (Ваньшаньская ртутнорудная зона). Прожилково-вкрапленная киноварная минерализация контролируется структурами внутрiformационного расслоения в рудоносных горизонтах преимущественно доломитового состава. В рудовмещающих карбонатных толщах отмечается развитие многочисленных проявлений минерализован-

ных рудных карстов, служивших объектом длительного горно-металлургического промысла. По данным В.П. Федорчука, аналогичные месторождения ртути в карбонатных формациях нижнего палеозоя известны в Якутии (Лево-Сагындинское, Келянское), а также среди известняково-доломитовых толщ среднего палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса в Средней Азии (Адыракоу, Карасуйское), Украины (Волновахская ртутная зона, Доломитовый карьер), США (золото-ртутное месторождение Карлин) и других регионов земного шара.

В восьмидесятых годах в районах Канадских Кордильер и прилегающих к ним территорий были открыты многочисленные стратиформные месторождения. Большинство как ранее известных, так и новых месторождений расположено в бассейне р. Маккензи, что послужило основанием канадским геологам Д. Сангстеру и Р. Ланкастеру для выделения группы месторождений долины р. Маккензи по аналогии с месторождениями бассейна р. Миссисипи в США. Бассейн р. Маккензи занимает территорию 1840000 км². Геологически в него входят части орогенной области Кордильер, внутренняя платформа, Арктическая прибрежная равнина и регионы Канадского щита (рис. 9). Стратиформные месторождения бассейна р. Маккензи разделяют на четыре довольно резко отличающихся рудных района: Пойн-Пойнт, Маккензи, Южный Наханн и Роб Лейк. Кроме того, в долине р. Маккензи также установлены сотни рассеянных выходов стратиформных месторождений свинца и цинка, барита и флюорита в карбонатных и меди в терригенных формациях. Стратиформные месторождения бассейна р. Маккензи, как и бассейна р. Миссисипи, размещаются в основном в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях нижнего и среднего палеозоя.

А. Хейл считает, что месторождения долины р. Маккензи — генетические аналоги месторождений бассейна р. Миссисипи. Однако канадские геологи Д. Сангстер и Р. Ланкастер установили, что среди месторождений бассейна р. Маккензи выделяются два типа: стратиформные месторождения, в целом сходные с подобными образованиями долины р. Миссисипи, США; стратиформные месторождения, заведомо сингенетические с вмещающими породами. По их мнению, обе группы месторождений в результате постседиментационных и пострудных процессов сильно изменены с образованием зачастую несогласных рудных тел.

На севере Канадских Кордильер недавно описан новый обширный рудный район — Сельвинский (Селуинский) бассейн, представляющий собой нижнепалеозойский трог, граничащий на западе с кассиарской карбонатной платформой, а на востоке и северо-востоке — с карбонатными породами платформы Маккензи. Сельвинский бассейн — тектоно-стратиграфический элемент северной оконечности Канадских Кордильер. Граничащий по обе стороны с современными ему карбонатными породами, Сельвинский бассейн простирается на северо-запад на 1300 км от северо-восточной Британской Колумбии до Аляски. За последние годы в

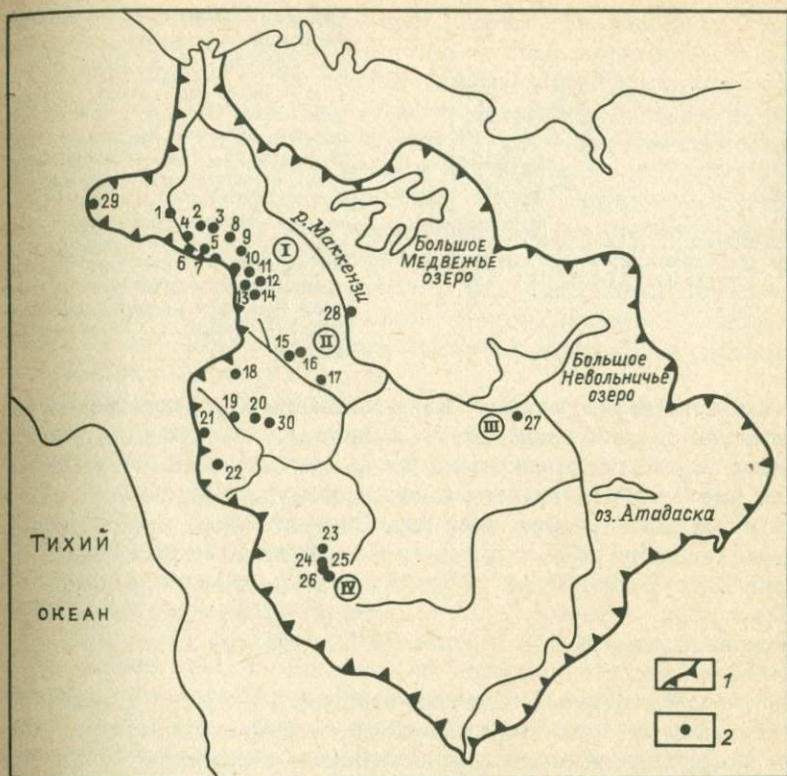


Рис. 9. Схема расположения свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных формациях бассейна р. Маккензи (по Д. Сангстер, Р. Ланкастер):

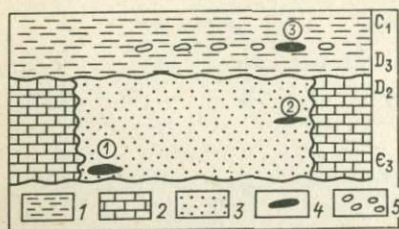
1 — границы распространения свинцово-цинковых месторождений, 2 — свинцово-цинковые месторождения.

Рудные районы (цифры в кружках): I — Маккензи, II — Южный Наханн, III — Пайн-Пойнт, IV — Роб Лейк. Месторождения: 1 — Фланк, 2 — Кэб, 3 — Аб-Дэб, 4 — Пинг, 5 — Гроз Грик, 6 — Тара, 7 — Том, 8 — Гайана, 9 — Тик, 10 — Рио, 11 — Бе-ар-Твин, 12 — Арт-Экви, 13 — Арп-Ти, 14 — Айс-Эмили, 15 — Сноберд, 16 — Мак-Бин, 17 — Кадиллак, 18 — Матт Берри, 19 — Хандрид, 20 — Кварц Лейк, 21 — Сил-вертип, 22 — Мак-Дейм, 23 — Редферн Лейк, 24 — Мат Хелен, 25 — Роб Лейк, 26 — Перкинс, 27 — Пайн-Пойнт, 28 — Вригли, 29 — Ор, 30 — Мел

Сельвинском бассейне открыты крупные стратиформные свинцово-цинково-серебряные месторождения. Эти месторождения (по общему мнению канадских геологов, осадочно-эксгальционные) залегают в карбонатно-терригенных толщах палеозоя. Близкие аналоги рассматриваемых месторождений — известные месторождения Салливан и Шушванское в Британской Колумбии (рис. 10).

Стратиформные эксгальционно-осадочные месторождения в Сель-

Рис. 10. Схематический стратиграфический разрез через Сельвинский бассейн (по К. Карн и др.):



1 — глинистые сланцы группы Блэк Кластик, 2 — карбонатные породы, 3 — глинистые сланцы, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы, известняки формации Роуд Ривер, 4 — стратиформные залежи свинцово-цинкового оруденения, 5 — стратиформные залежи барита, не несущие свинцово-цинкового оруденения. Рудные поля (цифры в кружках): 1 — Анвил, 2 — Говард, 3 — Гатага и Макмиллан

винском бассейне, по данным К. Карн, выявлены в пределах трех стратиграфических уровней карбонатно-терригенных черносланцевых толщ. Наиболее крупное месторождение Анвил, на базе которого действует рудник Фаро, залегает в центральной части территории Юкон и связано с нижнекембрийской формацией Роуд Ривер. Крупное нижнесилурийское месторождение расположено на перевале Гавард вдоль границы территорий Юкон-Северо-Запад. Баритовое и свинцово-цинково-баритовое месторождения позднедевонского возраста обнаружены на перевале Макмиллан вдоль границы территорий Юкон-Северо-Запад и в округе Гатага (Британская Колумбия).

В основании разреза терригенно-карбонатных пород Сельвинского бассейна залегает верхнепротерозойская осадочно-метаморфизованная толща кристаллических сланцев, песчаников и известняков. На этих образованиях несогласно залегают осадочные образования формации Роуд Ривер, сложенные глинистыми и глинисто-карбонатными породами. Обогащенные органическим веществом осадочные толщи формации Роуд Ривер вмещают пояс обширных стратиформных месторождений рудных районов Говард Пасс, Анвил и др. (см. рис. 10). Породы формировались в течение 150 млн. лет и относительно маломощны по сравнению с соседними карбонатными образованиями. Вышележащая терригенная толща верхнего девона, именуемая канадскими геологами группой Блэк Кластик, образовалась в результате денудации и переотложения продуктов разрушения формации Роуд Ривер и сложена грубо- и мелкообломочными породами с брекчиями кремней, кремнистых сланцев и горизонтами глинистых и кремнистых сланцев. Среди этих пород присутствует обогащенный баритом стратиграфический горизонт, распространенный по всему Сельвинскому бассейну и местами включающий гидротермальное-осадочное сульфидное оруденение.

В пределах Сельвинского бассейна установлено около двадцати месторождений, которые соединены в четыре рудных поля: Анвильское, Перевал Говард, Перевал Макмиллан и Гатага. Анвильское рудное поле

состоит из восьми месторождений (Фаро, Свим, Вангорда, Грум, Ду и др.), расположенных вдоль изогнутого пояса протяженностью 25 км. В основании разреза осадочных толщ Анвильского рудного поля залегают филлиты с пластами известково-кремнистых сланцев, мраморов и метабазитов позднепротерозойского — раннекембрийского возраста. Эта толща сменяется углистыми и графитистыми филлитами нижнего кембрия, несущими стратиформные свинцово-цинковые месторождения. Выше по разрезу залегают известковые, известково-кремнистые и графитистые филлиты и метабазиты среднего кембрия-нижнего ордовика, которые по восстанию сменяются метавулканитами и туфами среднего ордовика. Породы Анвильского рудного поля были подняты в широкую антиклиналь в результате внедрения анвильского гранодиоритового батолита мелового возраста.

Месторождение Фаро, по данным Г.А. Твалчрелидзе, состоит из трех рудных тел, залегающих согласно с вмещающими углисто-графитистыми сланцами и кварцитами, вместе с которыми испытали таконскую складчатость, а также последующие деформации. Руды состоят из пирита, пирротина, сфалерита, галенита, халькопирита и марказита. После формирования сульфидных залежей месторождение испытало региональный и контактовый метаморфизм, существенно не изменивший первичный сингенетический облик.

Рудное поле Перевала Говард состоит из крупных (Аннив, Ху) и более мелких (Ор, Хаг и Пэв) месторождений, локализованных в ритмически построенной толще нижнего силура — части формации Роуд Ривер. Оруденение залегает в виде ритмичных пластообразных тел, формирование которых происходило в морских условиях вдоль линейного пояса протяженностью 130 км, совпадающего с основанием фации склона к западу от примыкающей карбонатной платформы Маккензи. Рудноносный разрез представлен снизу вверх известняками, углистыми и кремнистыми аргиллитами. Рудные тела месторождений рудного поля состоят в основном из сфалерита, галенита и в меньшей мере пирита. В небольших количествах содержатся барий, медь и серебро.

В рудном поле Перевала Макмиллан известны баритовые и свинец-цинк-баритовые стратиформные месторождения, связанные с алевролитами, углисто-глинистыми, карбонатно-кремнистыми сланцами группы Блэк Кластик девон-миссисипского возраста. Баритовый горизонт простирается всюду в девон-миссисипских сланцах Северных Кордильер. Баритовые слои различной мощности составляют большой пояс шириной до 160 км и протяженностью около 700 км, совпадающий с общим простираанием девон-миссисипских сланцев. Внутри пояса барит встречается в виде слоев, линз и конкреций в сланцах, залегающих на более грубозернистых породах. Баритовые горизонты распространены широко, но только в восточной части бассейна Сельвин; в пределах Макмиллан Пас обнаружены крупные пластообразные залежи барита. Страти-

формные свинец-цинк-баритовые месторождения, имеющие важное промышленное значение, занимают тот же стратиграфический горизонт, что и баритовые месторождения Макмиллан Пас. Оруденение представлено пластовыми залежами барита, сфалерита, галенита и пирита. Баритовая руда нередко перекрывает и латерально переходит в пирит-сфалерит-галенитовую залежь. Мощность минерализованных слоев составляет 5—15 м (иногда до 40 м). Неминерализованные брекчиевые слои восточной части бассейна Сельвин обычно подстилаются светло-серыми микрозернистыми известняками мощностью до нескольких метров, которые по восстанию постоянно переходят в барит.

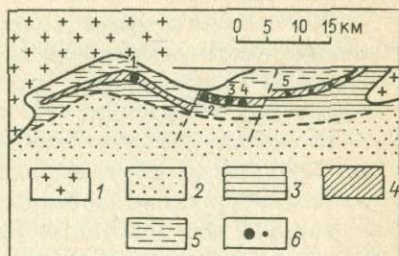
Среди стратиформных месторождений рассматриваемого региона наиболее крупным является месторождение Том, сложенное из двух пластообразных толщ мощностью от 3 до 60 м, состоящих из черного сланца с мелкослоистыми прослоями пирита, сфалерита, галенита, кремнезема и барита. В месторождении Ясон, расположенном в 6 км западнее, установлено два оруденелых горизонта на тех же стратиграфических уровнях, контролирующих месторождение Том, Свинец-цинк-баритовое месторождение Пит — аналог месторождения Том, но занимает более низкое стратиграфическое положение и находится в 16 км юго-восточнее месторождения Ясон. Генезис свинец-цинк-баритовых месторождений района Перевал Макмиллан рассматривается как гидротермально-осадочный; формирование месторождения происходило в желобообразных структурах, образованных в результате опускания морского дна по зонам разломов, обеспечившим подъем горячих минерализованных растворов.

За последние годы среди девонских осадочных толщ трога Кечика северо-восточной части Британской Колумбии открыты крупные стратиформные барит-сульфидные месторождения. Этот новый район, именуемый Дрейфпаил Крик-Аки Ривер (иногда Гатага), залегает в северо-восточной части Британской Колумбии, простирается на 180 км и включает месторождения Дрейфпаил, Медвежье, Мунт Алкок, Цирк, Флюк, Эльф, Квадача, Сика и др. (рис. 11). Цирк — самое крупное месторождение с запасами около 30 млн. т руды при среднем содержании свинца и цинка 10 % и 47 г/т серебра. Барит-сульфидное оруденение этих месторождений представляет собой ритмично переслаивающиеся баритоносные и сульфидоносные углеродистые черные сланцы, кремнистые и известковые аргиллиты среднего и верхнего девона. Рудоносная толща девона обычно подстилается и в восточном направлении замещается карбонатными рифовыми образованиями. Углеродистые сланцы и кремнистые аргиллиты перекрываются глубоководными черными сланцами позднего девона и миссисипия.

На Сибирской платформе рассеянная свинцово-цинковая минерализация распространена во многих районах. Площадь некоторых из них десятки тысяч квадратных километров. Минерализация приурочена к доло-

Рис. 11. Схематическая геологическая карта рудного поля Анвил (по К. Карн и др.):

1 — меловые гранодиориты, 2 — обломочные и вулканические породы позднего девона, 3 — известковые сланцы кембрий-ордовика, 4 — графитовые сланцы раннего кембрия, 5 — безизвестковые сланцы раннего кембрия, 6 — стратиформные свинцово-цинковые месторождения (размер кружка пропорционален промышленному значению месторождения). Месторождения: 1 — Фаро, 2 — Грум, 3 — Вангорда, 4, 5 — Саим



митам и известнякам главным образом нижнего ордовика и имеет четкий стратиграфический контроль. Рудный горизонт подстилается красноватыми верхнекембрийскими отложениями, залегающими всюду на платформе трансгрессивно на средне- и нижнекембрийских образованиях. Эти отложения перекрываются среднеордовикскими терригенными и верхнеордовикскими карбонатно-глинистыми гипсоносными отложениями.

В рудных зонах Пайхойско-Вайгачской и Саурейской на Полярном Урале свинцово-цинковая минерализация с баритом и флюоритом локализуется в средне-верхнеордовикских карбонатных и карбонатно-терригенных отложениях. Последние представляют собой нижние горизонты ордовикско-нижнедевонского трансгрессивного комплекса, залегающего на размытой поверхности разновозрастных доордовикских образований. Рудоносные горизонты протягиваются на десятки и сотни километров согласно с простираемием вмещающих пород. К этой же трансгрессивной толще приурочена минерализация Ильчской рудной зоны на Северном Урале. Здесь рудоносна сланцево-доломит-известняковая толща нижнего силура, а в отложениях среднего-верхнего ордовика преобладают терригенные разности. Минерализация размещается главным образом в слоях черных доломитов и доломитизированных известняков. Рудный горизонт подстилается и перекрывается пачкой углисто-известковистых сланцев мощностью 250–400 м.

Среднепалеозойский этап стратиформного рудообразования по сравнению с раннепалеозойским характеризуется еще более грандиозными масштабами накопления свинцово-цинковых руд в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах. Новая вспышка осадочного отложения свинцово-цинковой минерализации обусловлена проявлением следующих геологических событий в основных рудных районах [16, 17].

1. Развитие девонской трансгрессии на Северо-Американской платформе и связанное с ней формирование, в частности, среднедевонских

рудноносных карбонатных пород на севере плиты Великих равнин (рудный район Пайн-Пойнт).

2. Возобновление трансгрессии моря на этой же платформе в раннекаменноугольное время и формирование трансгрессивной миссисипской карбонатной толщи пород с оруденением в районах Три-Стейт, Иллинойс-Кентукки и Гайс-Ривер.

3. Возникновение эпикаледонской платформы Британских островов и формирование на ней трансгрессивных отложений чехла, в том числе нижнекаменноугольной карбонатной толщи с крупномасштабной свинцово-цинковой минерализацией (рудный район Центрально-Ирландской равнины).

4. Образование эпикаледонского Казахстано-Тяньшаньского срединного массива и отложение на его фундаменте и в прилегающей Южно-Тяньшаньской геосинклинальной зоне среднедевонско-нижнекаменноугольной, трансгрессивной терригенно-карбонатной рудоносной толщи (рудные залежи Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня).

5. Формирование среднедевонско-нижнекаменноугольной трансгрессивной толщи терригенно-карбонатных пород с рудной минерализацией в миогеосинклинальной зоне Западного склона Урала (Полюдовская и другие зоны западного склона Урала, а также флюоритовая минерализация Северного Урала и Пай-Хоя).

Рудный район Пайн-Пойнт расположен на территории, непосредственно прилегающей с юга к Большому Невольничьему озеру. Район, по данным Ф. Беальса, С. Джексона, Н. Скалла и других исследователей, сложен в основном отложениями девона и остатками меловых трансгрессивных отложений, перекрытых четвертичными рыхлыми образованиями. Рудное поле Пайн-Пойнт шириной около 10 км вытянуто в субширотном направлении на 50 км. С востока оно ограничено выходами на поверхности докембрийских отложений щита. На западе палеозойские рудовмещающие породы погружаются в сторону впадины Альберта. На месторождении Пайн-Пойнт выявлено около 40 рудных тел с запасами от сотен тысяч до 15 млн. т руды каждое со средним содержанием свинца 2,9 %, цинка 6,8 %.

Основной член разреза палеозойского платформенного чехла месторождения — рудовмещающая трансгрессивная карбонатная толща (группа Грейт-Слейв) среднего девона мощностью 270—300 м. От докембрийского фундамента, состоящего из слюдистых кварцитов и биотитовых гранодиоритов, она отделена маломощными (30 м) красноцветными отложениями карбонатных и эвапоритовых фаций девона.

Вышележащие органогенные карбонатные породы формаций Пресквил (мощность 65 м) и Пайн-Пойнт (90 м) образуют барьерный рифовый комплекс, который возник в среднедевонское время вдоль границы, отделяющей кратогенную область от области геосинклинального опускания Маккензи. Ширина барьерного рифового комплекса в районе

месторождения 7,5–9 км. Он протягивается от северного края свода Пио-Ривер на восток в сторону Канадского щита более чем на 300 км. В результате последующего опускания и захоронения под более молодыми осадками барьерный риф полого погружался на значительную глубину в запад-юго-западном направлении в сторону геосинклинали в виде относительно узкой призмы пористых пород. На глубине в этом направлении он сменяется рифовыми постройками Кег-Риве – объектами поисков нефти. Высокая проницаемость карбонатных пород барьерного рифа Пресквил позволяет считать его хорошей проводящей системой (природным "трубопроводом"), способствующей подъему из глубин седиментогенных вод (рассолов) в процессе уплотнения отложений.

В поперечном направлении по отношению к барьерному рифу отмечается существенная фациальная неоднородность разреза среднего девона. К юго-востоку от барьера (зона обратного рифа) накапливались отложения шельфовой лагуны, в основном представленные эвапоритами (ангидриды, гипсы, соли) с существенным количеством органического вещества (формация Мискиди). В области открытых вод (в зоне передового рифа) отлагались глинисто-известковистые и глинистые породы (формация Буффам). После образования формации Пресквил происходила регрессия моря, сменявшаяся позднеживетской трансгрессией. В это время к северу от рифогенных доломитов Пресквил формировались тонкозернистые доломиты формации Воут-Маунтин, сменившиеся глинистыми сланцами Амко. Дальнейшее развитие трансгрессии вызвало погружение под уровень моря всего района и отложение доломитов Слейв-Пойнт. Завершают стратиграфический разрез известковистые глинистые сланцы формации Хей-Ривер позднедевонского возраста (рис. 12).

Оруденение концентрируется исключительно в доломитах формации

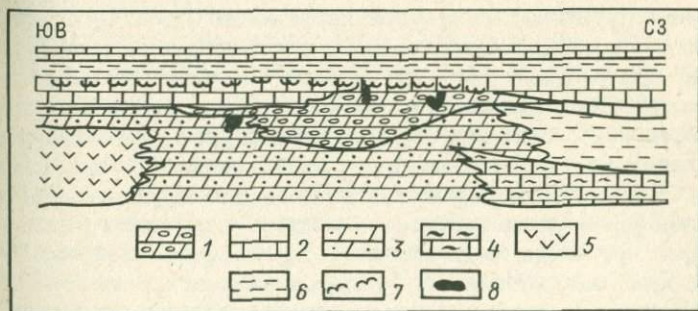


Рис. 12. Геологический разрез рудного поля Пайн-Пойнт (по Л.В. Барсукову и др.):
 1 – кавернозные кристаллические доломиты, 2 – известняки, 3 – светлые песчаные доломиты, 4 – битуминозные известняки, 5 – эвапориты (гипс, ангидрит), 6 – сланцы, 7 – линии несогласного залегания, 8 – рудные тела

Пресквил и верхней части формации Пайн-Пойнт. Как и на месторождениях Мидконтинента, рудный горизонт в разрезе ассоциирует с поверхностями несогласий. Подавляющее большинство рудных тел залегает в грубозернистых доломитах формации Пресквил. Они вытянуты вдоль двух узких параллельных зон, называемых "главный риф" и "северный риф". Морфологически рудные тела разделяют на призматический и табулярный типы. Тела первого типа имеют меньшие размеры в горизонтальном направлении, чем в вертикальном, тела второго типа, залегающие главным образом в нижней части формации Пресквил, — наоборот. Средние содержания свинца и цинка в призматических рудных телах составляют соответственно 4,5 и 7,8 %, а в табулярных — 1,8 и 4,7 %. Все разрабатываемые ныне рудные тела относятся к призматическому типу, где оруденелыми являются брекчии обвального происхождения. Такие ослабленные зоны возникли в результате дренирования грунтовых вод трещинами, вдоль которых сформировалась карстовая кора. Локальные концентрации сульфидов приурочены к участкам наибольшей пористости рифа. Богатые рудные тела формации Пресквил обычно содержат останцы вмещающей породы — крупные и мелкие брекчиевые фрагменты, которые свидетельствуют об обрушениях в кавернах. Для пород формации Пайн-Пойнт характерна более равномерно рассеянная межкристаллическая пористость. Поэтому здесь проявляется большая тенденция по сравнению с формацией Пресквил для локализации оруденения в виде широко разбросанных гнезд, выполнения пустот и тонких трещинок.

Крупнейшие в мире ресурсы свинцово-цинковых руд района Три-Стейт сосредоточены в миссисипской толще известняков мощностью 200—240 м, залегающих трансгрессивно на маломощных терригенных отложениях верхнего девона (сланцы Чаттануга) или карбонатных отложениях ордовика. В основании миссисипия отмечается маломощный базальный горизонт (сланцы Нортью). Для рудовмещающей карбонатной толщи характерны частые прослои кремнистых пород. Оруденение размещается в виде нескольких горизонтов в карбонатной толще на общей площади около 5 тыс. км². По данным Р. Хагни, породы со свинцово-цинковой минерализацией, стратиграфически эквивалентные рудоносному горизонту района Три-Стейт, встречены при глубоком бурении на значительном удалении от района — в Центральном и Западном Канзасе. Таким образом, стратиграфическая закономерность размещения рудной минерализации в миссисипских карбонатных слоях имеет региональный характер в провинции Мидконтинента. Кроме рудных районов Мидконтинента, Три-Стейт и Иллинойс-Кентукки с миссисипской трансгрессивной карбонатной толщей также связано оруденение нового, разведываемого в последние годы рудного района Гайс-Ривер в Южно-Аппалачской зоне. По данным А. Хоагленда, свинцово-цинковая минерализация этого третьего крупного рудного района в Аппалачах локализуется в миссисипском рифовом комплексе, залегающем несогласно на более

древних породах и образовавшемся у края крупного эвапоритового бассейна.

За последние 20—25 лет в карбонатных формациях нижнего карбона Ирландии открыт ряд крупных месторождений свинца и цинка (Наван, Тайнаг, Силвермайнс, Гортдрум, Ахерлоу, Маллоу и др.), что дало основание считать эту страну металлоносной провинцией мирового масштаба. Большая часть центральной части Ирландии, где размещаются стратиформные месторождения, сложена нижнекаменноугольными породами, покрывающими более 40 % территории. Строение нижнего карбона характеризуется господством известняков и доломитов с прослоями глинистых сланцев. В основании нижнекаменноугольных карбонатных толщ залегает маломощная базальная пачка бескарбонатных морских обломочных пород, ниже по разрезу переходящая в породы фаций древнего красного песчаника девона (рис. 13).

Все месторождения представлены преимущественно стратифицированными минерализованными залежами. Некоторые месторождения характеризуются уникальными особенностями строения, однако их генетическое родство доказывается общностью геохимических и минералогических характеристик. Намечаются некоторые латеральная и вертикальная зональности: медно-серебряные месторождения приурочены к более низким уровням карбонатных толщ (южные территории), в то время как свинцово-цинковые месторождения локализованы стратиграфически выше в более чистых карбонатных породах северной части Центральной равнины Ирландии. Наряду с главными сульфидными месторождениями известны более мелкие месторождения, также заслуживающие внимания. Барит в нижнекаменноугольных известняках встречается как в стратиформном, так и в жильном типах месторождений. Массивная стратиформная залежь барита известна в Баллино, она граничит с месторождением Сильвермайнс.

Месторождение Наван — в настоящее время наиболее крупный объект добычи цветных металлов в мире. Оно находится в 50 км севернее Дублина. В основании разреза залегают нижнепалеозойские породы — глинистые сланцы и андезитовые или сиенитовые интрузивы. Девон и карбон представлены чередованием конгломератов, красноцветных песчаников и красноцветных глинистых сланцев мощностью около 50 м. Турнейские отложения состоят из плитчатых аргиллитов, аргиллитовых известняков, алевролитов и песчаников мощностью более 40 м. Они по разрезу сменяются глинистыми известняками мощностью 20 м. Вышележащие "палевые" слои являются рудовмещающими породами месторождения и состоят из известняков, оолитовых известняков и доломитов с небольшим количеством глинистого материала. В палевых слоях выделена серия песчаных и глинистых маркирующих горизонтов. Мощность рудоносных слоев 60 м. Выше по разрезу залегают карбонатные и терригенные породы турнейского и визейского ярусов (рис. 14).

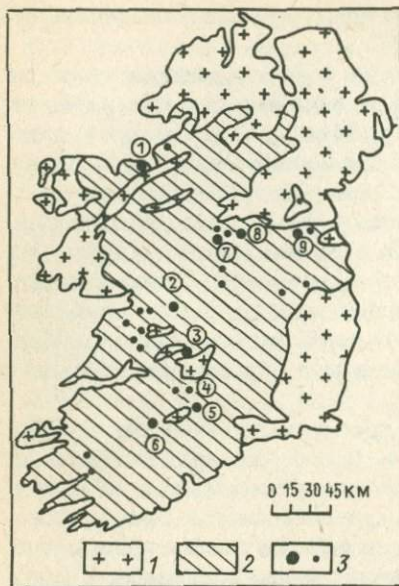
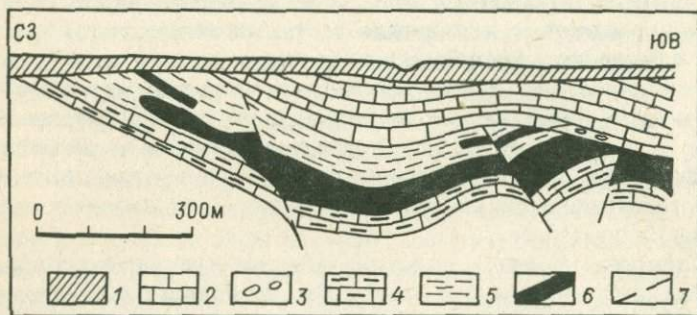


Рис. 13. Схема расположения стратиформных месторождений Ирландии (по Д. Дини, 1981):

1 — породы основания (додевонские), 2 — каменноугольные осадочные толщи, 3 — месторождения и рудопроявления. Основные месторождения (цифры в кружках): 1 — Аббитаун, 2 — Тайнаг, 3 — Силвермайнс, 4 — Горт-друм, 5 — Ахерлоу, 6 — Маллоу, 7 — Кил, 8 — Баллиналак, 9 — Наван

Рис. 14. Разрез через свинцово-цинковое месторождение Наван (по П. Мак Ардл):

1 — элювиальные отложения, 2 — верхние темные известняки, 3 — конгломераты, 4 — "палевые слои", 5 — глинистые известняки, 6 — минерализованные участки палевых слоев, 7 — разрывные нарушения



Пространственно минерализация ограничена палевыми слоями; здесь руды образуют серию выпуклых линз, падающих под углом 20° на юго-запад. Линзы располагаются вдоль оси северо-восточного направления и максимально развиты на северо-востоке, где сливаются в единое тело мощностью более 60 м. Рудоносными породами являются преимущественно доломиты. Оруденение представлено сфалеритом и галенитом.

Рудные залежи Навана, по мнению П. Мак Ардл, имеют признаки как сингенетического, так и эпигенетического характера. С одной стороны, стратиформный облик месторождения и присутствие брекчированных слоев тонкозернистых сульфидов свидетельствуют в пользу сингенетической гипотезы. С другой стороны, изменение типа и интенсивности

минерализации по разные стороны разломов и развития рудных жил. Наличие рудных прожилков указывает на переотложение сингенетического оруденения.

Стратиграфический контроль оруденения наиболее ярко выражен в стратиформных месторождениях среднего палеозоя Тянь-Шаня. Одна из характернейших особенностей стратиформного оруденения рассматриваемого региона — строгая приуроченность продуктивных формаций к определенным стратиграфическим горизонтам и пластам, в пределах которых отдельные рудные тела залегают согласно с вмещающими их породами. При этом в составе рудоносных формаций и отдельных стратиграфических подразделений оруденение часто локализуется в нескольких горизонтах, что обуславливает также характерное для стратиформных месторождений многоэтажное строение. Следует отметить исключительную выдержанность и устойчивость рудоносных горизонтов, прослеживаемых по простиранию на несколько десятков километров независимо от магматических проявлений и крупных тектонических нарушений.

Строгая стратификация оруденения рассматриваемого типа ярко выражена во всех месторождениях и рудопроявлениях Тянь-Шаня, связанных с различными по возрасту и составу осадочными формациями, одинаково проявляясь в районах, территориально удаленных друг от друга на большие расстояния. Другая характерная особенность осадочных формаций Тянь-Шаня, несущих свинцово-цинковое и медное оруденение, — значительное площадное распространение, что указывает на широкие возможности применения стратиграфического контроля как одного из главных критериев в оценке генезиса стратиформных месторождений цветных металлов. Различают региональный и локальный стратиграфический контроль оруденения. Региональный контроль проявляется в приуроченности стратиформных месторождений на значительных площадях к определенным стратиграфическим горизонтам и ярусам. Локальный контроль выражается в приуроченности оруденения к узким частям разреза на небольших участках месторождений.

Отчетливый региональный стратиграфический контроль свинцово-цинкового оруденения устанавливается в Джергаланском районе Северного Тянь-Шаня. Здесь свинец и цинк связаны с карбонатной толщей учкашкской свиты башкирского яруса. Рудоносная свита отчетливо прослеживается на расстоянии более 30 км. В отдельных месторождениях, приуроченных к учкашкской свите, отмечается локальный стратиграфический контроль оруденения. Например, в Ичикатском месторождении установлено до трех стратиграфических пачек известняков и доломитистых известняков, с которыми связано известное свинцово-цинковое и медное оруденение. Аналогичная картина наблюдается и в других стратиформных месторождениях Джергаланского района (рис. 15).

В Чаткальском хребте Срединного Тянь-Шаня стратиформное оруденение в девонских отложениях приурочено к трем стратиграфическим пачкам карбонатных (в основном, доломитовых) пород, образуя соответственно три рудоносных горизонта, с которыми связаны все известные здесь свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления (рис. 16).

Два нижних горизонта имеют живетский возраст. Первый рудоносный горизонт темно-серых известняков залегает в нижней части живетских отложений и с перерывами прослеживается на расстоянии около 100 км по южному склону Чаткальского хребта и гор Бозбутау. В северо-западной части района, в верховьях р. Гава и Иштамберды (вблизи осевой части Чаткальского хребта), мощность горизонта колеблется от 5 до 10 м; здесь он представлен темно-серыми известняками. К ним приурочены рудопроявления Чалчиксай и Чепбулаксай. Юго-восточнее этих рудопроявлений (в верховье р. Сумсар) горизонт прослеживается по правому борту р. Кугала на расстоянии около 10 км. На всем протяжении известняки горизонта содержат рассеянную вкрапленность галенита и сфалерита, местами доходящую до промышленных кондиций (рудопроявление Четинди). Мощность горизонта в районе достигает 20 м. Первый рудоносный горизонт отчетливо прослеживается по правому борту долины р. Сумсар (рудопроявления Акмашат, Каинды и др.). Известковистый тип разреза первого рудоносного горизонта наблюдается по р. Кашкасу и Карагагчаю (северный склон горы Чонкуль). В районе Сумсарского месторождения, в горах Каратау, Туяташ, Бозбутау первый рудоносный горизонт представлен уже темно-серыми, почти темными (горы Бозбутау) доломитами. С ними связаны многочисленные проявления свинцово-цинковой минерализации (Туяташ, Кокянгаксай, Аирташ, Уйалма и др.). На восточной части горы Бозбутау этот горизонт непрерывно прослеживается на расстоянии более 40 км.

Второй рудоносный горизонт позднеживетского возраста также имеет два типа разрезов. В бассейнах р. Кашкасу (правый приток р. Касан) и Алабука он представлен темно-серыми известняками с рассеянной вкрапленностью галенита. На остальной части территории Чаткальского хребта второй рудоносный горизонт представлен седиментационными и седиментационно-диагенетическими доломитами. К ним в юго-западной части Чаткальского хребта приурочены месторождение Сумсар и многочисленные рудопроявления (Кугала, Ташлаксай, Чамьндысай и др.). Мощность живетских рудоносных горизонтов колеблется в широких пределах (от 5 до 100 м) в зависимости от их положения в структуре осадочных образований, выполняющих депрессию в рельефе доживетского фундамента, на котором залегает продуктивная формация. Рудоносные горизонты разделены мощной (до 175 м) пачкой красноватых полимиктовых песчаников и алевролитов.

Третий рудоносный горизонт, представленный также доломитами,

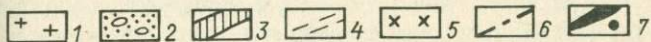
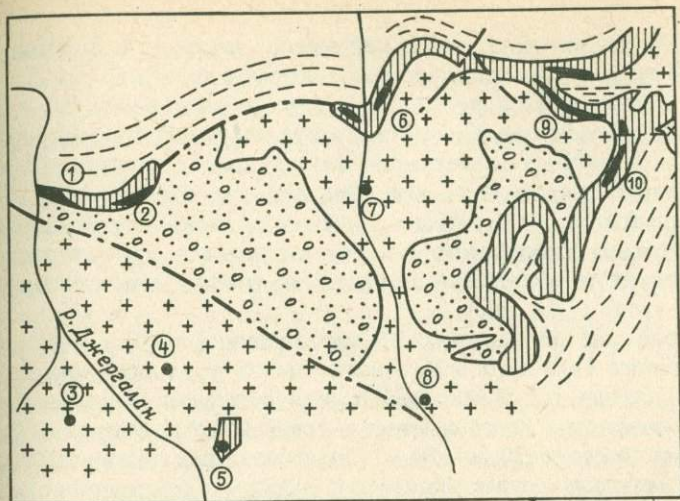


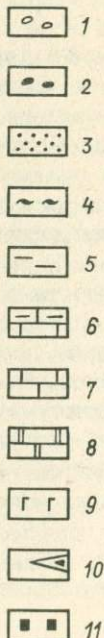
Рис. 15. Схема расположения свинцовых месторождений Джергаланского района (по Т.Д. Джумалиеву):

1 — древний фундамент (гранитоиды, сланцы), 2—4 — отложения башкирского яруса (2 — тюпская свита (красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники, 3 — учкашкская свита: известняки, доломитовые известняки; 4 — чааркудская свита: пестроцветные песчаники, алевролиты, известняки, гипсы, ангидриты, галиты), 5 — позднепалеозойская интрузия, 6 — разрывные нарушения, 7 — свинцовые месторождения и рудопроявления (цифры в кружках): 1 — Тузсу, 2 — Икичат, 3 — Темирторбулакское, 4 — Верхнеджергаланское, 5 — Джергаланское, 6 — Таштюбе, 7 — Нижнетюпское, 8 — Верхнетюпское, 9 — Чааркудук, 10 — Учкашка

Рис. 16. Стратиграфическое положение стратиформного свинцово-цинкового оруденения в разрезе девонских отложений южного склона Чаткальского хребта:

1 — конгломераты, 2 — гравелиты, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — аргиллиты, 6 — глинистые известняки, 7 — известняки, 8 — доломиты, 9 — гипс и ангидрит, 10 — линзы медистого песчаника, 11 — свинцово-цинковое оруденение. Месторождения и рудопроявления (цифры в кружках): 1 — Четинды, Акмашат, Чанкул, Кашкасу, Сумсар, Ортабел, Сарча, Туяташ, Кокянгаксай, Узунбулак; 2 — Кугала, Ташлаксай, Акмашат, Сумсар, Туяташ, Кокянгаксай; 3 — Караункур

| Ярус | Ритмолоча | Ритмсвита | Ритмолочка | Колонка | Мощность, м |
|-----------|-----------|-----------|------------|---------|-------------|
| Франский | IV | 1 | 3 | 11 | 170-430 |
| | | 2 | 3 | 11 | 70-190 |
| | | 3 | 3 | 11 | 100-300 |
| | | 1 | 3 | 11 | 156 |
| Сурская | III | 3 | 3 | 11 | 30-220 |
| | | 2 | 3 | 11 | 170 |
| | | 1 | 3 | 11 | 50-170 |
| Живетский | II | 3 | 3 | 11 | 220 |
| | | 2 | 3 | 11 | 170 |
| | | 1 | 3 | 11 | 0-220 |
| Сурская | I | 3 | 3 | 11 | 220 |
| | | 2 | 3 | 11 | 170 |
| | | 1 | 3 | 11 | 0-220 |



занимает более высокое стратиграфическое положение и имеет ранне-франский возраст. Он отчетливо наблюдается в горах Каратау (рудопроявление Караункур). В районе Сумсарского месторождения горизонт замещается сульфатными осадками. Нижнефранский рудоносный горизонт представлен темно-серыми искристыми доломитами с вкрапленным свинцовым оруденением. Средняя мощность горизонта 20 м. Следует отметить, что все известные месторождения и рудопроявления пластового типа Чаткальского хребта, как правило, приурочены только к отмеченным трем стратиграфическим горизонтам живетского и франского ярусов.

В районе хребта Молдотау и Южного Присонкуля Нарынской подзоны Срединного Тянь-Шаня многочисленные полиметаллические рудопроявления связаны с доломитовой пачкой сонкульской свиты нижнего турне. Доломитовая пачка залегает в средней части сонкульской свиты и имеет мощность от 20 до 350 м. Она состоит из трех горизонтов: нижнего доломитового, известнякового и верхнего доломитового. В рассматриваемом регионе свинцово-цинковое оруденение, сопровождаемое обычно ртутью и другими элементами, встречается в основном в двух доломитовых горизонтах сонкульской свиты. К нижнему рудоносному горизонту доломитов приурочены рудопроявления Дальнее, Кенсай, Кокджерты и Тегерек, а к верхнему доломитовому горизонту — рудопроявления Кичине-Киндик. При значительной протяженности доломитовой пачки (более 100 км) оруденение встречается локально; рудные залежи прослеживаются всего лишь на 1–2 км при максимальной мощности 4–5 м.

Рудоносная пачка нижнего турне Нарынской подзоны выходит далеко за пределы Молдотауского хребта. По литолого-фациальным признакам и стратиграфическому положению рудный горизонт "искристых" доломитов сопоставляется с одновозрастной продуктивной толщей хребта Большого Каратау, к которой приурочены полиметаллические месторождения Ачисайского, Талдыбулакского, Биресекского и других районов. Таким образом, каратауский тип полиметаллического оруденения продолжается из хребта Каратау на территории Нарынской подзоны, образуя в совокупности огромную по протяженности единую и однотипную рудную провинцию. Этот вывод подтверждается тем, что в промежутке между Каратауским и Молдотауским рудными районами (бассейн р. Коксу, хр. Пскем) в последнее время выявлены аналогичные каратаускому многочисленные рудопроявления в нижнетурнейских отложениях, связанные с ленточными (микрослоистыми) доломитами чаватинской свиты нижнего турне и представляющие собой связующее звено между двумя пространственно разобщенными рудными районами.

Строгому стратиграфическому контролю подчиняется также свинцово-цинковое оруденение в Большом Каратау (Южный Казахстан). Подавляющее большинство месторождений и рудопроявлений здесь сосре-

доточено в карбонатных породах фамена и нижнего турне. Оруденение миргалимсайского типа приурочено ко второму ленточному горизонту доломитов акжарской пачки фамена, а оруденение ачисайского типа — к пачке так называемых "искристых" доломитов, залегающих в самых низах нижнего турне.

При общей мощности терригенных и карбонатных толщ верхнего девона и нижнего карбона 2500—3000 м почти все известные проявления оруденения находятся в нижней части мощного комплекса карбонатных отложений — в породах верхов фамена и нижнего турне. Протяженность по простиранию рудоносных толщ и горизонтов в Каратау, если учесть крайние проявления оруденения на западе (Шалкия) и востоке (Байджансай), достигает 250 км.

В Центральном Казахстане устанавливается также преимущественная приуроченность большей части свинцовых и полиметаллических месторождений рассматриваемого типа к отложениям верхов фаменского яруса и низов нижнего карбона. Этот узкий возрастной диапазон рудовмещающих толщ сохраняется почти для всех месторождений Центрального Казахстана, несмотря на значительные иногда различия в литологических особенностях вмещающих пород и большие расстояния, отделяющие месторождения одно от другого. Именно такие стратиграфическое положение (или близкое к нему) занимают свинцово-цинковые месторождения Атаусуйского района, Тенизской впадины, Успенского района, Аксоран-Акджальской рудной зоны, района Северо-Западного Прибалхашья и др. Пространственное положение отдельных месторождений и рудопроявлений, а также стратифицированных рудоносных горизонтов не зависит от каких-либо региональных или локальных разломов и от близости или удаленности выходов интрузивных пород, в большинстве случаев отсутствующих вблизи рассматриваемых месторождений. В некоторых районах более молодые интрузивы прорывают рудовмещающие толщи с сингенетическим оруденением. Под их контактовым воздействием многие месторождения подверглись метаморфизму и скарнированию. В то же время стратиграфическое положение месторождений остается неизменным.

В Южном Тянь-Шане, по данным В.Т. Сургай, И.Д. Турдукеева и других геологов, доминирующее большинство ртутных месторождений также связано с битуминозными доломитовыми фациями карбонатной формации верхнего девона — нижнего карбона, а сурьяно-ртутное оруденение джаспероидного типа занимает еще более узкий стратиграфический интервал, локализуясь в кровле рудовмещающего терригенно-карбонатного миогеосинклинального разреза среднего девона-среднего карбона.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Мезозойский этап формирования стратиформной свинцово-цинковой минерализации начался в конце перми и завершился в основном в ранней юре. В этот период образовалась почти четверть общих мировых ресурсов свинца и цинка, содержащихся в стратиформных залежах среди карбонатных и терригенно-карбонатных толщ фанерозоя. Главной ареной накопления рудной минерализации была обширная территория возникших на месте герцинской геосинклинали к началу этого этапа эпипалеозойских Средне- и Западно-Европейской платформ, а также образовавшихся вслед за этим миогеосинклинальных прогибов и срединных массивов альпийского Средиземноморского геосинклинального пояса.

Отложение больших масс свинцово-цинковой минерализации началось в связи с цехштейновой трансгрессией эпиконтинентального моря. Образовались крупные месторождения медистых сланцев (Нижняя Силезия, Мансфельд и др.), содержащих также свинец и цинк. Основная масса оруденения представлена бедной свинцово-цинковой рассеянной минерализацией, регионально распространенной в мергелисто-сланцевых, мергелистых и отчасти карбонатных отложениях цехштейна в Присудетском и Рейнском районах. Согласно оценкам Г. Рихтера, которые приводит Н.М. Страхов, Западно-Европейский цехштейновый сланцевый бассейн на площади около 20 тыс. км² содержит около 50 млн. т меди, 200—250 млн. т цинка и 100—150 млн. т свинца. Однако промышленных собственно свинцово-цинковых месторождений в отложениях цехштейна практически нет, хотя имеются указания на то, что содержание свинца в нижнецехштейновом мергеле в Присудетской моноклинали достигает в отдельных случаях 3 %. Единичные мелкие месторождения свинца и цинка известны в карбонатных отложениях перми в Восточно-Альпийской Известняковой зоне.

Главная стадия отложения промышленных свинцово-цинковых руд связана с трансгрессией триасового моря, охватившей как стабильную область эпипалеозойских платформ, так и отдельные площади мобильной геосинклинальной зоны альпийского цикла. Свинцово-цинковая минерализация в карбонатных отложениях триаса и в меньшей мере нижней юры, залегающих в нижних горизонтах разреза трансгрессивного платформенного чехла, имеет региональный характер распространения.

Строение разреза триаса Средне- и Западно-Европейской платформ выдержанное трехчленное. Нижний триас представлен в основном песчаниками бунтзандштейна, образовавшимися в результате завершающих процессов денудации и выравнивания герцинской горной области. Средний триас сложен доломитами и известняками с прослоями мергелей и черных сланцев; в верхней части отмечаются сульфатные эвалориты. Верхний триас (кейпер) — главным образом песчаники, мергели и аржиллиты с прослоями карбонатов и сульфатов.

Юрские отложения карбонатно-терригенные. Главные концентрации стратиформного оруденения приурочены к низам карбонатного среднего триаса. Наиболее крупные ресурсы свинца и цинка в этой части разреза мощностью до 100 м сосредоточены в Силезско-Краковском районе. Толща ниже-среднетриасовых известняков и доломитов (мушелькальк) расчленяется снизу вверх на следующие слои [16]: 1) гоголинские (нижний ракушечник) — известняки, доломиты и мергели с прослоями сланцев; мощность 10–50 м; 2) гораздзкие, теребратулловые и каржовицкие слои, вмещающие основные рудные залежи, доломиты с прослоями известняков (в пределах месторождений) и известняки (на остальной территории); мощность 30–60 м; 3) диплопоровые доломиты (средний ракушечник); мощность 15–35 м; 4) боржовицкие и тарновицкие (верхний ракушечник) слои — мергелистые доломиты, доломитистые известняки и конгломераты со значительным количеством гипса; мощность до 30 м. Разрез завершается кейпером, сложенным аргиллитами, песчаниками, глинистыми сланцами.

Многочисленные свинцово-цинковые месторождения Верхней Силезии образуют ряд рудных полей: Бытомское, Хжановское, Тарнавские горы, Олькуш, Заверце (рис. 17). Первые два рудных поля находятся соответственно на северной и восточной окраинах Верхнесилезского

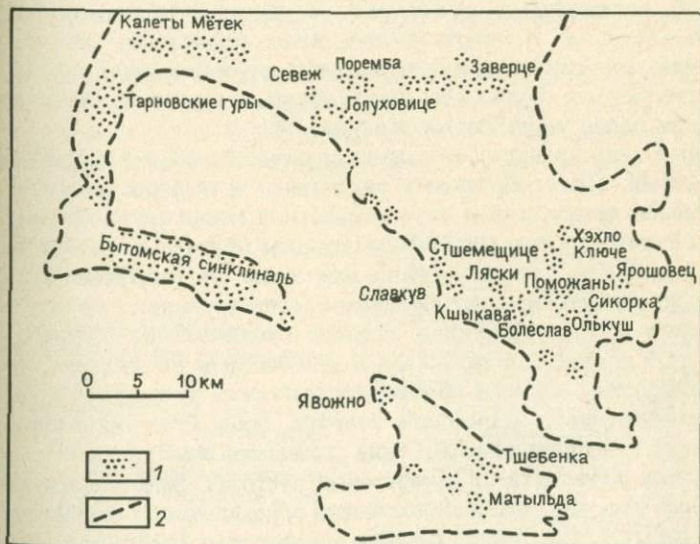


Рис. 17. Схема размещения стратиформного оруденения в Силезско-Краковском регионе (по Т. Галкевич):

1 — площади распространения оруденения, 2 — границы районов распространения рудоносных доломитов

межгорного прогиба. Они представляют собой синклиналильные мульдообразные складки, выполненные триасовыми отложениями. В основании мульд залегают позднекаменноугольные угленосные и частично пермские терригенные отложения. Остальные рудные поля расположены в пределах Силезско-Краковской моноклинали.

В рудном районе широко развиты разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного направления. Первые образуют грабенообразные структуры, осложняющие мульды. Формирование складчатых и разрывных структур платформенного чехла началось в перми и завершилось в третичное время. Плоские синклинали-мульды (Бытомская, Хжановская и др.) имеют конседиментационный характер и развивались унаследованно с позднего палеозоя.

По латерали оруденение размещается неравномерно. На юге района оно локализовано в пределах мульд, а на севере — в синклиналильных структурах, осложняющих Силезско-Краковскую моноклинали. Суммарная площадь рудоносных участков по отношению к общей территории распространения благоприятного рудоносного стратиграфического горизонта в районе составляет около 5 %. Все исследователи подчеркивают важную роль разрывных нарушений и, в частности, грабеновых структур в размещении месторождений. Вдоль разрывов и грабенов запад-северо-западного простирания (особенно на участках пересечения их поперечными разломами) отмечена наибольшая концентрация оруденения. В приразломных зонах происходит, как правило, увеличение мощности руд и содержания в них металлов. Большое значение в локализации оруденения имеют также межслоевые тектонические нарушения, зоны трещиноватости и брекчий.

Рудные тела представлены самыми разнообразными морфологическими типами: пластообразными, реже линзо- и гнездообразными, жилами и зонами прожилков и вкрапленности, а также трубообразными залежами. Рудные залежи размещены главным образом в основании рудоносного доломита, непосредственно над слоем так называемой купоросной глины. По простиранию оруденение распространяется до нескольких километров. Мощность рудных залежей колеблется от десятков сантиметров до 5 м (местами до 30 м). В залежах руда не замещает вмещающую породу целиком и не образует компактных рудных тел. Сульфиды выполняют трещины, карстовые пустоты, зоны брекчирования, поры. Очень часто они проявляются в виде рассеянной вкрапленности, а также йнкрустаций и сталактитов в карстовых пустотах. Вместе с тем положение рудных тел, как правило, подчинено определенному стратиграфическому горизонту. На многих рудных полях кроме главного рудного горизонта оруденение локализуется также на более высоких горизонтах в пределах рудоносного доломита. Однако эти случаи менее интересны в промышленном отношении.

В рудовмещающих доломитах развиты карстовые пустоты — трубо-

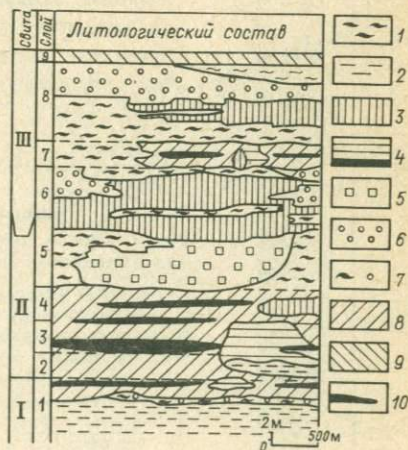
образные небольшие полости, часто образующие субгоризонтальные галереи или неправильной формы камеры, заполненные частично или полностью обломками пород обрушившихся стенок и кровли. Стенки открытых полостей и обломки пород покрыты сульфидами. Часто открытые полости с обрушенной кровлей сливаются в целые системы, образуя сложной формы рудомещающие структуры, выполненные брекчией обрушения. Брекчия, представленная доломитом, сцементирована галенитом, сфалеритом и марказитом. Образование брекчий, заполняющих открытые полости, происходило, по мнению И. Смолярска, одновременно с процессами карстообразования (рис. 18).

Свинцово-цинковое месторождение Поможаны расположено в непосредственном соседстве с рудниками Олькуш и Болеслав. Рудные залежи характеризуются многочисленными чертами, типичными для месторождений Силезско-Краковского района. По данным К. Мохначка и М. Сасс-Густкевич, здесь, наряду с брекчированными и карстовыми рудами, встречаются руды стратиформные слоистые и вкрапленные. Эти типы руд наблюдаются в таком близком соседстве, что оказалось возможным установить их взаимную пространственную связь и соотношенность во времени. Рудные залежи сформировались в три этапа. Выделяют пластовые, карстовые и окисленные рудные залежи, тесно связанные в пространственном отношении с рудоносными доломитами. Этапы формирования оруденения отделены друг от друга периодами брекчиеобразования.

В других рудных районах Средне- и Западно-Европейской платформ кроме отложений триаса минерализация локализуется также в нижне- и верхнетриасово-юрских карбонатных слоях или песчаниках с карбонатным цементом вокруг Центрального Французского массива. Оруденение

Рис. 18. Литологический разрез месторождения Тшебенка (по Я. Павловска и Г. Ведов):

1 — слоистые доломиты, 2 — волнистые известняки, 3 — микрозернистые доломиты, 4 — массивные известняки, 5 — доломиты с внутриформационными конгломератами, 6 — зернистые доломиты, 7 — пятнистые доломиты, 8 — рудоносные доломиты, 9 — доломиты Диплопора, 10 — стратиформное свинцово-цинковое оруденение



тяготее к самым нижним, в основном карбонатным отложениям платформенного чехла и характеризуется узким размахом по вертикали. В широко развитых карбонатных отложениях фундамента, непосредственно подстилающих рудовмещающие триасовые слои, отмечаются лишь секущие эпигенетические рудные тела неправильных форм, а стратиформные залежи отсутствуют.

Стратиформные месторождения южной окраины Французского массива, по данным М. Обаг, М. Бессон, Ж. Буладон и других французских геологов, распространены в следующих стратиграфических горизонтах. Горизонт так называемого "базального" триаса в большинстве случаев представлен песчаниками, иногда доломитами, несет следы первых наступлений моря, с которых начался трансгрессивный цикл. Базальный триас, в котором сконцентрировано около 700 тыс. т металла, судя по всему, является наиболее крупным из всех рудоносных горизонтов юга Франции. На этом горизонте залегают крупные месторождения Ляржантьер и Малин, а также более мелкие месторождения Сен-Себастьян, Ле Ма де Льер, Гатьюзьер, Нотр-Дам де Лаваль — объекты эксплуатации (рис. 19).

Средний триас представлен глинисто-доломитовыми породами. В них залегают месторождения Альби-Фантблон (в районе Малин), Сен-Жандю-Пен, Эспинет, До Прадинн и др. Встречаются также железорудные месторождения (Куз, Мараваль). На периферии Рувергского поднятия, в слоях перемежающихся черных глин и доломитов, локализуются небольшие месторождения барита (Ле Ма Дье, Нотр-Дам де Лаваль, Фонабер, Бордзек).

Базальный геттангский ярус нижнего лейаса представлен доломитами с включениями тонкозернистого слоистого черного глинистого сланца с неровным изломом и содержит крупные рудные зоны минерализации. Для яруса характерны две особенности: во-первых, его продуктивные горизонты ограничиваются Алэс-Андрузским сектором;

Базальный геттангский ярус нижнего лейаса представлен доломитами с включениями тонкозернистого слоистого черного глинистого сланца с неровным изломом и содержит крупные рудные зоны минерализации. Для яруса характерны две особенности: во-первых, его продуктивные горизонты ограничиваются Алэс-Андрузским сектором;

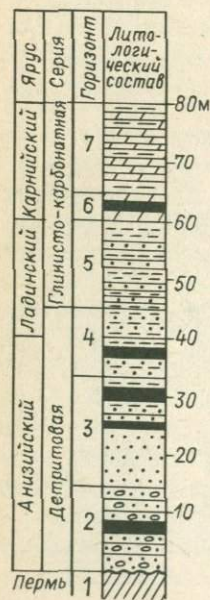


Рис. 19. Стратиграфическое положение стратиформного оруденения в разрезе триасовых отложений месторождения Ляржантьер (по Ж. Мишо).

Горизонты разреза: 1 — сланцы, песчаники, конгломераты; 2 — песчано-конгломератовый (15–20 м) с нижними рудоносными пластами; 3 — средний песчаный (10–20 м) с малоомощными рудоносными пластами в верхней части разреза; 4 — верхний глинисто-песчаный (10–27 м) с двумя рудоносными уровнями; 5 — песчано-глинистый (15–30 м); 6 — средний карбонатный рудоносный (0–16 м); 7 — верхний глинисто-карбонатный (25–50 м)

во-вторых, он оказался особенно благоприятным для образования колчеданных руд. В доломитах размещаются крупное свинцово-цинковое месторождение Круа-де-Пальер, рудопроявления Д'Эсперан и Субе, а также наиболее крупное колчеданное месторождение Сулье (около двух миллионов пиритовой руды, содержание цинка в руде достигает 1,8 %) и ряд мелких месторождений (Панниссез, Монто-Рюссо, Ле Ма Дье, Кассаньэт, Ле Рибо, Ле Пастро).

Месторождение Круа-де-Пальер (рис. 20) по значимости занимает третье место после месторождений Малин и Ляржантьер (среднее содержание свинца 3,75 %, цинка 9,11 %). На месторождении установлено сложное оруденение (около 90 % запасов металла) и оруденение типа заполнения трещин и пустот. Слоистое оруденение участвует в складчатости вместе с вмещающими доломитами. Мощность рудоносных слоев достигает 10 м. Все исследователи, изучавшие месторождение Круа-де-Пальер, считают его сингенетическим с вмещающими доломитами геттангского яруса. В постседиментационном этапе оруденение ремобилизовано с образованием мелких прожилок и зон брекчирования в пределах рудоносных доломитов. Средний и верхний горизонты геттангского яруса сложены доломитами, содержащими вкрапленное сульфидное оруденение в районе Круа-де-Пальер, Сен Феликс д'Алз, Де Бессурид-Клянуз, Сандра. В Руэрском районе в доломитовом горизонте залегает пластовое баритовое оруденение.

Лотарингский ярус отличается ритмичным строением и представлен известняковыми доломитами. Он содержит небольшие месторождения (Кабан, Гран-Вернисьер) в районе сводообразного поднятия Дюрфорта. Большинство известных месторождений этого яруса расположено во внутренней части Косского бассейна (наиболее крупное месторождение — Трев, мелкие — Валетт, Сен-Альбан, Фижак).

Байосский ярус средней юры представлен доломитовыми извест-

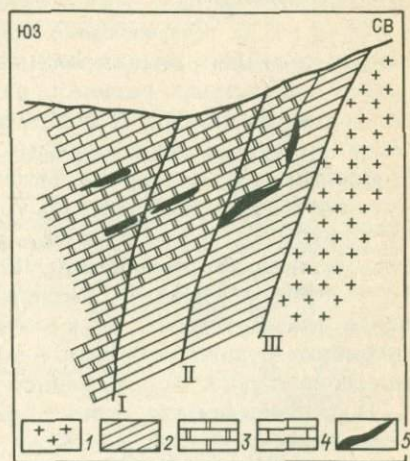


Рис. 20. Профиль через месторождение Круа-де-Пальер (по Л. Рене):

1 — гранитоиды, 2 — верхний триас и рет (черные глины, доломиты, глины с ангидритом, пестрый мергель, песчано-доломитовые породы), 3 — геттангский ярус (темные доломиты), 4 — синемюрский ярус (узловатые песчаники известняки), 5 — рудные горизонты. Разломы: I — Кантин, II — Рудный, III — Пальер

няками и содержит значительную рудную минерализацию. В секторе, расположенном к северу от Алэ, байосские отложения вмещают свинцово-цинковые руды с флюоритом (Лянда, Ля Рок), а также колчеданные руды (Ля Минетт, Лэ Логер). Месторождение Лянда находится в настоящее время в стадии разработки в основном для добычи флюорита. Известное Беймарское свинцово-цинковое месторождение в настоящее время интенсивно разрабатывается.

Батский ярус сложен доломитом и содержит значительные рудные минерализации в районе Малина (более 300 тыс. т металла). Киммериджский ярус верхней юры сложен доломитами. В них размещается осадочное свинцово-цинковое месторождение Буа-Мадам (около Ганжа, Эро).

Ведущие французские геологи (П. Рутье, Ж. Мишо, Ж. Самама, А. Бернар и др.), длительное время изучавшие свинцово-цинковые месторождения Центрального массива, придают исключительно большое значение стратиграфическому контролю оруденения и сингенетическим концентрациям цветных и редких металлов в осадочных породах мезозоя. Практически все выявленные свинцово-цинковые, флюоритовые и баритовые месторождения южной окраины Центрального массива расположены в зоне сокращенных разрезов чехла, характеризующихся резкой сменой фаций и быстрым выклиниванием горизонтов, что объясняется первичной концентрацией рудного вещества вблизи древней береговой линии в условиях мелководного моря. Постседиментационные преобразования привели к ремобилизации рудных компонентов и формированию как выдержанных согласных залежей, так и секущих рудных тел штокверкового типа.

В размещении свинцово-цинковых месторождений южной окраины Центрального массива французские геологи отмечают следующие закономерности: 1) тектонические — приуроченность месторождений к краевым частям Центрального массива, их тяготение к куполовидным поднятиям и к системам разломов, развитым на их крыльях, зонам дробления и выщелачивания; 2) стратиграфические — отчетливая связь оруденения со строго определенными стратиграфическими горизонтами; 3) фациально-палеогеографические — связь рудоносных зон с областями развития сокращенных разрезов толщ верхнего мезозойского структурного яруса; 4) литологические — рудоконтролирующая роль карбонатных пород, особенно доломитов, благоприятных для образования структур внутриформационного расслоения, а также известковистых песчаников и черных сланцев; 5) ремобилизованные — переотложение сингенетических рудных минералов в зонах трещиноватости разломов и карстовых полостей в период позднего диагенеза и катагенеза.

Подавляющая масса свинцово-цинковой минерализации в альпийской геосинклинальной зоне локализуется в карбонатных отложениях среднего и верхнего триаса Известняковых Альп (Северная Альпийская и

Южная Альпийская зоны) и нижнего триаса Атласской провинции Северной Африки. Такое стратиграфическое скопление в размещении оруденения связано с несколько неодновременным началом и различиями в последующем тектоническом развитии названных миеогеосинклинальных зон и срединных массивов Альпийского геосинклинального пояса. Все же стратиграфический контроль в каждой из рудных зон проявлен отчетливо (рис. 21).

В известняковых зонах Альп триасовые преимущественно карбонатные породы мощностью до 3 км залегают на палеозое трансгрессивно. Повсюду в Известняковых Альпах распространение свинцово-цинковых месторождений в мощной мезозойской осадочной толще ограничивается немногими относительно маломощными карбонатными горизонтами независимо от региональных и локальных тектонических условий. Как отмечал Г. Шнайдер, в Известняковых Альпах свинцово-цинковое ору-

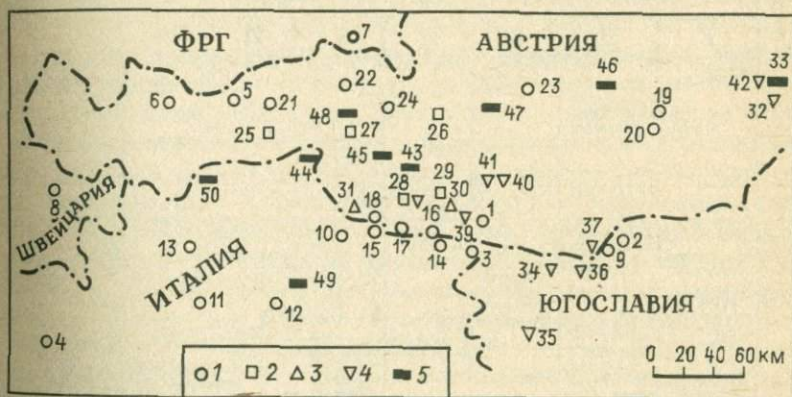


Рис. 21. Схема размещения стратиформных месторождений в Восточных Альпах (по Р. Хелл, А. Маухер):

Стратиформные месторождения: 1 — свинцово-цинковые, 2 — вольфрамовые, 3 — сурьмяные, 4 — ртутные, 5 — колчеданные.

Свинцово-цинковые месторождения в триасовых отложениях: 1 — Блейберг (Австрия), 2 — Межица (СФРЮ), 3 — Райбль (Италия), 4 — Горно (Италия), 5 — Лафач (Австрия), 6 — Нессерайт, 7 — Раушберг (ФРГ), 8 — Блейберг (Швейцария), 9 — Топша, 10 — Салафосса. Свинцово-цинковые месторождения в пермских отложениях: 11 — Тренто, 12 — Трансак, 13 — Трегово. Свинцово-цинковые месторождения в девонских отложениях: 14 — Понтебба, 15 — Сеппада, 16 — Кавалло, 17 — Кольяна, 18 — Перальба, 19 — Фрахилайтен, 20 — Пеггау (Гугенбах — Рабенштейн-Арцберг), 21 — Швац, 22 — Штуккогел-Кицбухель. Свинцово-цинковые месторождения в силурийских отложениях: 23 — Обларн (Блайштоллен), 24 — Туммербах. Вольфрамовые месторождения: 25 — Тукс, 26 — Клайнартал, 27 — Фелбертал, 28 — Рабонта, 29 — Лессинг-Радлберг. Сурьмяные месторождения: 30 — Гугинок, 31 — Обертиллах. Ртутные месторождения: 32 — Шлайнинг, 33 — Мелтерн, 34 — Св. Анна, 35 — Идрия, 36 — Веллахер Кошна, 37 — Айзенкапфель, 38 — Глацаш, 39 — Стокенбой, 40 — Роттрастен, 41 — Хохес Кор. Колчеданные месторождения: 42 — Бернштайн, 43 — Фрагант, 44 — Ахритал, 45 — Меллтал, 46 — Каллванг, 47 — Мандлинг, 48 — Реттенбах, 49 — Агордо, 50 — Монте Нево (Шнееберг)

денение размещается в среднем и частично в верхнем триасе на протяжении более 500 км по простиранию. Все триасовые месторождения локализованы в карбонатных породах анизийского, ладинского и карнийского ярусов и связаны со "специфическими карбонатными фациями" или рифовыми комплексами. В анизийском ярусе размещаются три известных стратиформных месторождения: Топла в северных Каравенкесах, Ауранцо в Южно-Тирольских доломитовых горах и Салафосса в Северной Италии. Наиболее известные свинцово-цинковые месторождения относятся к ладинскому ярусу (рис. 22): в Карнийских Альпах – Блейберг (Австрия), Межица (СФРЮ), Райбль (Италия); в Бергамских Альпах – месторождения "металлоносных" известняков (например, Горно в Италии); в Северных Известняковых Альпах – месторождение Лафач (Австрия).

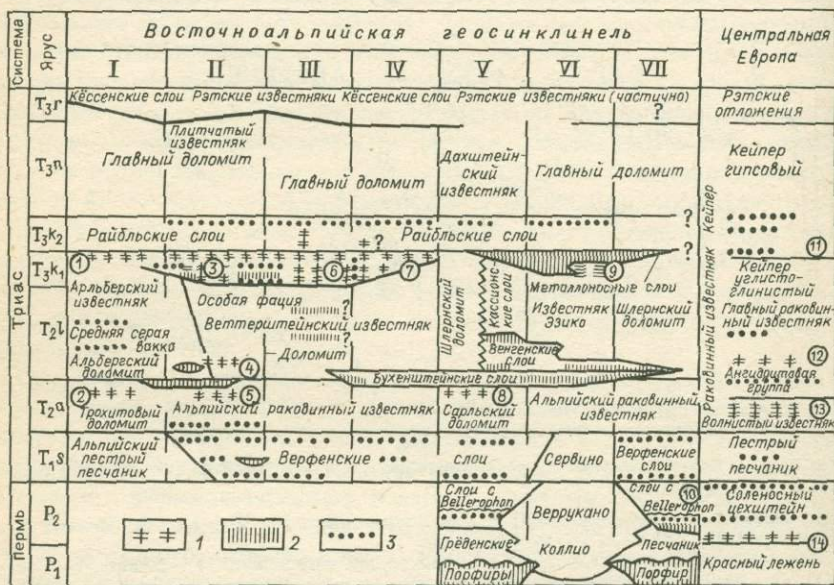


Рис. 22. Стратиграфическое положение свинцово-цинковых месторождений в Восточных Альпах (по Г. Шнейдеру):

1 – оруденелые слои, 2 – туфы и изверженные породы, 3 – соленосные фации. Главные типы месторождений (цифры в кружках): 1 – Блейберг (Граубюнден), 2 – Зильберберг, 3 – Лафач, 4 – Хафершток, 5 – Фейт-Хейтерванд, 6 – Блейберг (Каринтия), 7 – Райбль, 8 – Ауранцо, 9 – Горно, 10 – Монте Кализио, 11 – Кейпер-Блейландсбанк (ФРГ), 12 – Вислох (ФРГ), 13 – Олькуш и др. (ПНР), 14 – Мансфельд (ГДР).

Области Восточноальпийской геосинклинали: I – Восточноальпийские покровы в Граубюндене (Швейцария), II – Северные Известняковые Альпы, III – Гайльталские Альпы и Караванки, IV – Юлийские Альпы, V – Южнотирольские Доломитовые горы, VI – Бергамские Альпы, VII – область Тренто

В четырех крупных месторождениях (Блейберг, Салафосса, Райбль и Межица) сосредоточены основные запасы свинца и цинка Юго-Восточных Альп. Эти месторождения в литературе обычно описываются под общим названием "тип Блейберг", их часто сравнивают с месторождениями долины р. Миссисипи. Однако существует ряд различий в строении рудных залежей. В целом указанные свинцово-цинковые месторождения стратиграфически связаны с конкретным периодом между верхним ладинским и нижним карнийским ярусом. Палеогеографически их локализация связана с переходной зоной (рис. 23) между массивной "рифовой стеной" и лагуной (задний риф).

На месторождении Блейберг, наиболее характерном рудном объекте в Известняковых Альпах, свинцово-цинковое оруденение, по данным Л. Костелка [13], связано с четырьмя стратиграфическими горизонтами. Нижний рудоносный горизонт расположен примерно на 200–250 м ниже реперного уровня "Райбль I", представленного зелеными мергелями (возможно, туффитовыми), залегающими в верхней части доломита Ветершгейн. Минерализация представлена пластообразными телами небольшой протяженности (100 м) при мощности не более 1 м. К этому горизонту относится рудное тело "Калькшалла", расположенное в западной части месторождения Блейберг. Второй рудоносный горизонт расположен в самой верхней части карбонатной толщи Ветершгейн и представлен линзообразной залежью свинцово-цинкового оруденения в сочетании с секущими жилами карбонатных пород, несущими сульфиды. Третий рудоносный доломитовый горизонт расположен в пластах Райбль и входит в доломитовую формацию, называемую "промежуточный" доломит. Рудное тело имеет пластообразную форму, мощность рудной

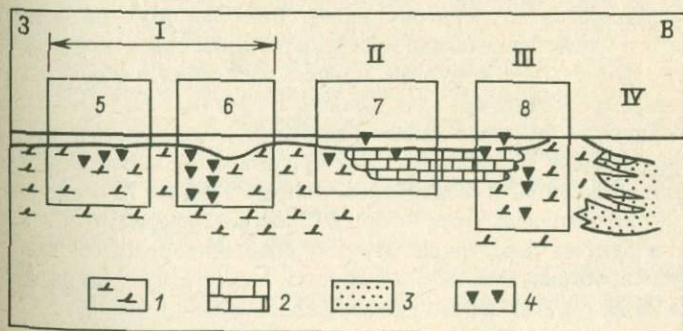


Рис. 23. Схематическая реконструкция палеогеографического положения месторождений Юго-Восточных Альп (по Л. Костелка):

I — рифовые известняки и доломиты, 2 — известняки и доломиты, 3 — терригенно-карбонатные породы, 4 — свинцово-цинковое оруденение. Месторождения: 5 — Салафосса, 6 — Райбль, 7 — Блейберг, 8 — Межица, I — рифовое плато, II — лагуны, III — риф, IV — бассейн

залежи достигает 5 м. Четвертый рудоносный горизонт с пластообразной минерализацией установлен недавно в верхней части райбельских слоев выше третьего слоя сланцев.

Стратиформное оруденение месторождения Блейберг с востока на запад прослежено на 10 км. На этой полосе не все четыре рудных горизонта несут промышленное оруденение, все четыре горизонта оруденеными являются только в западной части месторождения. Наиболее богатое стратиформное оруденение в сочетании с брекчированием карбонатных пород отмечается в слоях Райбль и в доломите Ветерштейн. Минералогический состав четырех рудоносных горизонтов близок. Основные минералы месторождения: сфалерит (колломорфный), галенит, марказит, пирит, флюорит, целестин, ангидрит.

Многие рудные залежи месторождения Блейберг — пластовые, согласно залегающие со слоистой структурой руды, параллельной слоистости вмещающей породы. В отличие от других сходных месторождений вмещающие породы здесь не кавернозные, а плотные, правда, в значительной степени трещиноватые. Длительность процесса рудообразования фиксируется чередованием брекчирования и рудоотложения. Хорошо наблюдается рудная брекчия, цемент которой содержит более позднюю минерализацию — галенит и сфалерит. Верхние части месторождения содержат пластообразные рудные тела, тогда как на средних и нижних горизонтах развиты богатые выполнения пустот жилообразной и неправильной форм. Подавляющее большинство многочисленных трещин безрудно, и лишь некоторые вмещают богатые жилообразные тела.

В Атласской провинции стратиформная свинцово-цинковая минерализация размещается главным образом в доломитах юры и мела вблизи поверхности трансгрессивного несогласия с палеозойским фундаментом. Наиболее интересен рудоносный район Высокая Мулуйя (Марокко), для которого характерна тесная пространственная связь жильной (Аули) и стратиформной минерализаций, причем последняя в одном случае локализована в триасовых аркозах (Зейда, Бу-Миа), а в другом — в доломитах среднего — верхнего лейаса (Мибладен). Фактически вся свинцовая минерализация Верхней Мулуйи представляет собой один рудный район, протягивающийся в широтном направлении на 75 км при ширине 20 км. Его характерная черта — очень близкий минеральный и химический состав руд, их текстурные, структурные, минералогические свойства, а также пространственные связи, хотя и существуют различные точки зрения на их генезис, на что указывал К.Б. Ильин в 1980 г.

Месторождение Мибладен приурочено к полосе глинисто-карбонатных пород среднего лейаса, вытянутой в виде узкого блока на 15 км в восток-северо-восточном направлении в юго-восточной части куполовидной структуры Аули (рис. 24). С севера и юга этот блок ограничен двумя крупными нарушениями — Анри и Амру. Вдоль первого нарушения расположены главные рудные тела жильного месторождения Аули.

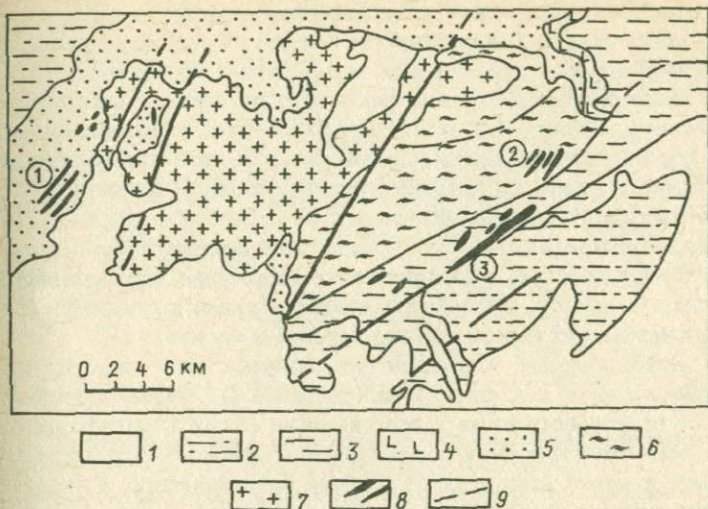


Рис. 24. Схема геологического строения района Высокая Мулуй (по К.Б. Ильину):

1 – современные отложения (конгломераты, песчаники, глины), 2 – известняки, мергели и гипсы верхнего мела, 3 – известняки и доломиты юры, 4 – базальты, 5 – красноцветные отложения триаса (аркозы, конгломераты, пелиты), 6 – хлорит-серицитовые сланцы, роговики и амфиболиты палеозоя, 7 – граниты Мулуйи, 8 – свинцово-цинковое оруденение, 9 – разрывные нарушения. Месторождения (цифры в кружках): 1 – Зейда, 2 – Аули, 3 – Мибладен

Стратиформное оруденение локализовано в двух рудоносных пачках, сложенных в основном доломитами, строматолитовыми доломитами, мергелистыми известняками и мергелями, заключенными между горизонтами сублитографических известняков. Породы падают на юго-восток под углом $5-10^\circ$, в отдельных местах их залегание осложнено флексурными изгибами и нарушениями. Месторождение изучено и описано М. Шмиттом в 1963 г., А. Амберже в 1970 г. и Г. Дагалле в 1976 г. В пределах полосы рудовмещающих пород свинцовая минерализация отмечается повсеместно. Большинство участков приурочено к верхней рудной пачке мощностью до 30 м. Протяженность отдельных участков достигает 2 км, ширина – 500 м. В нижней рудной пачке мощностью 10–16 м, выходящей на поверхность только вдоль северной границы рудного поля, рудных участков меньше. Размеры их также меньше: протяженность 100–1700 м, ширина 70–400 м.

Минерализация на месторождении представлена почти чистым галенитом и баритом, приуроченными к пластам мергелей, известковистых доломитов, красноцветных сахаровидных доломитов мощностью до 1 м, чередующихся с прослоями мергелистых глин мощностью 10–20 см. На некоторых участках строматолитовые доломитовые горизонты играют

важную роль в селективной концентрации свинца. Г. Дагалле считает, что предпочтительная приуроченность галенита к строматолитовым образованиям, богатым органическим материалом, происходила на весьма раннем седиментационном этапе карбонатакопления. Доказательством этому может служить отсутствие строматолитов в прилегающих горизонтах, где практически нет скоплений металла, несмотря на одинаковую проницаемость горизонтов. Симметрично-зональные полосы или жилы галенит-баритового состава мощностью от 2 до 30 см залегают, как правило, под глинистым экраном, но повсеместно присутствуют подводящие каналы в виде секущих прожилков того же состава, переходящих из одного пласта в другой. Содержание свинца в рудах колеблется от 3,5 до 8,5 % при невысоких концентрациях серебра и висмута.

На месторождении Мибладен установлено два типа оруденения (стратиформный и секущий, брекчированный), между которыми существуют пространственные и генетические связи. Стратиформное оруденение имеет более ранний возраст и синхронное происхождение. Рудотложение второго типа связано с зоной брекчирования и выщелачивания в доломитах, несущих синхронное оруденение, и накладывается на стратиформные залежи, изменяя характер первоначальных рудных горизонтов. В этом случае речь идет о более интенсивных процессах выщелачивания и многофазной ремобилизации, происходящих спустя более или менее продолжительный промежуток времени уже после литификации рудоносной карбонатной формации района Мибладена.

Район Туиссит-Бу-Бекер-Уед Мекта протягивается из Марокко в Алжир. Общая длина рудной зоны промышленного значения составляет 18 км, при этом протяженность зоны в Алжире и Марокко составляет 4 и 14 км соответственно. На месторождениях Туиссит-Бу-Бекер оруденение приурочено к горизонту доломитов аален-байосского возраста мощностью 30 м, трансгрессивно залегающему на первичном палеорельефе. Основное промышленное значение здесь имеют линзо- и пластообразные залежи вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, согласно залегающие в средней и верхней частях горизонта рифовых доломитов. Мощность рудных залежей достигает 10 м. Минерализация переходит из горизонта на горизонт по промежуточным зонам дробления. Распределение минерализации в рудоносном горизонте определяется также наличием прослоек аргиллита мощностью несколько сантиметров каждый, чередующихся с доломитом через интервал не более 1 м. На контактах пород развиваются тектонические срывы и межформационные брекчии. Оруденение в подчиненных масштабах проявлено также в зонах разломов (рис. 25).

В пластообразных залежах выделяют два типа оруденения [16]: 1) тонкая (до 0,5 мм) вкрапленность сульфидов свинца и цинка в неизменном первичном рифовом доломите, а также вкрапленность пирита в виде глобулей размером до 0,01 мм; 2) розовый крупнозернистый

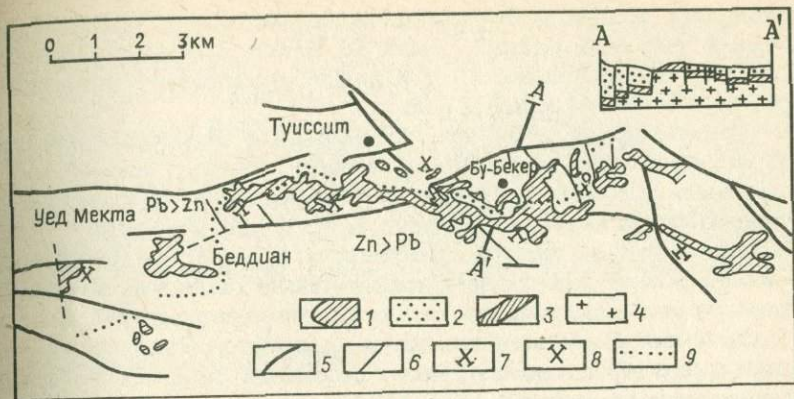


Рис. 25. Структурная схема расположения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Туиссит-Бу-Бекер-Уед Мекта (по П. Ражлих):

1 — зона распространения стратиформного оруденения, 2 — песчаники и мергели батского яруса, 3 — рудоносные доломиты аален-байосского возраста, 4 — дацитовые порфиры каменноугольного возраста, 5 — региональные разломы, 6 — локальные разломы, 7 — закрытые рудники, 8 — действующие рудники, 9 — граница зон с различным соотношением свинца и цинка

вторичный доломит с оруденением типа заполнения пустот, образованный в результате перекристаллизации первичного доломита. Соотношение свинца и цинка в месторождениях непостоянное. В рудах месторождения Туиссит содержание свинца 2–5 %, цинка 0,1–0,3 %. Рудные залежи месторождений обычно пересекаются поздними жилами, выполненными доломитом с примесью галенита, однако не выходящими за пределы рудоносных доломитов. Ф. Самсон, длительное время изучавший месторождение Туиссит и написавший в 1973 г. фундаментальную монографию, считает, что месторождение имеет исходное сингенетическое происхождение.

Между 1970 и 1973 г., когда промышленные запасы месторождений Туиссит, Бу-Бекер были на исходе, в Беддиане было открыто новое месторождение Уед Мекта — западное продолжение рудной зоны Туиссит-Бу-Бекер. Стратиформное месторождение Уед Мекта расположено в западной части важного горнодобывающего района в 40 км к югу от Уйда в восточном Марокко. В основании разреза осадочных формаций площади месторождения, по данным П. Ражлиха, залегают зеленоватый порфиновый дацит и глинистые сланцы каменноугольного возраста, которые перекрываются маломощным (2 м) слоем базального конгломерата условно триасового возраста. Выше по разрезу залегают рудоносные доломиты аален-байосского возраста мощностью 20–60 м, которые, в свою очередь, сменяются по восстанию окремненными песчаниками батского яруса. Верхняя часть батского яруса представлена глинистыми

известняками. Мощность батских отложений составляет 9–10 м. Разрез осадочных формаций месторождений Уед Мекта завершается мощной толщей мергелей и песчаников (от 40 до 250 м) келловей-оксфордского возраста с пластами железистых оолитов.

Оруденение представлено пластообразными и линзообразными залежами массивного или окрашенного галенита, согласно залегающими с вмещающими доломитами. Нередко в рудоносном пласте присутствуют секущие жилы, не выходящие, однако, за пределы рудоносного горизонта. Мощность рудных пластов колеблется от 0,7 до 3,1 м. Промышленная минерализация представлена исключительно галенитом. Изотопные анализы галенита показали, что возраст свинца месторождений Туиссит-Бу-Бекер близок к возрасту вмещающих доломитов. Предполагают, что металлы и сера переносились на место отложения во время третичного орогена рассолами, возникающими в крупном эвапоритсодержащем бассейне Высокого Плато к югу от месторождения.

В северном и центральном Перу на площади более 4000 км² локализовано более 40 стратиформных месторождений свинца, цинка с серебром и медью, связанных с карбонатными и терригенно-карбонатными породами формации Санта нижнего мела. Породы формации Санта, которые содержат сульфиды свинца, цинка (серебра, меди), сложены, главным образом, аргиллитами, мергелями, доломитами, доломитизированными известняками с пропластками кремней и туффитов. Петрографические и литологические исследования разрезов и зон формации Санта указывают на вероятность процесса осадконакопления в условиях мелководной морской среды в соленых водах и восстановительной среды (лагунная обстановка). Минералогический состав месторождений, залегающих в формации Санта, практически однородный: сфалерит, серебряносный галенит, марказит и пирит. Локально эти минералы сопровождаются небольшими количествами халькопирита и тетраэдрита – теннантита. На некоторых участках отмечены сидерит и оксиды марганца. Система "сульфиды – вмещающая порода" обнаруживает присутствие многочисленных ясно выраженных седиментогенно-диагенетических текстур (слоистость, ритмичность оруденения).

Месторождение Эль-Экстраньо – наиболее характерный представитель оруденения в формации Санта – расположено в 80 км восточнее Касмы, на западном склоне Черной Кордильеры. Совместно с рудниками Гуансала и Серкапуквио оно представляет собой зону, где разворачивались наиболее интенсивные работы по добыче полезных ископаемых в пределах рассматриваемого региона. Наиболее крупная минерализованная структура в районе месторождения Эль-Экстраньо представлена сложной асимметричной синклиналью. Оруденение вмещает седиментационный многослойный ритм – переслаивания известняков, доломитов с сульфидами свинца и цинка, глинистых сланцев. Руды месторождения Эль-Экстраньо представлены сфалеритом и галенитом. Обычно соотно-

шение между цинком и свинцом составляет 3:1. Разновидности сфалерита, отличающиеся друг от друга окраской, гранулометрическим составом и внешним обликом, встречаются в форме вкрапленности или скоплений внутри породной массы, а также развиваются по слоистости совместно с галенитом, образуя ритмические циклотемы (многослои). Кроме того, перекристаллизованный массивный сфалерит с вкраплениями галенита заполняет полости в фоссилизованных остатках древних организмов. Галенит содержит серебро (до 8,5 %). Пирит и марказит присутствуют в качестве довольно редких аксессуарных минералов.

КАЙНОЗОЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В кайнозое свинцово-цинковое оруденение относительно небольших масштабов образовалось в трансгрессивных отложениях в Атласской (Тунис) и Красноморской провинциях (Египет). Свинцово-цинковые месторождения Туниса сосредоточены в Тунисской синклинали, прослеживаемой на 300 км в северо-восточном направлении. Здесь крупные разрабатываемые месторождения (Джебель-Рессас, Сиди Аммар, Бен Сален, Сакьет Сиди Юзеф, Джебель-Халлуф, Туиреф, Уед Маден, Сиди-Ембарек, Сиди-Бу-Аун, Джалта, Сиди-Дрис, Джебель-Семен и др.) связаны с осадочными породами миоценового возраста Северного Туниса. Они относятся к наиболее молодым стратиформным свинцово-цинковым месторождениям в осадочных формациях. Все стратиформные свинцово-цинковые месторождения Северного Туниса залегают среди осадочных пород миоцена, состоящих из двух литолого-структурных и возрастных комплексов [16]. Нижний комплекс представлен морскими осадками миоцена — мергелями и известняками гельветского и тортонского возраста. Верхний комплекс, залегающий согласно на нижнем, представлен континентальными песчаниками, конгломератами и брекчиями, которые, в свою очередь, перекрываются мергельной свитой мощностью от 100 до 200 м. Мощность нижней свиты континентального миоцена колеблется от 10 до 15 м (редко до 50 м). Свинцово-цинковые месторождения локализованы как среди осадочных пород морского миоцена, так и среди терригенных пород континентального миоцена (рис. 26).

Рудные тела в осадочных породах морского миоцена имеют пластообразную и линзовидную формы и мощность 0,5—15 м. В отдельных месторождениях количество пластов колеблется от 1 до 12. Первичные руды имеют вкрапленные, прожилково-вкрапленные, реже массивные текстуры. Для стратиформных месторождений характерна пространственная связь с жильными и прожилково-вкрапленными рудными телами аналогичного минерального состава, локализованными в более древних подстилающих породах. Наиболее крупный представитель описываемой группы — месторождение Сиди-Дрис.

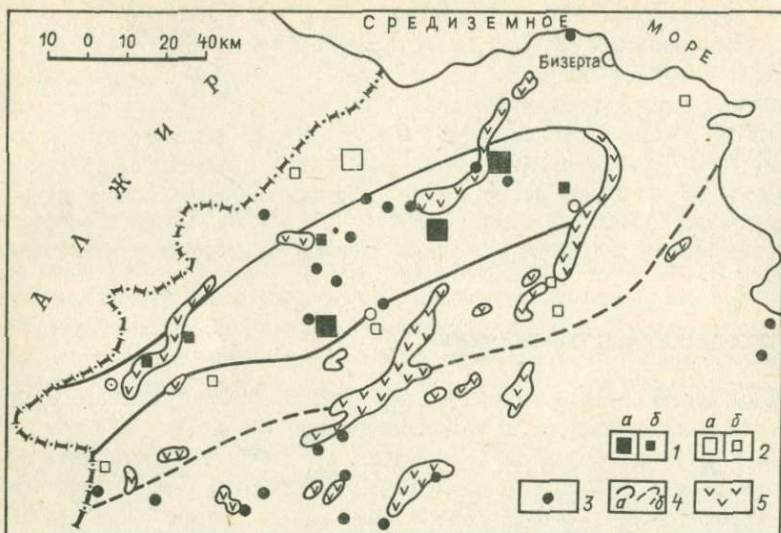


Рис. 26. Схема размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Северного Туниса (по Д. Дмитрову и С. Манкову) :

1, 2 – месторождения (а – главные, б – второстепенные) в миоценовых осадочных породах: 1 – континентальных, 2 – морских; 3 – жильные и прожилково-вкрапленные месторождения в домиоценовых осадочных породах, 4 – границы районов распространения месторождений в миоценовых породах (а – континентальных, б – морских), 5 – экструзивные триасовые породы

Рудные тела месторождений в осадочных породах континентального миоцена также имеют пластообразную форму, а их мощность достигает местами 20 м. Месторождения, как правило, локализованы в базальной терригенной свите миоцена, состоящей из грубообломочных конгломератов и песчаников. Отличительная черта группы месторождений континентального миоцена – преимущественно однопластовый характер оруденения, а также наличие многочисленных, иногда значительных рудных жил в более древних породах. В некоторых месторождениях (Джалта, Ум-Эт-Тмим) наряду с пластовыми залежами присутствуют сопряженные с ними секущие жилы. Наиболее характерные представители этой группы – месторождения Сиди-Ембарек, Сиди-Бу-Ауан и др.

Первичные руды месторождений Северного Туниса сложены главным образом галенитом и сфалеритом. Второстепенные минералы – пирит и марказит. В некоторых месторождениях присутствуют также иорданит, сидерит, барит и марказит; реже встречаются халькопирит, тетраэдрит, буланжерит, реальгар, аурипигмент, самородное золото, серебро. В месторождениях Северного Туниса сфалерит образует колломорфные и зернистые агрегаты и метакристаллы, глобулы, сферолиты и почковидные агрегаты. Глобулы сфалерита нередко имеют кварцевые ядра. Сфе-

ролиты характеризуются зональным строением, обусловленным чередованием сфалерита и иорданита. Широко развиты глобулярные выделения пирита, которые формируют сложные агрегаты, очень напоминающие описанные в 1957 г. Г. Шнейдерхеном пиритовые руды со структурой типа "оруденелых бактерий". Широко распространены сферолиты пирита зонального строения, псевдоморфозы пирита по растительным и животным остаткам, а также зернистые агрегаты и метакристаллы. Изотопные исследования рудного свинца из месторождений в миоценовых отложениях свидетельствуют о том, что свинцы одновозрастны с вмещающими породами.

Свинцово-цинковое месторождение Сиди-Ембарек — характерный представитель стратиформного оруденения — связано, по данным Д. Дмитрова и С. Манкова, с верхнемиоценовыми континентальными отложениями, которые по литологическим особенностям и стратиграфическому положению могут быть подразделены на три серии. Нижняя, красноцветная терригенная серия состоит из крупнообломочных конгломератов и мелкозернистых песчаников — аллювиальных и частично делювиальных образований, свидетельствующих о начальном этапе позднемиоценовой трансгрессии. Средняя, пестрая терригенно-карбонатная серия включает сравнительно хорошо сцементированные серые конгломераты, темно-серые крупнозернистые песчаники и мергели с известняковыми конкрециями, переходящие местами в песчанисто-глинистые известняки. Характерная особенность пород средней серии — присутствие слабо обугленных растительных остатков. Эта серия отличается слабой дифференцированностью и сильной фациальной изменчивостью.

Свинцово-цинковое оруденение месторождения связано исключительно с породами средней серии мощностью от 6 до 60 м. Верхняя, глинисто-карбонатная серия пород состоит из темно-серых до черных мергелей и аргиллитов. Выделяют три типа рудных залежей: 1) минерализованные пласты; 2) линзовидные рудные тела; 3) гнездовидные и жилкообразные скопления рудных минералов. Минерализованные пласты имеют наибольшие размеры (протяженность 100—1300 м при ширине 50—350 м и мощности 0,5—54 м), но отличаются наиболее низкими концентрациями полезных компонентов (до 0,65 % свинца и цинка). Линзовидные рудные тела характеризуются умеренной длиной и шириной (5—50 м) при мощности 0,5—4 м. Они представляют собой обогащенные рудными минералами участки рудовмещающих пластов и совпадают по объему и положению с определенными литологическими телами средней серии верхнемиоценового комплекса, содержащими обугленные растительные остатки. Содержание в них свинца и цинка в десятки раз превышает содержания этих металлов в минерализованных пластах (первый тип рудных тел).

Третий вид рудных залежей представлен различными формами гнезд или небольших линз, сложенных жилками, корками, удлинненными пал-

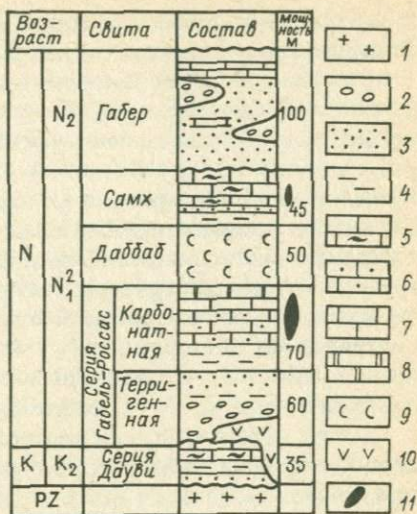
кообразными, трубковидными и корневидными агрегатами (объем в несколько кубических сантиметров), которые можно рассматривать как текстурные элементы линзовидных рудных тел. Рудные тела характеризуются исключительно высокой концентрацией рудных минералов. Их пространственное положение связано со структурой рудовмещающих литологических разностей и особенно с наличием обуглившихся растительных остатков.

Минеральный состав месторождения Сиди-Ембарек сравнительно несложен: сфалерит, брукцит, галенит и марказит и второстепенные пирит, церуссит, арсенопирит, малахит, азурит, гидроксиды железа. По данным Н. Оберетнева и Р. Богданова, специфическая особенность месторождения Сиди-Ембарек — присутствие обуглившихся и минерализованных остатков флоры в погребенных реликтах почв и следов фауны прибрежного бассейна. Минерализация, связанная с флорой и фауной, представлена главным образом галенитом, брукцитом, пиритом, марказитом, кальцитом и очень редко золотом. Все исследователи месторождения Сиди-Ембарек считают, что оно имеет сингенетическое происхождение. Ясно выраженная корреляция рудной минерализации с определенным стратиграфическим горизонтом и литологическими разновидностями пород приводит Н. Обретенова и Р. Богданову к мысли о том, что привнос рудных компонентов был обусловлен периодическими процессами седиментации в позднемиоценовое время.

В Египте стратиформное свинцово-цинковое оруденение, по данным Х.М. Мухамеда и В.В. Попова [16], локализовано вдоль западного берега Красного моря и связано с миоценовыми отложениями. Разрез средне-верхнемиоценовой толщи начинается с базального горизонта, к которому приурочены все свинцово-цинковые рудные залежи прибрежной зоны (рис. 27). Мощность горизонта непостоянна, в среднем 100—150 м. Он сложен конгломератами, гравелитами и песками с прослоями глин, известковыми песчаниками, коралловыми известняками и мергелями. По данным Р. Саида, характер базальных слоев миоцена связан с палеорельефом. Так, в руслах водных потоков и их дельтах отлагались мощные толщи речных песков и гравелитов, а на возвышениях, опустившихся под уровень моря, — коралловые известняки и продукты их разрушения в виде известковых грубозернистых песчаников. Выше залегает эвапоритовый горизонт мощностью до 100 м, сложенный главным образом гипсом с прослоями глин, мергелей, известняка и доломита. Верхнемиоценовые отложения мощностью до 100 м представлены глинами, мергелями и известковистыми песчаниками. Завершается разрез миоцена слоем известняков с органогенными остатками, который соответствует новой (после образования эвапоритовых отложений) трансгрессии моря. Плиоценовые и плейстоценовые образования представлены коралловыми рифами. Отложения чехла залегают моноклиально с пологим погружением на восток, т. е. в сторону моря. Отмеча-

Рич. 27. Стратиграфическая колонка района свинцово-цинковых месторождений на западном побережье Красного моря (по Х.М. Мухамед):

1 — магматические и метаморфические породы, 2 — конгломераты, 3 — песчаники, 4 — аргиллиты, 5 — мергели, 6 — песчаные известняки, 7 — известняки, 8 — доломиты, 9 — гипсы и ангидриты, 10 — базальты, 11 — свинцово-цинковое оруденение



ются продольные и поперечные разрывные нарушения, пологие антиклинальные и синклинальные складки, а также купола и диапировые структуры с гипсовыми ядрами.

Все известные месторождения региона (Зуг Эль-Бахор, Умм-Гейг,

Абу-Аиз, Гебель-Эль-Русас и др.), а также ряд рудопроявлений имеют строго стратифицированное положение в разрезе чехла, локализуясь в базальном горизонте среднего миоцена под толщей эвапоритов [16]. В этом же горизонте отмечаются проявления медной, марганцевой и железной минерализаций. Свинцово-цинковая минерализация, не имеющая практического значения, известна также в породах древнего фундамента прибрежной зоны. Она заключена в редко встречающихся тальк-карбонатных жилах среди метаморфических пород и в кварцевых жилах в гранитоидах и габбро (рудопроявления Умм-Гейг, Вади-Ситра, Сивикат Эль Сода и др). Абсолютный возраст минерализации фундамента по радиогенным данным 515–750 млн. лет.

Свинцово-цинковая минерализация в базальном горизонте локализована в основном в карбонатных слоях — в известковистых песчаниках и известняках и образует разобщенные в плане небольшие согласные линзы и пластообразные залежи, а также участки с бедным вкрапленным оруденением. Протяженность рудных залежей, вытянутых параллельно берегу моря, 0,5–2,5 км при ширине от сотен метров до 1 км. На отдельных участках бедная вкрапленная минерализация прослеживается по простиранию на расстояние до 10 км (рудопроявление Вади Эссель). Мощность минерализованных слоев обычно не превышает нескольких метров, но иногда увеличивается до 10 м и более. На месторождении Гебель-Эль-Русас, например, минерализация образует четыре горизонта суммарной мощностью до 30 м. Структурный контроль оруденения четко не проявлен. Так, на названном месторождении оруденение прослеживается как в пологой антиклинали, так и за ее пределами. На многих

других рудных участках складчатые структуры вообще не установлены. Большинство разломов пострудные.

Содержания свинца и цинка в рудах колеблются от долей процента до 20 %. Сульфидные руды (в основном гнездовые и вкрапленные) в целом характеризуются невысокими содержаниями металла. По составу руды изменяются от существенно свинцовых до существенно цинковых. Кроме галенита и сфалерита значительно развит пирит. В отдельных случаях он является преобладающим минералом (например, на нижних горизонтах месторождения Умм-Гейг). В настоящее время единая точка зрения на генезис оруденения отсутствует. Ряд авторов по традиции придерживается гидротермально-метасоматического происхождения рассматриваемых месторождений. Г. Костин, В.В. Попов [16] и другие геологи приводили аргументированные данные в пользу сингенетического происхождения месторождений западного берега Красного моря.

Таким образом, стратиграфический контроль стратиформной свинцово-цинковой, а также сурьмяно-ртутной минерализации как региональный, проявленный на больших территориях, так и локальный — в пределах отдельных рудных зон, районов и месторождений свидетельствует о седиментационном рудонакоплении, синхронном с отложением вмещающих карбонатных и терригенно-карбонатных пород. Основные этапы накопления минерализации соответствуют периодам завершения образования древних и молодых платформ и трансгрессивным этапам формирования карбонатных формаций на платформах, срединных массивах и в смежных миогеосинклинальных прогибах.

ГЛАВА II

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Стратиформные месторождения в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах формируются в разнотипных геотектонических структурах земной коры в качестве полиструктурных рудных образований. Значительное количество месторождений и рудных районов размещается в различных структурах древних и молодых платформенных областей, а также в обширных складчатых зонах типа миогеосинклинальных и эвгеосинклинальных. Целая группа стратиформных месторождений локализуется в осадочных формациях переходных структур между платформенными и складчатыми областями типа краевых прогибов. Группа месторождений связана со структурами срединных массивов. При определенной общности стратиформных месторождений по ряду геологических черт, позволивших выделить их в самостоятельный и своеобразный тип, они также не менее разнообразны по индивидуальным особеннос-

тям. Это определяется в основном различиями геотектонических позиций рудных провинций, зон или районов концентрации месторождений. Сравнительное сопоставление и систематика месторождений на геотектонической основе очень важны для определения условий формирования, решения проблемы их генезиса и вопросов, связанных с прогнозированием и поисками.

Таким образом, по геотектоническому размещению месторождения подразделяются на две группы: месторождения платформ и месторождения складчатых областей. Дальнейшее разделение основано на их положении и закономерных связях с крупными структурными единицами в пределах платформ и складчатых зон. Предлагается следующая систематика стратиформных месторождений [16].

I. Месторождения платформ: 1) внутренних платформенных структур; 2) краевых платформенных структур; 3) эпиплатформенных рифтовых структур.

II. Месторождения складчатых областей: 1) складчатых миогеосинклинальных зон, отделенных от платформ краевыми прогибами; 2) тех же зон, сопряженных непосредственно со срединными массивами; 3) срединных массивов (или подобных им консолидированных геоблоков с субплатформенным характером структур); 4) внутриконтинентальных прогибов, наложенных на структуры геосинклинального этапа.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАТФОРМ

В подгруппу месторождений внутренних структур древних платформ входят месторождения уникальных по ресурсам свинцово-цинковых руд провинций Мидконтинента в США. Месторождения размещены на склонах антеклиз по периферии (в прибортовых зонах) крупных впадин (синеклиз). Накопление рудоносных карбонатных толщ, слагающих чехол докембрийской платформы, в пределах рудных районов происходило на фоне длительного относительного поднятия докембрийского фундамента в области антеклиз при одновременном формировании прогибов. В геотектоническом отношении Мидконтинент представляет собой часть Северо-Американской платформы южнее Канадского щита, покрытую чехлом осадочных пород в основном палеозойского возраста. Границами провинции являются: на востоке Аппалачская каледоно-герцинская, на юге Уачитская позднегерцинская складчатые системы и на западе субмеридиональный глубинный разлом, отделяющий плиту Мидконтинента от плиты Великих равнин. На севере плита граничит с Канадским щитом.

Три рудных района Мидконтинента приурочены к субмеридиональной зоне поднятий Висконсин-Озарк: район Верхнемиссисипской долины расположен на севере зоны в области свода Висконсин, а районы Юго-

Восточный Миссури и Три-Стейт — на юге этой же зоны соответственно на юго-восточном и юго-западном склонах сводовой структуры Озарк, диаметр которой 75 км (см. рис. 7). Рудный район Иллинойс-Кентукки занимает структурное поднятие, осложняющее восток-северо-восточный склон свода Озарк в области перехода его в синеклизу Иллинойс. В пределах рудных районов вследствие их положения на склонах положительных структур разрез палеозоя характеризуется уменьшенными мощностями, увеличением стратиграфических несогласий и выпадением ряда подразделений. По этой же причине в некоторых рудных районах (Висконсин-Иллинойс, Юго-Восточный Миссури) разрез завершается отложениями ордовика или силура, а докембрийский фундамент залегает на небольших глубинах или даже выходит на дневную поверхность. Для рудных районов характерны региональные зоны разломов. Разломы проявляются как в палеозойском чехле, так и в докембрийском фундаменте. Некоторые разломы имеют глубинный характер.

Структурные поднятия, к которым приурочены рудные районы Мидконтинента, в палеозое представляли собой участки размываемой суши и зоны накопления осадков прибрежных и мелководных фаций. Таким образом, рудные районы выступают как своеобразные структурно-фациальные зоны Мидконтинента, контролирующие региональное размещение стратиформного оруденения. Пространственное размещение и морфология рудных залежей помимо структурно-фациальных и литолого-стратиграфических факторов определяются пликативными и разрывными, а также разнообразными седиментационными структурами.

Район Юго-Восточный Миссури — наиболее крупный по площади (более 10 тыс. км²) в провинции Мидконтинента; познание его геологии имеет важное значение для выяснения природы стратиформных месторождений вообще. Структурный центр района — купол Сент Франсуа — осложняет северо-восточное крыло свода Озарк. В ядре купола диаметром около 75 км выходят породы докембрийского фундамента (см. рис. 8) — риолиты, диабазы и граниты. В позднедокембрийское время область купола представляла собой палеоподнятие, служившее источником сноса обломочного материала в бассейн седиментации. Слагающие ее магматические породы выступали над палеоморем в виде островов. На пологопадающих склонах купола выделяются зоны с повышенной рудоносностью, описанные в литературе как рудные подрайоны.

Важное рудоконтролирующее значение имеют разрывные и седиментационные структуры. Распространены кольцевые сбросы относительно центральной части купола, а также разрывы различных масштабов северо-восточного простирания, межслоевые нарушения и зоны повышенной трещиноватости пород. Амплитуды разрывных нарушений небольшие — обычно первые десятки метров. Считается, что рудоносная площадь вытянута в виде полосы северо-западного направления вдоль серии

разломов. В то же время рудная зона окаймляет область поднятий в виде полуколец независимо от зон разломов (см. рис. 8). Наиболее крупный разлом представляет собой систему параллельных или кулисно-сменяющих друг друга сбросов.

С северо-западным главным разломом сопряжена серия северо-восточных разрывов, вдоль которых отмечается наибольшая концентрация рудной минерализации, образующая полосы, поперечные к простиранию всей рудоносной площади. Большое рудоконтролирующее значение имеют зоны тектонических срывов, возникших на границах рифовых дуг и оползневых брекчий с окружающими породами, а также вдоль многочисленных плоскостей напластования. В зонах разломов и трещиноватости, пересекающих рудоносные площади и карбонатные породы, обычно формируются рудные зоны с содержанием металлов в рудах более высоким, чем среднее по данной площади, что, очевидно, обусловлено переотложением рудных элементов из боковых пород. В зонах разломов и трещиноватости, выходящих за пределы рудоносных карбонатных пород, сульфидная минерализация отсутствует.

Пространственное размещение оруденения и его морфологическое разнообразие обусловлены главным образом специфическими для района седиментационными структурами и фаціальными особенностями сложнопостроенной неоднородной рудоносной толщи. К ним относятся выступы докембрийского фундамента, "протыкающие" песчаники Ламотт и доломиты Бонн-Терр, барьерные и водорослевые рифы, бары, конседиментационные оползни и гравитационные брекчий, многочисленные поверхности напластования и несогласий. Такое строение рудоносных горизонтов связано с их положением в самых низах палеозойского чехла и с палеорельефом фундамента. Накопление пород этих горизонтов происходило в области поднятия докембрийского фундамента на сравнительно неровной эрозионной поверхности в условиях прибрежно-морских и лагунных фаций. Так, в подрайоне рудника Ламотт оруденение строго контролируется выступами докембрийских магматических пород, "протыкающих" песчаники Ламотт. Некоторые же выступы "протыкают" на 50 м и нижние слои формации Бонн-Терр. Оруденение развивается на северо-западных склонах выступов в области контакта фундамента (граниты, порфиры) с перекрывающими породами. Отсюда оруденение распространяется в породы формации Бонн-Терр в виде согласных залежей на нескольких горизонтах, в том числе и по контакту формации Бонн-Терр с песчаниками Ламотт.

Рудные залежи образуют полукруги, огибающие выступы докембрия. Ширина их 15—50 м, мощность около выступов достигает 12 м, а с удалением от них уменьшается до первых метров. Некоторые рудные залежи приурочены к местам выклинивания брекчий гранита, образовавшихся на склонах выступов фундамента. Рудная минерализация здесь замещает доломитовый цемент, а также в виде прожилков проникает

в обломки гранита. Гранитные обломки окаймлены джаспероидом. Песчаники Ламотт на контакте с породами фундамента в зонах развития рудной минерализации превращены в доломиты. В большинстве случаев рудная минерализация в верхних частях песчаников Ламотт на контакте их с доломитами Бонн-Терр даже отсутствует, несмотря на то, что доломиты минерализованы интенсивно. В отдельных случаях в песчаниках Ламотт минерализация отмечается в виде равномерной вкрапленности или полос длиной до 1 км и шириной 50–120 м.

На западе района в низах формации Бонн-Терр развиты бары грубозернистых седиментов с формой гребней. Бары высотой около 10 м вытянуты в северо-восточном направлении до 1 км и более. Ассоциирующее с барами оруденение локализуется на их флангах: в местах выклинивания некоторых горизонтов, в плоскостях трансгрессивных несогласий или на контактах различных горизонтов, в особенности там, где имеются каверны. Руды также локализуются в тесной ассоциации с черными сланцами в надвершинной части баров.

По данным Д. Броки, Э. Хейра, Р. Хагни и других американских геологов, геолого-структурные позиции района Три-Стейт характеризуются следующими основными особенностями. Общее пологое погружение пород в северо-западном направлении осложняется складками и разломами. Глубины залегания докембрийского фундамента колеблются от 90 до 600 м. Наиболее крупная структура — купол Шотокуа — расположена несколько севернее рудного района в осевой зоне свода Озарк. Формирование этого структурного поднятия проявилось в разрезе стратиграфическим перерывом, начавшимся в ордовике и закончившимся в конце девона — начале миссисипия. Интенсивная минерализация приурочена, как правило, к синклинальным впадинам. Установлены и секущие (в плане) к складчатости участки минерализации. Наиболее крупные разрывные структуры представлены серией сближенных разломов, образующих грабены или грабен-синклинали шириной 60–170 м с вертикальной амплитудой 50–100 м. В большинстве крупных разломов отмечается увеличение вертикального смещения слоев с глубиной. Некоторые синклинальные впадины, выраженные в отложениях миссисипия и контролирующие минерализацию, на более глубоких уровнях становятся грабенами. Рудная минерализация в плане распространяется и за пределы грабенов, где она связана с зонами трещиноватости и брекчирования, широко развитого на всех минерализованных участках. Образование брекчий происходило в связи с разломами, горизонтальными сдвигами, растворением карбонатов в дорудное, внутрирудное и послерудное время. Известны также межформационные и базальные брекчии.

Структуры проседания в виде впадин и цилиндрических трубообразных форм проникают на несколько стратиграфических горизонтов и выражены нарушением сплошности пород и опусканием слоев до 10 м в окружении кольцевых сколов. Образование таких структур связано с

растворением карбонатных пород отдельных горизонтов. Оруденение характеризуется рядом морфологических особенностей. Здесь наряду с распространенными во всех других районах Мидконтинента согласными пластовыми рудными залежами наибольшее значение имеют специфические узкие и длинные рудные ленты различной мощности, а также круглые в плане и типа усеченного конуса в разрезе рудные залежи.

Пластовые залежи характерны в основном для горизонта, сложенного чередованием тонких слоев серых кремнистых пород и коричневых известняков. Известны они, в подчиненном значении, и в других горизонтах. Важно заметить, что горизонт пластовых рудных залежей перекрывается и подстилается породами, сходными со слагающими его породами, но не несущими минерализации. Пластовые залежи мощностью 3,5—4,5 м имеют площадь 4—20 тыс. м². Руды представлены чередованием слоев сульфидов в ассоциации с джаспероидами мощностью 1—10 см и кремнистых пород мощностью 15—30 см. Для рудных залежей данного типа характерно отсутствие трещиноватости и брекчирования.

Длинные узкие, лентообразные и круглые (кольцевые) рудные залежи встречаются на нескольких горизонтах рудовмещающего разреза, за исключением горизонта с пластовыми рудными залежами. Лентообразные тела, группируясь, образуют крупные залежи полукруглой формы шириной 33—150 м, протяженностью от сотен метров до 1 км и более при мощности 1,5—30 м. Лентообразные и круглые рудные залежи локализованы по периферии центральных доломитовых ядер, затем расположена зона джаспероидов, сменяющихся неминерализованными известняками. Ширина доломитовых ядер — от первых метров до сотни и более метров, протяженность 1 км и более. Главные рудные концентрации сосредоточены в областях перехода от доломитов к джаспероидам. Там, где джаспероиды отсутствуют, а доломиты сменяются непосредственно известняками, оруденение не проявляется. С удалением от рудных тел на 15—25 м в известняке отмечается органическое вещество, которое по мере приближения к руде вытесняется кристаллическим кальцитом. По данным Р. Хагни, черный цвет джаспероидов, образовавшихся за счет растворения широко развитых в районе кремнистых пород, обусловлен присутствием в них битума.

Механизм формирования структур, вмещающих кольцевые и лентообразные рудные залежи, и строгого зонального размещения доломитов, руд, джаспероидов и известняков не имеет определенного объяснения. Доломитовые ядра и ассоциирующие с ними рудные залежи в различных рудовмещающих горизонтах необязательно совпадают в плане или имеют сходные элементы залегания, что, по-видимому, свидетельствует скорее о седиментационной первичной природе доломитов, чем о гидротермальной [16]. Некоторые исследователи отмечают также наличие угловатых блоков (останцев) серого доломита в зоне джаспероидов. Наиболее вероятно допустить седиментационную неоднородность рудовме-

щающих горизонтов, т. е. наличие в слоях известняков (или известняков с прослоями кремней) участков, сложенных первичными доломитами. Впоследствии вокруг этих доломитовых участков под действием постседиментационных процессов могли образоваться зональные рудовмещающие структуры. Это предположение подтверждается наличием двух разновидностей доломита. Серый доломит постепенно замещается розовым, который образует также жилы в сером доломите и в джасперондах.

Район Верхнемиссисипской долины расположен на западном пологом крыле свода Висконсин — широкой антиклинальной складки, вытянутой в меридиональном направлении. Крыло свода осложнено поперечными субширотными протяженными и пологими синклиналями и антиклиналями. Складки меньших размеров с падением крыльев не более 15° ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях, образуя ромбическую структуру. Вдоль осей некоторых складок восток-северо-восточного и северо-западного простираний в виде линейных цепочек локализованы многочисленные рудные залежи. В районе широко проявились разрывные структуры в виде взбросов и межслоевых нарушений. На северных крыльях субширотных складок развиты надвиги. Амплитуды смещений по разрывным нарушениям небольшие, обычно в пределах первых десятков метров. Кроме того, отмечается вертикальная и наклонная трещиноватости во всех горизонтах разреза, особенно в главных рудовмещающих доломитах Галина. Развиты также структуры, связанные с растворением и проседанием карбонатных пород.

Структурный фактор играет важную роль в пространственном размещении месторождений внутри рудоносных карбонатных толщ района и их морфологическом разнообразии. Комбинированные согласноразрывные залежи, по данным А. Хейла, состоят из секущих жил и согласных рудных тел, контролируемых сбросами и взбросами, сопряженными с послойными нарушениями. В плане эти залежи имеют дугообразную, эллиптическую или линейную форму. Рудные тела протяженностью 0,4—2 км размещаются на крыльях складок или в замковых их частях. Местами на больших площадях развиты пластовые брекчии и рудные тела. Пологие рудные тела как в согласноразрывных, так и в пластовых залежах локализуются также вдоль плоскостей напластования, в тектонических брекчиях и в брекчиях, образовавшихся в результате растворения пород. Распространены также рудные тела типа рубцовых жил, штокерков, трещинных жил и др.

Широкое развитие стратиформной свинцово-цинковой минерализации отмечается в структурах внутренних частей Русской и особенно Сибирской платформ. В карбонатной формации чехла Русской платформы слабая минерализация известна на склонах Балтийского щита, Воронежской антеклизы, Артемовской котловины и в ряде других мест. На Сибирской платформе в подобных формациях проявления свинцово-цинкового оруденения развиты на обширных площадях склонов Анабар-

ского массива (антеклизы) и Енисейского поднятия, погружающихся в сторону Тунгусской синеклизы, а также других выступов и поднятий древнего фундамента платформы. Многие рудопроявления выявлены в структурах прибортовой зоны внутреннего поля Иркутского амфитеатра, окаймленной складчатыми сооружениями байкалитид, т. е. более древними, чем рудоносные нижнепалеозойские толщи чехла платформы. В этой зоне рудовмещающие породы формировались на склонах обрамляющего платформу древнего поднятия.

Значительными областями концентрации стратиформного оруденения являются троговые прогибы или авлакогены — платформенные линейно ориентированные грабенообразные прогибы, контролируемые разломами и развивающиеся на ранних стадиях становления чехла древних платформ. К этой группе структур относятся троговые прогибы Баттон, Парадайз и складчатый пояс Маунт-Айза Австралийской платформы. К троговому прогибу Баттон приурочены месторождения Мак-Артур и Леди Лоретта, к складчатой зоне Маунт-Айза — месторождения Хилтон и Маунт-Айза. Прогиб Белт на границе Северо-Американской платформы с докембрийским поясом Кордильер вмещает известные месторождения Салливан, Кутеней Кинг, Нас Стар. В троге Маккензи на северо-западе Канады размещаются месторождение Гайна-Ривер и многочисленные рудопроявления свинца и цинка. Известное месторождение Нанисвик локализовано в троговом прогибе Борден. К этой группе структур древних платформ, по мнению Г.В. Ручкина [22], относится структура Аравалли на Индийской платформе, в которой локализован ряд свинцово-цинковых месторождений Индии; Завар в шт. Раджастхан, Агнигундала в шт. Андхра Прадеш, Саргипала в шт. Арисса и др.

Типичный пример стратиформного оруденения краевых структур древних платформ — месторождения рудного района Пайн-Пойнт, локализованные в карбонатных отложениях палеозойского платформенного чехла во внутренней краевой зоне перикратонного опускания Канадского щита. В мезозое на область перикратонного опускания наложился передовой прогиб (впадина Альберта), сформировавшийся в связи с орогеническими поднятиями миогеосинклинальной зоны Скалистых гор. В современных структурах рудный район располагается за пределами складчатой области на склоне докембрийского фундамента: между выступом фундамента (Канадский щит) на востоке и передовым прогибом (впадина Альберта) на западе. В такого же типа структурах размещаются месторождения Восточно-Приалданской рудной зоны, приуроченной к миогеосинклинальному перикратонному позднепротерозойско-кембрийскому прогибу на склоне докембрийского щита. В отличие от тектонического положения района Пайн-Пойнт здесь присутствует передовой прогиб, а сама рудная зона испытала складчато-надвиговые деформации и является переходной между Южно-Верхоянской мезозойской складчатой системой и докембрийской платформой.

С амагматичными зонами длительного прогибания мобильных древних платформ связаны крупные месторождения сурьмы и ртути в терригенно-карбонатных и существенно карбонатных формациях. В качестве типовых рудных объектов здесь, по данным В.И. Бергера, выступают месторождения Ваньшаньской и Сикуаньшаньской рудных зон Южно-Китайской платформы.

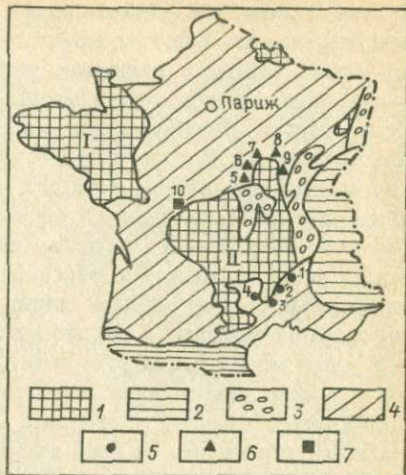
Месторождения, связанные с внутренними структурами молодых платформ, распространены в Западной Европе. На Средне- и Западно-Европейской платформах месторождения размещены по периферии антеклиз (или горстантеклиз) на склонах эпигерцинского платформенного фундамента, погружающихся в направлении к синеклизам (или рифтовым прогибам). Антеклизы в доэпигерцинский платформенный период развивались как срединные массивы главным образом байкальской и каледонской консолидации и представляли собой области продолжительных поднятий. В структурах эпигерцинских платформ они представлены массивами герцинского или догерцинского фундамента, выступающими из-под отложений чехла и образующими возвышенности в рельефе. С приближением к массивам мощность цехштейновых и эпипалеозойских отложений чехла уменьшается до полного выклинивания, а в направлении к платформенным впадинам (синеклизам), наоборот, увеличивается.

В описываемую подгруппу входят месторождения Силезско-Краковского рудного района и многочисленные месторождения районов Западной Европы. Месторождения практически со всех сторон опоясывают Французский, Армориканский и другие массивы Западной Европы. Оруденение локализуется в карбонатных отложениях триаса и нижней юры, залегающих непосредственно на фундаменте платформы. По пространственно-структурному положению относительно прилегающих впадин (синеклиз) месторождения окраины Французского массива сходны с месторождениями Силезско-Краковского рудного района. Северные склоны массива догружаются под Парижскую, а юго-западные — под Аквитанскую синеклизы. Прогибание этих структур, сопровождаемое морским осадконакоплением, началось в перми — триасе и продолжалось с перерывами до конца эоцена — олигоцена [13].

Принято считать, что структурно-металлогеническую основу территории Франции составляют блоки древних пород, выделяемые как срединные массивы (Центральный Французский, Армориканский и Вогезский), разделенные молодыми прогибами эпигерцинской платформы (Парижский и Аквитанский бассейны) и складчатыми зонами (альпийской на востоке и пиренейской на юге). Наиболее крупные как жильные, так и стратиформные месторождения цветных и редких металлов локализованы в районе Центрального Французского массива (рис. 28). Это крупная жесткая структура срединного типа, сложенная в основном кристаллическими породами докембрия на значительной территории

Рис. 28. Схема тектонического строения Франции и положение в ней стратиформных месторождений (по Д. Лафонт и Ж. Легю):

1 — герцинские стабильные массивы (I — Армориканский, II — Центральный), 2 — складчатые зоны альпийского возраста, 3 — позднеальпийские прогибы, 4 — эпигерцинская платформа с чехлом молодых отложений, 5 — свинцово-цинковые месторождения (1 — Ляржантьер, 2 — Круа-де-Пальер, 3 — Малин, 4 — Трев), 6 — флюоритовые месторождения (5 — Эгрей, 6 — Марни-Сюр-Йонн, 7 — Пьер-Пертуис Понтоберт, 8 — Курсель-Фремуа, 9 — Антюлли), 7 — барит-флюоритовые месторождения (10 — Редутьер, Прадо)



Центральной и Южной Франции. Древние породы кристаллического фундамента массива представлены различными гнейсами, амфиболитами, кварцитами и другими метаморфическими породами. Французские исследователи относят эти образования к докембрию и сопоставляют их по возрасту со сходными породами Армориканского массива и Вогез. Осадочный чехол массива представлен слабометаморфизованными осадками кембрия и силура, развитыми главным образом на юге массива. На севере массива небольшое развитие получили вулканогенные образования девона и карбона. Крупные площади занимают выходы гранитоидов позднегерцинского возраста.

В пределах Центрального массива отчетливо выделяются две группы месторождений. Первая группа — разнообразные эндогенные (главным образом жильные и штокверковые) месторождения олова, вольфрама, висмута, урана, свинца, цинка, сурьмы, флюорита, барита, связанные с нижним структурным ярусом. Среди этих месторождений есть длительно эксплуатирующиеся крупные объекты. В породах верхнего структурного яруса известны мелкие стратиформные проявления свинца, цинка, барита и флюорита, связанные с ниже- и среднекембрийскими известняками и доломитами Шварцвальда и Южных Севенн (рудники Луба-тьер, Ля-Ребасс, Ля-Конет и др.).

По данным французских геологов П. Лаффита, М. Машка, М. Обага, М. Бессона, срединные массивы Западной Европы (в том числе Центральный Французский массив) в мезозое никогда не испытывали полной трансгрессии моря, оставаясь практически всегда приподнятыми блоками. Мезозойские осадки накапливались только в узких зонах приразломных прогибов и в краевых частях массива. Отложения мезозоя связаны в ряде случаев с общей морской трансгрессией и образованием

Северо-Германской низменности, периодически затапливаемой мелководным морем. Наиболее крупные стратиформные месторождения свинца, цинка, барита и флюорита связаны именно с мезозойскими осадочными формациями, трансгрессивно залегающими на древних толщах Центрального Французского массива. Массив окружают рудоносные мезозойские (в частности, триасовые и юрские) карбонатные и терригенно-карбонатные породы. Контакт между мезозойским покровом и древними породами массива во многом тектонический. Вдоль всего мезозойского обрамления Центрального массива, кроме нескольких мелких месторождений железа и марганца, наблюдаются многочисленные стратиформные месторождения свинца, цинка, барита и флюорита. Эти месторождения залегают в различных стратиграфических горизонтах базальной части мезозойских отложений, причем оруденение встречается всегда в свитах эпиконтинентального характера (генетически связанных с ближайшими частями континента — источниками сноса обломочного материала) независимо от того, сложены ли они песчаниками, карбонатными или глинисто-карбонатными породами. В целом в региональном плане, по данным Ж. Буладона, М. Обага, М. Бессона, оруденение залегает согласно с вмещающими осадочными толщами, однако характер залегания руд видоизменяется в конкретных условиях отдельных рудных районов.

Месторождения, локализованные в краевых структурах молодых платформ, широко распространены на Центрально-Ирландской равнине. Стратиформные месторождения Силвермайнз, Тайнаг, Наван, Могул и другие локализуются в раннекаменноугольных известняках, залегающих в чехле эпикаледонской платформы Британских островов. Отложения чехла полого погружаются к югу, в сторону Средне-Европейской герцинской геосинклинали, образуя структуру, подобную перикратонному прогибу. Строение платформы характеризуется развитием прогибов и поднятий. По периферии последних в визейское время развивались рифы, которые главным образом и вмещают стратиформное оруденение. В раннекаменноугольное время синхронно с накоплением рудовмещающих карбонатных отложений проявился базальтовый и щелочнобазальтовый вулканизм.

Типичным и, пожалуй, единственным пока известным примером месторождений эпиатформенных рифтовых структур являются месторождения Красноморского рифта грабенообразного строения, развивающегося в сводовом поднятии Нубийско-Аравийского щита с миоцена до настоящего времени. Оруденение здесь локализовалось на крыльях грабена в начальные этапы и формируется в срединной троговой долине в современные этапы развития этой структуры.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В складчатых областях месторождения локализируются главным образом в миогеосинклинальных зонах, сочленяющихся с древними и молодыми платформами или со срединными массивами во внутриконтинентальных прогибах, наложенных на структуры геосинклинального этапа, а также в чехле срединных или консолидированных субплатформенных массивов. В миогеосинклиналях месторождения и рудные зоны размещаются непосредственно в зонах перехода от платформ или срединные массивы. Разрез рудоносных миогеосинклинальных зон в формационном отношении сходен или мало отличается от разреза чехла прилегающих платформ и срединных массивов. Рудовмещающие толщи в этих зонах, так же как и чехол прилегающих платформ и срединных массивов, залегают трансгрессивно и на том же фундаменте. На стадии геосинклинального прогибания, особенно на ранних этапах, т. е. в период формирования рудоносных горизонтов, области миогеосинклиналей тектонически были сходны с платформенными или субплатформенными прогибами. Однако в дальнейшем миогеосинклинальные зоны обособились от граничащих с ними платформ или срединных массивов. В орогенную стадию развития миогеосинклинали испытали инверсию и складчатость, а между ними и платформами в большинстве случаев образовались краевые прогибы, в которых нередко формировались стратиформные месторождения.

Месторождения миогеосинклинальных зон, отделенных от платформ краевыми прогибами, известны в зонах байкальской (Западно-Прибайкальский рудный пояс), герцинской (рудный пояс Западного склона Урала и Южно-Аппалачская рудная зона) и альпийской (рудная зона Северных Известняковых Альп) складчатостей. Стратиформное оруденение Прибайкальского рудного пояса приурочено к миогеосинклинальному позднепротерозойскому Байкало-Патомскому прогибу на границе древней платформы (кратона) со среднепротерозойским Байкало-Витимским поднятием геосинклинально-складчатой области. Прогиб трогового характера наложен на структуру перикратонного опускания и выполнен терригенно-карбонатными отложениями байкальской серии. Рудоносные зоны главным образом тяготеют к локальным прогибам западного склона Байкало-Витимского палеоподнятия.

В пределах Прибайкальского пояса протяженностью до 1700 км при ширине 5—60 км, по данным Ю.А. Синчука, В.К. Шаталова и других геологов, выделяются Лено-Ирельский, Джелиндинский, Большепатомский и Малочуйский рудные узлы, Лено-Ирельский рудный узел, где размещены главные стратиформные месторождения пояса, объединяет месторождения собственно прибайкальской части Прибайкальского пояса. Оруденение контролируется конседиментационной структурой в пограничной области между Прибайкальским прогибом и Северо-Байкаль-

ким поднятием. Рудный узел объединяет Ульканскую, Сарминскую, Западную и Ушаковскую рудные зоны (рис. 29).

Ульканская рудная зона контролируется структурой локального Ульканского прогиба, Елохинско-Котельниковским тектоническим блоком и региональной флексурной складкой рудоносной толщи. Все наиболее значительные стратиформные месторождения (Барвинское, Луговое, Сфалеритовое) размещаются здесь. Сарминская рудная зона контролируется западным бортом конседиментационной структуры Иликтинского прогиба. Западная рудная зона пространственно и генетически приурочена к контакту верхнепротерозойских (качергатская и ушаковская свиты), вендских (мотская свита) образований и карбонатных пород ленского яруса нижнего кембрия и содержит мелкие стратиформные проявления свинца и меди. Ушаковская зона контролируется пестроцветной толщей одноименной свиты верхнего протерозоя, с ней связано стратиформное проявление медистых песчаников.

В пределах Лено-Ирельского рудного узла детально изучена Ульканская рудная зона с оруденением, характерным не только для рудного узла, но в определенной степени и для всего рудного пояса. Наиболее типичный представитель стратиформного оруденения Ульканской зоны — месторождение им. Барвинского, состоящее из трех самостоятельных участков (Таборный, Лево-Ульканский и Хибелен), описываемых неред-

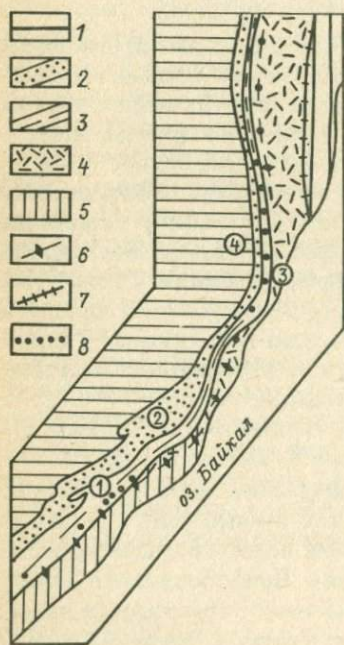


Рис. 29. Положение Лено-Ирельского рудного узла в системе основных структурно-тектонических элементов Западного Прибайкалья (по Ю.А. Синчуку):

1 — нижнекембрийский структурный ярус, 2-5 — байкальский структурный ярус (2 — ушаковская свита верхнего рифея, 3 — байкальская серия среднего рифея, 4 — северобайкальский краевой вулканоплутонический комплекс среднего рифея, 5 — нижнепротерозойские образования, дорифейский фундамент), 6 — зона Прибайкальского глубинного разлома, 7 — Лево-Минский разлом, 8 — стратиформное свинцово-цинковое оруденение (рудные зоны): 1 — Сарминская, 2 — Ушаковская, 3 — Ульканская, 4 — Западная

ко как самостоятельные месторождения. На участке Таборном на северном фланге месторождения им. Барвинского рудоносны карбонатно-терригенные породы верхней подсвиты голоуспенской свиты и нижней подсвиты улунтауской свиты. Рудоносная толща, развитая на месторождении, протягивается в меридиональном направлении и участвует в складчатой структуре байкалид района. Строение рудоносной толщи носит ритмичный характер; различные типы карбонатных, тальк-карбонатных и терригенных пород занимают вполне определенное положение в разрезе. Среди карбонатных пород выделяют разнотерригенные известняки, седиментационно-диагенетические доломиты, талькиты и тальк-карбонатные породы.

По вещественному составу и структурно-текстурным особенностям на участке Таборном выделяют две группы рудных залежей. Первая группа продуктивных залежей располагается в так называемой межпластовой зоне смятия. Для руд этого типа характерны грубополосчатые, массивные и брекчиевидные текстуры с отчетливо полосчатым реликтовым строением. Взаимоотношения руд с вмещающими породами четкие, часто резкие. Состав руд галенит-сфалерит-флюоритовый. Вторая группа рудных залежей характеризуется нечеткими расплывчатыми контактами, вкрапленными, полосчатыми и вкрапленно-профилковыми текстурами. Вещественный состав обеих групп рудных залежей однотипный. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит и флюорит, второстепенные — пирит, арсенопирит, редкие — халькопирит, блеклая руда.

В разрезе рудоносной терригенно-карбонатной толщи голоуспенской свиты на участке Хибелен установлено два пластообразных рудных тела: восточное и западное. Первое приурочено к толще разнотерригенных известняков с прослоями псевдооолитовых карбонатно-кремнистых пород нижнего карбонатного горизонта и представлено пачкой флюоритоносных известняков, содержащих многочисленные гнезда и прожилки галенитового, галенит-флюоритового, сфалерит-галенитового состава. Распределение оруденения неравномерное. Западное рудное тело приурочено к толще разнотерригенных известняков с линзами и включениями неправильной формы псевдооолитовых кремнистых известняков верхнего карбонатного горизонта. Рудные минералы — галенит, сфалерит и пирит. На Лево-Ульканском участке выявлены четыре минерализованные зоны, расположенные в породах голоуспенской свиты. Наиболее интересная первая зона контролируется пластом известняков протяженностью до 2 км и мощностью 10–12 м.

Южно-Аппалачская рудная зона приурочена к склону миогеосинклинального перикратонного прогиба, развивавшегося в раннем-среднем палеозое в восточной краевой части Северо-Американской докембрийской платформы. С востока внешняя миогеосинклинальная зона граничит с внутренними эвгеосинклинальными зонами, где в байкальский, каледонский и герцинский этапы проявились неоднократные погружения и

поднятия, сопровождавшиеся магматизмом и складчатостью. В позднегерцинский этап миогеосинклиналь была превращена в складчатую зону (на юге чешуйчато-надвиговую, а на севере пологоскладчатую) и отделена от платформы позднегерцинским Предапалачским передовым прогибом. Месторождения внутри миогеосинклинальной зоны локализуются на склонах палеоподнятий и в краевых частях эвапоритовых прогибов.

Оруденение западного склона Урала приурочено к палеозойскому миогеосинклинальному прогибу, развивавшемуся с ордовика между Русской платформой и раннекаледонским геоантиклинальным поднятием на месте современного Центрально-Уральского поднятия. Рудоносные отложения накапливались на западном склоне палеоподнятия, образовавшегося в западной краевой части рифейско-раннекембрийской геосинклинали в результате ее инверсии. В герцинский этап миогеосинклинальный прогиб и западная часть геоантиклинального поднятия были превращены в складчатую зону (Западная Внешняя складчатая область и Центрально-Аральское поднятие), которая в позднегерцинское время была отделена от Русской платформы Предуральским краевым прогибом. Оруденение в верхнепротерозойских отложениях Башкирской рудной зоны находится в миогеосинклинальной зоне (краевой), граничившей с платформой (частично древней, рифейско-кембрийской) Уральской геосинклинальной области.

Типичными примерами месторождений, размещенных в зонах альпийской складчатости, могут служить месторождения Северных Известняковых Альп (Лехтальские и Баварские Альпы), а также зоны Старая Планина на Балканах (месторождения Седмочисленицы, Издремец и др.). В рудной зоне Северных Известняковых Альп расположено несколько десятков небольших свинцово-цинковых месторождений (Санк-Вейт, Нассерэйт, Тельфс, Краус, Раушенберг и др.), локализованных главным образом в триасовых известняках и доломитах. Карбонатные породы накапливались здесь в миогеосинклинальном прогибе, формировавшемся в мезозое, начиная с триаса, на эпигерцинском платформенном основании, на котором они залегают трансгрессивно. В результате альпийской складчатости миогеосинклинальная зона вместе со всей альпийской геосинклинальной областью была приподнята, приобрела складчато-надвиговую структуру и отделилась от Западно-Европейской эпигерцинской платформы Предальпийским краевым прогибом. Последний заложился на платформенном основании и заполнен палеоген-неогеновой молассой.

Месторождения миогеосинклинальных зон, сопряженных непосредственно со срединными массивами, по геотектонической позиции сходны с предыдущей подгруппой и выделяются с определенной долей условности. Они также размещаются в миогеосинклинальных зонах, превращенных в орогенные этапы в складчатые области. Примером металлогенических зон, приуроченных к миогеосинклинальным структурам

на окраинах регенерированных срединных массивов, являются Каратауская подзона (месторождения Миргалимсай, Шалкия, Ачисай, Смена, Байджансай и др.), а также Южноферганская (месторождения Учкулач, Кан) и Кураминская (месторождения Сумсар, Акмашат, Караункур, Кулчулак и др.) зоны. Эти зоны, по данным Д.И. Горжевского [7], расположены в краевых частях Курамино-Ферганского срединного массива и представляют собой терригенно-карбонатные миогеосинклинали, формирование которых связано с процессами разрушения и размывания срединного массива в среднем и верхнем девоне. В аналогичной геотектонической позиции находятся многие месторождения ртути и сурьмы в терригенно-карбонатных формациях девона — карбона Южной Ферганы [4, 27, 30, 33].

Месторождения характеризуемой подгруппы известны в зонах альпийской складчатости Южных Известняковых Альп и Северной Африки. Рудная зона Южных Известняковых Альп приурочена к южной миогеосинклинальной зоне мезозой-эоценовой геосинклинали Альп, заложившейся на эпигерцинском основании. К северу от миогеосинклинальной зоны находится осевая эвгеосинклинальная зона, сложенная морскими сланцевыми, офиолитовыми и флищевыми образованиями, на юге зона сочленяется с Апулийско-Адриатической плитой (массивом) докембрийского основания. Северная часть плиты в орогенный период была вовлечена в интенсивное воздымание. В строении Южной зоны Альп участвуют докембрийские и дислоцированные ниже-среднепалеозойские отложения, с несогласием перекрытые пермскими и мощными мезозойскими (главным образом триасовыми) карбонатными образованиями. Выступы пород палеозойского основания пересекают зону на ряд грабен, заполненных карбонатными породами мезозоя. Выделяют две наиболее значительные субширотные полосы карбонатных пород триаса — Карнийские Альпы и Юлианские Альпы. В каждой из полос локализуется по несколько десятков свинцово-цинковых месторождений, в основном средних и мелких. Наиболее значительные месторождения: в Карнийских Альпах — Блайберг-Крейт (Австрия) и Межица (Югославия), в Юлианских Альпах — Райбль (Италия).

Месторождения Северной и Южной зон Атласа расположены в одноименных миогеосинклинальных прогибах, сопряженных с Центрально-Атласской эпигерцинской плитой. Прогибы заложились в триас-раннеюрское время на эпигерцинском основании и развивались с перерывами до миоцена включительно. В альпийский орогенез области прогибов подверглись инверсии и складчатости. В разрезе миоцена в восточной части Южной зоны в районе месторождений Северного Туниса отмечаются небольшие покровы базальтов.

Месторождения срединных массивов или подобных им консолидированных массивов с субплатформенным характером структур локализируются в отложениях чехла платформенного или субплатформенного типа,

залегающих трансгрессивно со стратиграфическим перерывом на жестком основании. Вместе с тем на многих месторождениях в отличие от платформенных часто более существенно проявлена тектоно-магматическая активизация, что связано с положением срединных массивов в складчатых областях. Они также обнаруживают большое пространственно-структурное, возрастное и, по-видимому, генетическое сходство с месторождениями смежных со срединными массивами миогеосинклинальных зон.

В областях мезозойской складчатости стратиформное оруденение известно на Северо-Востоке СССР в пределах Колымского и Чукотского срединных массивов. Последние представляют собой сохранившиеся участки палеозойской докембрийской платформы, переработанной в мезозое в геосинклиналиную складчатую область. Оруденение локализуется на склонах массивов в терригенно-карбонатных отложениях палеозойского чехла. В пределах Колымского массива установлены Таскано-Омулевская и Приколымская рудные зоны (месторождения Урультунское, Тасканское, Ромашкинское). Пластообразные согласные залежи свинцово-цинковых вкрапленных и брекчиевых руд локализуются в доломитах среднего девона мощностью 250–300 м. В Восточно-Чукотской рудной зоне известны многочисленные рудопроявления и отдельные месторождения (Чегуюмское, Покарвеемское). Некоторые из рудных залежей подверглись ремобилизации под воздействием мезозойских гранитоидов и преобразованию в оруденение скарнового типа.

Широко развиты стратиформные свинцово-цинковые месторождения срединных массивов в Средиземноморском геосинклиналином поясе (срединные массивы о. Сардиния, Оранская Месета, Иранский и др.). О. Сардиния представляет собой часть эпигерцинского срединного массива со слабо развитым мезозой – кайнозойским чехлом. Палеозойские геосинклиналиные карбонатно-терригенные толщи с небольшой долей вулканогенных отложений дислоцированы каледонской и герцинской складчатостью, разбиты разломами и прорваны герцинскими (каменноугольными) интрузиями гранитоидов, дайками порфириров, аплитов и лампрофиоров.

П. Зуффарди выделяет два типа месторождений. Сингенетическое стратиформное оруденение сконцентрировано главным образом в кембрийских карбонатных породах. Это в основном рассеянная сульфидная минерализация, проявленная в огромных масштабах. Она образует пластообразные и слоистые залежи бедных руд, лишь изредка достигающих по концентрации металлов промышленного значения. Образование сингенетического оруденения связано с палеозойским вулканизмом – наличием в рудовмещающем разрезе туфов и лав основного состава, а также даек и древних жерловых образований. Ремобилизованные месторождения под воздействием каледонского тектогенеза и гранитоидного герцинского магматизма представлены в основном богатыми рудами, обра-

зующими как согласные метасоматические и скарновые залежи в карбонатных породах под экраном глинистых сланцев (месторождение Мотепони и др.), так и жилы, секущие различные осадочные породы (чаще сланцы силура) и гранитоиды.

В Оранской Месете (Центрально-Атласская эпигерцинская плита) оруденение локализуется главным образом в карбонатных отложениях лейаса, залегающих со стратиграфическим перерывом на эпипалеозойском основании. Основные месторождения располагаются в районах выступов фундамента по периферии внутренних впадин плиты, а также на склонах плиты в зонах ее перехода в миогеосинклинальные прогибы.

В Центральном Казахстане широко проявлены внутриконтинентальные прогибы и впадины сравнительно слабого прогибания, наложенные на структуры геосинклинального этапа. В них рудовмещающие отложения представлены углисто-глинисто-кремнисто-карбонатными породами. Рудные тела формируют пласты, линзы и штокверки, состоящие из сингенетичных с вмещающими породами свинцово-цинковых и баритовых руд. Для месторождений этой группы характерна тесная пространственная и генетическая ассоциация свинец-цинк-баритового оруденения с сингенетическими марганцевыми и железными рудами. Месторождения расположены в пределах Успенского рудного пояса Центрального Казахстана, который прослеживается в северо-восточном (субширотном) направлении от Атасуйского рудного района на западе до района месторождения Карагайлы на востоке и имеет общую протяженность около 400 км при ширине 60–100 км [1, 36]. В пределах указанного пояса стратиформное оруденение залегает в осадочных породах верхнего фамена, образуя два рудных горизонта: железо-марганцевый и полиметаллический. Нередко два типа оруденения чередуются в разрезе продуктивной толщи верхнего фамена мощностью 100–300 м. Атасуйский рудный район расположен в Жаильминской мульде и включает месторождения Жайрем, Ушкатын, Жумарт, Каратал, Бестюбе и др. В центральной и восточной частях Успенского рудного пояса размещены месторождения Кайракты, Узынжал, Алабуга, Атабай-Дугулу, Карагайлы. Эти месторождения, впервые описанные Г.Н. Щербой в 1964 г. и выделенные им как месторождения атасуйского типа, имеют исходное сингенетическое происхождение и впоследствии подверглись постседиментационным преобразованиям в стадии катагенеза и гидротермального метаморфизма.

Стратиформные редкометалльно-вольфрамовые месторождения, по данным В.К. Денисенко и др. [29], проявляются, с одной стороны, в консолидированных геоструктурах (щитах, срединных массивах, блоках ранней консолидации областей заверченной складчатости) обычно докембрийского возраста (месторождения шеелит-сульфидной скарноидной формации Южной Кореи, Тасмании, Норвегии, Бразилии, Прибайкалья, Приладжья, Горного Алтая, Урала); с другой — развиваются в вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенных толщах палеозоя эв-

геосинклинального типа (месторождения шеелит-сульфидной кварцитовой формации Восточных Альп, Пиренеев, Турции, Португалии, Уганды, Южного Тянь-Шаня и рудопроявления полиметаллической кварцитовой формации Мексики, США, Боливии, СССР, Горного Алтая, Средней Азии). У. Асаналиев, В. Богдецкий, И. Турдукеев и другие геологи [4, 27, 30, 33, 34] описали новые стратифицированные золото-вольфрамовые рудные зоны в вендских углеродисто-тиллоидно-карбонатно-терригенных отложениях Средней Азии, формировавшихся в геоструктурах типа авлакогенов.

Таким образом, пространственное размещение стратиформных месторождений цветных и редких металлов, обнаруживая полиструктурный характер, все же связано с определенными структурами платформенного и субплатформенного профилей. Миогеосинклинальные зоны, сопряженные с платформами или срединными массивами, до проявления в них складчатости приближались по характеру к прогибам платформенного типа. Они выполнены карбонатно-терригенными отложениями, сходными и постепенно переходящими в отложения чехла прилегающих платформ (срединных массивов). Геотектонические условия размещения определенно свидетельствуют о доскладчатом формировании стратиформных месторождений, локализованных в складчатых зонах. Складчатость и связанный с периодами ее развития магматизм, а также активизация движения подземных рассолов могли лишь воздействовать на реконцентрацию первичной рудной минерализации и формирование морфологического эпигенетического облика оруденения.

ГЛАВА III

ПЕРИОДИЧНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Временные закономерности развития месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных формациях различных регионов мира подчинены общему ходу эволюции эндогенного и экзогенного рудообразования в земной коре, наиболее полно отраженному в трудах академика В.И. Смирнова [25, 26]. Им справедливо подчеркивается необходимость учета периодичности (геохронологической повторяемости) и эволюции рудообразования в истории геологического развития земной коры для архейской (3500–2500 млн. лет), ранней (2500–1900 млн. лет), средней (1900–1400 млн. лет), поздней (1400–600 млн. лет) протерозойской, каледонской (600–400 млн. лет), герцинской (400–225 млн. лет), киммерийской (225–100 млн. лет) и альпийской (100 млн. лет и менее) геотектонических и металлогенических эпох.

Общие закономерности распределения рассматриваемых месторождений цветных и редких металлов во времени отражены в главе I, где охарактеризованы месторождения позднепротерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Анализ распределения стратиформных месторождений в геохронологической шкале показывает, что эволюция формирования стратиформного оруденения в геологической истории характеризуется следующим образом: в докембрийскую эпоху формировались преимущественно колчеданные и медисто-песчаниковые месторождения [30]. В рифее — нижнем палеозое проявляются месторождения колчеданно-полиметаллических, полиметаллических и свинцово-цинковых руд, а также золота, вольфрама, олова; в палеозое и мезозое набор месторождений стратиформного типа дополняется рудными образованиями сурьмы, ртути, бария, стронция, фтора и других элементов. Месторождения отдельных металлов, например ртути, не характерны для древних (докембрийских, отчасти каледонских) эпох, что, вероятно, связано с высокой геохимической подвижностью ртути в условиях метаморфизма. В более частном плане стратиформные месторождения полиметаллов в карбонатных формациях формировались от позднего рифея до неогена с максимальным проявлением оруденения в палеозое и триасе.

По данным В.В. Попова [16], наиболее рудонасыщенными являются геологические периоды девона — карбона (36 %) и кембро-ордовика (28 %), когда карбонатонакопление сопровождалось формированием главных ресурсов свинца и цинка (рис. 30).

Появление стратиформной минерализации одновременно с платформенными и квазиплатформенными терригенно-карбонатными формациями, начиная только с позднего протерозоя, связано с тем, что формирование древних плат-

| Металлогенная эпоха | Система, эра | Масштаб оруденения: % общих ресурсов Pb+Zn в месторождениях | |
|---------------------|-----------------|---|-------------|
| | | стратиформных | колчеданных |
| Альпийская | Q | — | < 1 |
| | N+P | 3 | 1 |
| Киммерийская | K | 1,5 | 0,8 |
| | J | 4,5 | 5 |
| | T | 13 | 1,2 |
| Герцинская | P | 4,5 | — |
| | C | 20 | 8 |
| | D | 16 | 28 |
| Каледонская | S | 1 | 0,4 |
| | O | 14 | 2 |
| | E | 17 | 9 |
| Байкальская | PR ₃ | 5,5 | 43 |
| Гренвилльская | | | |
| Готская | PR ₂ | — | 0,6 |
| Карельская | PR ₁ | — | 0,6 |
| Веломерская | | | |
| Кольская | AR | — | 1 |

Рис. 30. Металлогенные эпохи формирования свинцово-цинковых стратиформных и колчеданных месторождений (по В.В. Попову и Г.Ф. Яковлеву)

форм как плит материковой коры продолжалось до конца среднего, а в ряде случаев, позднего протерозоя. Чехол на этих платформах, включающий карбонатные и терригенно-карбонатные формации, возник соответственно в позднем протерозое и начале раннего палеозоя. На этот первоначальный период формирования чехла древних докембрийских платформ приходится раннепалеозойский максимум формирования стратифицированной минерализации терригенно-карбонатных формаций.

Второй мощный этап стратиформного рудообразования — среднепалеозойский обусловлен завершением формирования эпигерцинских платформ, развитием широких морских трансгрессий на древних платформах после длительного стратиграфического перерыва и периода денудации, а также развитием в ряде регионов жестких посторогенных структур.

Геолого-тектоническое развитие некоторых рудоносных регионов на платформенном этапе или посторогенном в складчатых областях осложнилось зарождением или регенерацией геосинклиналей последующих геотектонических циклов. Чаще всего эти структуры имели рифтогенный характер с проявлением базальтоидного вулканизма, в которых накапливались вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-терригенно-карбонатные формации и образовались стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения переходных типов к собственно колчеданным в базальтоидных формациях.

Сравнительный анализ количественной эволюции полиметаллического рудообразования для восьми важнейших металлогенических эпох и главных геолого-промышленных типов месторождений свинца, цинка и меди, выполненный Е.И. Филятовым и С.П. Шираем [7], позволил установить следующие временные закономерности образования полиметаллических руд: 1) раннегеосинклинальные условия формирования медно-колчеданного оруденения максимально проявились в позднепротерозойскую и герцинскую эпохи при минимуме в среднем протерозое; 2) благоприятные для накопления колчеданного свинца раннегеосинклинальные геотектонические обстановки характерны для среднепротерозойской и герцинской эпох, а раннепротерозойские и послегерцинские временные интервалы практически непродуктивны в этом отношении; 3) стратиформные месторождения свинца и цинка, возникая с позднего протерозоя, наиболее широко проявились в каледонскую и особенно герцинскую эпохи при минимуме свинцово-цинкового рудогенеза в альпидях; 4) формирование месторождений цветных металлов типа медистых песчаников и сланцев субплатформенных геотектонических обстановок началось с раннего протерозоя и достигло апогея в позднепротерозойскую и герцинскую эпохи; в архее, нижнем палеозое и мезозое они практически не проявились, а в пределах одной эпохи вначале возникали концентрации свинца в карбонатных формациях, позже —

медистые песчаники и сланцы; 5) в геосинклинальном и орогенном геотектонических режимах в отличие от субплатформенных медное оруденение проявлялось раньше свинцово-цинкового.

По данным Э.И. Кутырева [12], главные рудноформационные типы согласных месторождений свинца, цинка и меди подчинены определенным формационным ритмам, длительность становления которых, в частности, для палеозоя — 25–30 млн. лет. Общая "шкала" границ таких ритмов (ритмогеохронологических уровней, ритмостратиграфических подразделений), отражающих отдельные временные интервалы тектоно-седиментационных циклов крупных регионов земной коры, такова: $PR_1^1, PR_1^2, PR_2, PR_3^1, PR_3^2, PR_3^3, V - C, C_3 - O_2, O_3 - S_1, S_2 - D_2, ef_1, D_2, ef_2 - D_3f_1, D_3f_2 - C_1t_1, C_1t_2 - n, C_2, C_3 - P_1, P_{1-2}, P_2 - T_2, T - J_1, J_{1-2}, J_{2-3}, K_1, K_{1-2}, K_3^1 - P_1^2, P_2^2 - P_3^1, P_3^2 - N_1^1, N_1^2 - N_2^1, N_2^2 - Q$.

Временной интервал формирования одного формационного ритма отвечает стратиграфическому перерыву длительностью 300–350 млн. лет в докембрии и 25–30 млн. лет в фанерозое, что можно использовать в качестве классификационного признака согласных месторождений цветных металлов.

Формирование стратиформных колчеданных и неколчеданных месторождений во времени и пространстве обуславливалось различными геологическими факторами: 1) проявлением раннегеосинклинального базальтоидного вулканизма, 2) платформообразованием. Накоплению стратиформной минерализации карбонатных и карбонатно-терригенных формаций на определенных стратиграфических уровнях на платформах и на их миогеосинклинальном обрамлении, а также в посторогенных структурах складчатых областей предшествовали гораздо более длительные периоды геосинклинальной и орогенной вулкано-плутонической деятельности и плутоно- и вулканогенного рудообразования. Все это, а также длительные периоды континентальной денудации, завершавшие орогенез, создавали в обстановке последующих трансгрессий эпиконтинентальных морей благоприятные условия для разрушения пород и рудной минерализации предшествующих геосинклинально-орогенных этапов, переотложению и концентрации металлов в благоприятных седиментационных условиях. Так определяется место формирования неколчеданной полиметаллической минерализации терригенно-карбонатных месторождений в принципиальной схеме процессов развития рудоносных регионов.

Сурьмяно-ртутные месторождения стратиформного типа в терригенно-карбонатных толщах (киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация), по данным В.И. Бергера [34], максимально проявились в девон-каменноугольном периоде ($D_2 - C_1$), а затем периодически возникали на переходных рубежах P, T, J и K, а также F. Наиболее раннее оруденение тяготеет к временному интервалу позднего протерозоя — раннего — среднего кембрия.

Более древние месторождения сурьмы единичны, а ртути практически не известны; в докембрийских эпохах собственно ртутные проявления не формировались.

Редкометалльное оруденение стратиформного типа в метатерригенно-карбонатно-вулканогенных образованиях, по данным В.К. Денисенко и др. [29], наиболее широко развито в среднем и позднем протерозое и особенно раннем палеозое (шеелит-сульфидно-скарноидная и кварцитовая рудные формации). Причем месторождения редкометалльно-сульфидно-скарноидной формации характерны для более древних геологических периодов, чем месторождения редкометалльно-сульфидно-кварцитовой формации, максимально проявившейся в раннем — среднем палеозое.

ГЛАВА IV

ФОРМАЦИОННЫЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формационные факторы стратиформного рудообразования зависят от тесной связи стратиформного оруденения с определенными геологическими формациями, литофациями и типами разрезов осадочных толщ. Генетическая связь осадочных рудных и нерудных полезных ископаемых с определенными типами геологических формаций отмечена давно, что обусловило проведение обширных работ по исследованию месторождений марганца, железа, фосфоритов, бокситов, солей и др. При изучении этих образований формационный анализ стал основным методом для выяснения закономерностей формирования и размещения их в различных геотектонических условиях. Если формационный анализ при изучении осадочных полезных ископаемых — общепризнанный, то для исследования месторождений цветных, редких и других металлов спорного генезиса в осадочных толщах значение этого метода признают не все исследователи. Главная особенность стратиформных месторождений, предопределяющая обособленность и общность черт каждого из них, заключается в тесной генетической ассоциации оруденения с определенными и в то же время совершенно различными по своей природе геологическими формациями, образующимися в специфических палеотектонических, палеоклиматических и фациально-палеогеографических условиях.

Как уже отмечалось, стратиформное оруденение локализуется преимущественно в карбонатных и терригенно-карбонатных формациях платформ или субплатформ и прогибов миогеосинклинального типа. Лишь в некоторых рудных зонах и районах развития терригенно-карбонатных рудоносных толщ, в особенности приуроченных к относительно тектони-

чески мобильным геосинклинальным прогибам, встречаются вулканические образования. Однако и в этих зонах, как правило, вулканы проявлены незначительно или спорадически. Эффективные и пирокластические породы принимают участие в разрезе следующих рудоносных терригенно-карбонатных формаций: нижнепалеозойской — в рудном районе о-ва Сардиния, среднепалеозойской — в рудных зонах Южного Тянь-Шаня, верхнепалеозойской — в рудном районе Центрально-Ирландской равнины, мезозойской — в рудной зоне Южных Известняковых Альп (Райбль) и Рg — N — в Атласской провинции. Имеются также сведения о незначительном присутствии продуктов вулканизма в рудоносных карбонатных отложениях байкальской серии в Западно-Прибайкальской рудной зоне, а также в верхнекембрийских — в рудном районе Юго-Восточной Миссури.

Среди групп рудоносных карбонатных формаций по строению и составу отчетливо выделяются доломитовые, известняковые, известняково-доломитовые и рифовые формации. Среди них исключительно широко развиты доломитовые толщи, в которых локализуется подавляющая масса свинцово-цинковой и ртутной минерализации. Полиметаллическое оруденение лишь в некоторых районах сконцентрировано главным образом в известняках или доломитизированных известняках. К таким районам относятся Три-Стейт, Иллинойс-Кентукки, Центрально-Ирландской равнины, Джергаланский, Байджансайский районы Тянь-Шаня, Красноморская прибрежная рудная зона и др. Очень редко минерализованными оказываются терригенные отложения, залегающие непосредственно в основании карбонатных толщ. Во всех остальных рудных зонах и районах оруденение, как правило, в значительных количествах локализуется в доломитах и отчасти в известняках или доломитовых известняках. Именно парагенетической связью свинцово-цинковой минерализации с известняково-доломитовыми толщами аридных областей и объясняются закономерности ее регионального пространных и стратиграфического размещения. Как известно из работ Н.М. Страхова [31], максимальное доломитообразование было обусловлено сочетанием платформенных или субплатформенных условий с аридным климатом. В гумидных зонах отложение доломита происходило в малых масштабах и только биогенным путем. Особенно мощными процессы доломитизирования были в палеозойских морях, когда сформировавшиеся докембрийские Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская и Китайская платформы располагались в аридных климатических зонах. Наряду с этим Н.М. Страхов указывает также на необратимую эволюцию образования доломитов в истории Земли, проявившуюся в вымирании, начиная с позднепалеозойского времени, доломитообразующих морских аридных фаций и общем падении интенсивности доломитообразования. Из обоснованных Н.М. Страховым закономерностей образования и размещения аридных карбонатных формаций становится по-

нятно, почему свинцово-цинковые месторождения рассматриваемого типа сосредоточены в основном в северном полушарии [16]. Преобладающая часть рудных зон и районов со стратиформной свинцово-цинковой минерализацией сформировалась в северной аридной палеоклиматической зоне. Последняя только к началу триаса сместилась из современных высоких и средних широт в низкие. Минерализация лишь некоторых рудных зон Восточно-Европейской платформы (Донбасс и др.), а также Тянь-Шаня накапливалась в девоне в южном аридном палеоклиматическом поясе.

Обращает на себя внимание установленное закономерное строение рудовмещающего разреза и определенное положение в нем рудоносного горизонта, характерное почти для каждой рудной зоны и района. Нижняя подрудная толща (или формация), залегающая с разрывом на фундаменте или на подстилающих породах чехла, как правило, терригенная с базальным горизонтом в основании. В подчиненных количествах во многих рудных районах с ней содержатся карбонатные отложения и реже сульфатные эвапориты. Средняя толща — карбонатная или терригенно-карбонатная рудоносная и верхняя — терригенная или карбонатно-терригенная, очень часто со слоями гипса и ангидрита в верхних горизонтах. Такое строение разреза соответствует трансгрессивному ритмокомплексу. Формирование средней карбонатной толщи (или формации) и связанной с ней минерализации происходило в периоды максимального развития трансгрессий эпиконтинентальных палеоморей. Лишь в отдельных районах оруденение концентрируется главным образом в нижней терригенной базальной толще (обрамление Французского массива, некоторые рудные горизонты Западной прибрежной зоны Красного моря, миоценовый рудный горизонт Атласа и др.). В этих районах минерализация формировалась непосредственно в зоне морского палеоберега, вблизи от области сноса и в зоне смещения пресных поверхностных вод с морскими. Среди рудоносных встречаются аллювиальные и дельтовые литофации с привнесенными с суши окатанными обломками свинцово-цинковых руд и сульфидсодержащих гранитоидов. Это свидетельствует о специфических палеотектонических и палеогеографических условиях накопления рудоносных отложений в указанных районах, происходившего также в обстановке неоднократно повторяющихся локальных регрессий и трансгрессий эпиконтинентальных палеоморей. Таким образом, прибрежно-морские зоны на склонах палеотектонических поднятий являлись своеобразными структурно-фациальными и геохимическими зонами, благоприятными для формирования сингенетической сульфидной минерализации [16].

Во многих районах мира отмечают близкие пространственные соотношения стратиформной свинцово-цинковой минерализации с галогенными формациями. Это закономерное явление, так как указанная минерализация и вмещающие ее преимущественно доломитовые илы, а

также галогенные отложения — продукты аридного литогенеза. Крупные галогенные формации подвижных зон платформ (включая перикратонные, миогеосинклинальные, а также передовые прогибы) приурочены к участкам наиболее глубокого погружения фундамента. Они характеризуются зональностью в направлении от периферии к глубоким центральным частям бассейна, выраженной в постепенной смене терригенно-карбонатных и карбонатных отложений сульфатными, ангидрит-соляными и соляными комплексами. Эвапориты исключительно сульфатного состава рудовмещающих разрезов представляют собой в одних районах лагунные образования сравнительно ограниченного площадного распространения, в других — краевые части крупных морских галогенных формаций. Морские галогенные формации распространены главным образом за пределами рудных районов и зон, приурочены к наиболее погруженным структурам фундамента. Нередки случаи, когда рудоносные площади располагаются вне указанных краевых сульфатных фаций крупных галогенных формаций (например, рудные районы Мидконтинента).

Галогенные формации формировались в основном в регрессивные стадии развития регионов в течение или сразу же после крупных орогенных процессов. Рудоносные карбонатные образования, как это было показано, накапливались в периоды максимального развития трансгрессий на фоне начавшихся тектонических погружений. В связи с этим вмещающие свинцово-цинковую минерализацию карбонатные формации, в особенности их краевые рудоносные литофации, и крупные галогенные формации располагаются, как правило, на различных стратиграфических уровнях. В некоторых районах отмечается многоярусное залегание галогенных образований, связанное с увеличением трансгрессивно-регрессивных циклов. Соответственно с этим в стратиграфическом разрезе проявляется также повторяемость рудоносных карбонатных слоев. Однако в каждом отдельном ритмокомплексе минерализованные доломиты залегают обычно ниже эвапоритов. Отмеченные в некоторых рудных районах и зонах эвапориты в подрудных частях разреза представлены или лагунными фациями, или относятся к более ранним ритмокомплексам, на которых, как правило, рудоносные толщи ложатся с размывом и стратиграфическим перерывом.

Другой тип формаций, вмещающих стратиформные месторождения цветных, редких и благородных металлов, — черносланцево-карбонатные образования, сложенные известняками, доломитами, мергелями, черными углистыми сланцами, алевролитами и туфогенными отложениями. Все породы толщи в различной степени обогащены углеродистым веществом, поэтому окраска пород изменяется от серой до черной. Во многих районах эти формации более или менее близко во времени и пространстве связаны с вулканогенно-осадочными толщами, и в составе их пород нередко присутствует вулканогенный материал. Они образуются преимущественно в мелководных условиях и встречаются как в плат-

форменных, так и в геосинклинальных областях. К ним приурочены месторождения Маунт-Айза, Брокен-Хилл в Австралии, Салливан в Канаде. Описываемая формация наиболее широко проявлена на древнейших этапах развития земной коры.

Значительная часть свинцово-цинковых месторождений связана с глинисто-кремнисто-карбонатными формациями, приуроченными к внутриконтинентальным прогибам, наложенным на структуры геосинклинального этапа. Осадочные породы представлены известняками, мергелями, сланцами, обогащенными органическим веществом. В них широко развиты кремнистые известняки, придающие формации особый кремнистый (джаспероидный) облик. Свинцово-цинковое оруденение образовалось в некотором удалении от центров активной вулканической деятельности и не всегда непосредственно связано с лавами и туфами, но является синхронным с вулканизмом. Рудные залежи в виде слоистых и пластовых тел непосредственно связаны с осадочными породами, в составе которых нередко присутствуют прослойки туфов, туффитов. Состав рудных залежей отличается слоистостью; в них важную роль играют минералы железа как в виде сульфидов, так и оксидов. В некоторых месторождениях, наряду с сульфидами свинца и цинка важное место принадлежит бариту (Жайрем, Раммельсберг, Мегген). С глинисто-кремнисто-карбонатными формациями связаны месторождения Атасуйского, Текелийского районов Казахстана, Вереш в СФРЮ и др.

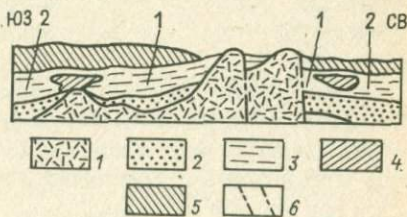
В последние годы появляются новые факты о том, что многочисленные свинцово-цинковые месторождения как СССР, так и за рубежом приурочены к рифогенным формациям, образующимся в широком возрастном интервале — от позднего протерозоя до миоцена. По данным А.Д. Щеглова и др. [35], древнейшие постройки синезеленых водорослей и бактерий — строматолитовые биогермы и биостромы — образовались на палеошельфах эпиконтинентальных бассейнов, занимавших окраины Сибирской платформы, а также дорифейские кристаллические массивы — Колымо-Омолонский, Охотский и др. В такой структурной обстановке к рифогенным постройкам рифея — венда приурочены известные стратиформные месторождения Сардана и Уруй Южной Якутии. Стратиформные месторождения Западного Прибайкалья, локализующиеся в карбонатных породах байкальской серии верхнего протерозоя, тесно связаны в пространстве с органогенными доломитовыми биогермами (месторождения Луговое, Хибеленское). В верхнепротерозойских известковых рифовых постройках Таласского хр. Северного Тянь-Шаня локализуются известные полиметаллические месторождения Курганской группы. Обширные районы развития рифогенных формаций, несущих стратиформное оруденение, связаны с карбонатными толщами нижнего и среднего палеозоя. Среди рифовых известняков и доломитов кембро-ордовика Иркутского амфитеатра, Тунгусской синеклизы известны проявления свинца, цинка. Наиболее крупные концентрации свинца

и цинка связаны с рифовыми постройками карбонатных толщ нижнего — среднего палеозоя Канады и США. Известное месторождение Пайн-Пойнт Канады локализовано в доломитовых рифах формаций Пресквилл и Пайн-Пойнт, образованных в среднедевонское время вдоль границы, отделяющей кратогенную область от области геосинклинального опускания Маккензи. Исключительно важное рудоконтролирующее значение имеют рифовые образования Юго-Восточной Миссури, где практически все промышленное оруденение приурочено к рифогенным карбонатным породам.

По П. Гердеману и Х. Майеру, рифовые толщи Юго-Восточной Миссури образовались вблизи берега позднекембрийского моря. Некоторые из них формировались над выступами в палеорельефе докембрийского фундамента (подрайон Индиан-Крик). Вдоль древней береговой линии в местах группирующихся докембрийских выступов палеорельефа рифы образуют барьеры в виде колец вокруг палеоподнятий (рис. 31). Барьерные рифы широко развиты в подрайонах Олд-Лид-Белт и Вибурнум-Лид-Белт. В последнем протяженность рифа 65 км, средняя ширина около 7 км и высота достигает 60 м. Между барьерными рифами и береговой линией располагается область так называемых зарифовых фаций. Здесь в лагунных условиях с повышенной соленостью вод накапливались доломиты, водорослевые слоистые пелиты, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты (продукты разрушения докембрийских выступов фундамента). В сторону открытого моря от барьерных рифов (прибрежные фации открытого моря) формировались тонкозернистые карбонатно-терригенные образования (рис. 32). Карбонатные породы в зоне, непосредственно прилегающей к рифу, представлены доломитами, которые в сторону открытого моря сменяются известняками. Главные рудовмещающие рифовые фации представлены в основном грубо- и среднекристаллическими водорослевыми доломитами. Оруденение в рудном районе Олд-Лид-Белт почти полностью локализовано в барьерном рифе, развитом на выступах докембрийского фундамента северного склона купола Сент-Франсуа. Водорослевые рифы формировались также на барах. Рифовый структурно-фациальный комплекс — главный концентратор руд. Вне зоны рифов минерализация имеет второстепенное практическое значение.

Рис. 31. Схематический геологический разрез через район Юго-Восточной Миссури (по Ф. Снайдеру и П. Гердеману):

1 — докембрийские образования, 2 — песчаники формации Ламотт, 3 — осадочные толщи формации Бони-Терр, 4 — барровые рифы, 5 — пастбонтерские осадочные формации, 6 — разрывные нарушения; зоны: 1 — обратного рифа, 2 — открытого бассейна



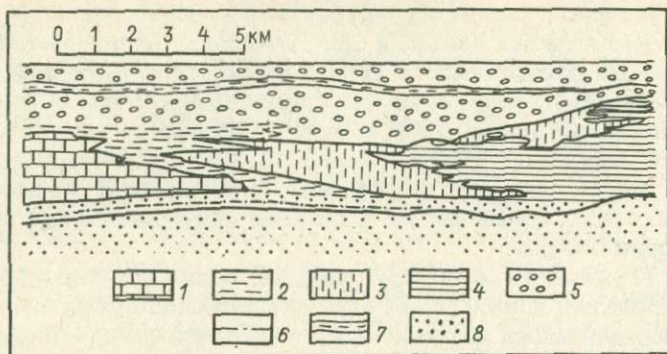


Рис. 32. Разрез через зону барьерного рифа (по П. Гердеману и Х. Майеру; соотношение вертикального и горизонтального м-ба 20:1):

1, 2 — фации открытого моря (1 — известняки, 2 — глинистые известняки), 3 — водорослевый риф, 4 — зарифовые фации (доломиты, водорослевые пелиты, глинистые сланцы, конгломераты с обломками гранитоидов фундамента), 5 — карбонатные породы верхней части формации Бонн-Терр, 6 — границы нижнего маркирующего слоя, 7 — верхний маркирующий слой, 8 — песчаники формации Ламонт

Приконтактные зоны водорослевых рифов с подстилающими кластическими карбонатами, содержащие множество прослоев черных глинистых сланцев, повсюду минерализованы более интенсивно, чем сами органогенные или кластические породы вдали от контакта. В водорослевых рифах рудная минерализация проявлена в зонах брекчирования и вдоль поверхностей напластования в основании рифов, а также в виде рассеянной вкрапленности.

В подрайоне Индиан-Крик минерализация приурочена к зоне береговых водорослевых рифов, образовавшихся над выступами докембрийского фундамента. Рудные залежи локализованы вдоль северо-западных берегов рифов и в прилегающих зонах, сложенных оолитовыми доломитами и развалинами рифов. Ширина зоны минерализации около 100 м, длина более 1 км, мощность около 45 м. Рифы слагают низы горизонта Бонн-Терр. Оруденение распространяется во внутрь рифов на десятки, редко более 100 м. Важными рудовмещающими структурами являются поверхности эрозийного несогласия внутри горизонта Бонн-Терр, к которым приурочены рудные залежи покровного типа. Наибольшая концентрация руд отмечается в тех местах, где поверхность несогласия образует куполообразные ловушки, перекрытые, как правило, глинистыми сланцами.

Конседиментационными рудоконтролирующими структурами являются также субмаринные оползни, проявившиеся на склонах баров, и образовавшиеся брекчиевидные тела вдоль них. Рудные зоны, приуроченные к оползневым брекчиям, достигают значительной длины — более 2 км при ширине всего лишь около 50 м.

Пример оруденения в рифогенных формациях — месторождение Флетчер в зоне Вибурнум-Лид-Белт, которое является устойчивым внутренним регионом центральной части США. Структура последнего довольно простая и представлена в основном горизонтально залегающими осадочными карбонатными породами, глинистыми сланцами и песчаниками, трансгрессивно залегающими на докембрийской эрозионной поверхности изверженных пород. Комплекс, слагающий гору Сент-Франсуа, представлен продуктами магматических процессов и являлся положительной формой рельефа во время осадконакопления в позднем кембрии. Месторождение Флетчер расположено на одном из небольших, удаленных от центрального комплекса холмов, геологические особенности которого приводятся по материалам Н. Паалберга и Л. Эванса. Поперечный разрез с востока на запад (рис. 33), проходящий через шахты, показывает положение порфирирового поднятия и перекрывающей формации Бонн-Терр, а также песчаника Ламотт, выклинивающегося около него. Эта положительная структура влияла на изменение условий отложения осадочных пород, что отразилось в наличии четких фациальных зон.

В продольном разрезе с севера на юг (см. рис. 33) показано развитие минерализации галенита на месторождении Флетчер на расстоянии 8 км. Галенит приурочен к пачке кристаллически зернистого известняка в пятой зоне, исключая участки, где пачка алевролита Салливан, образует

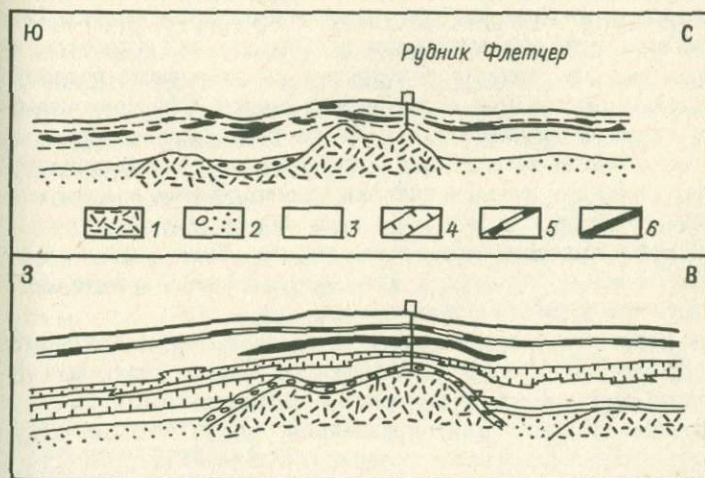


Рис. 33. Схематические разрезы через месторождение Флетчер (по П. Паалберг и Л. Эванс):

1 — докембрийские образования, 2 — конгломераты и песчаники формации Ламотт, 3 — карбонатные породы формации Бонн-Терр, 4 — рифы, 5 — алевролиты формации Салливан, 6 — свинцово-цинковое оруденение

кровлю рудной минерализации, брекчирована и раздроблена трещинами в результате оползания и обрушения, вызванных растворением. Галенитовая минерализация заходит в первую зону аргиллитов и зернистых известняков и локально в формацию Дэвис. Минерализация на месторождении Флетчер имеет резко выраженное простирание с севера на юг. Она протягивается непрерывно через всю площадь, но качество руды изменяется в значительной степени. Ширина минерализованной зоны на северном конце 304,8 м и мощность в среднем 6,1 м; отмечается некоторое количество минерализации с более высоким содержанием металла. Максимальной ширины рудное тело достигает в средней части по простиранию, где сводообразное порфиоровое поднятие подстилает формацию Бонн-Терр. Рудное тело залегает согласно с изменяющимся простиранием слоев по мере того, как они огибают поднятие. Восточный фланг рудного тела перекрывает осевую часть докембрийского поднятия, а западный залегает над участком выклинивания песчаника Ламотт. Оба фланга сходятся вдоль южной окраины порфиорового холма. Здесь зона минерализации увеличивает мощность настолько, что включает брекчированные нижние участки формации Дэвис. Южнее докембрийского холма зона минерализации сужается до 61 м, и качество руды значительно снижается.

Отношение свинец : цинк : медь приблизительно составляет 40 : 4 : 1. В распределении сфалерита и халькопирита не отмечается какой-либо различимой зональности по простиранию. Жильные минералы: кальцит, доломит, пирит и марказит. Они также не имеют зональности. Основным видом залегания руды на месторождении Флетчер — это полосчатая и слоистая вкрапленность галенита в пористых слоях, тонкие прослои вдоль плоскостей напластования и заполнение пустот. Сфалеритовая минерализация также встречается в виде полосчатой вкрапленности, обычно в пределах областей галенитовой минерализации. Мелкозернистая структура сфалерита и коричневый цвет затрудняют отличие его от доломитов. Халькопирит обычно встречается в виде тонких слоев в основании галенитовой минерализации, однако его можно обнаружить в рассеянном состоянии повсюду в пределах зоны минерализации в виде идиоморфных кристаллов в трещинах заполнения.

Хотя полосчатая вкрапленность наиболее обычна для галенита, руда на месторождении Флетчер встречается во многих различных формах. Поперечные секущие жилы отмечаются довольно часто. Многие из них простираются от полосчатой вкрапленной руды в мощные прослои галенита вдоль плоскостей напластования, где галенит встречается в трещинах с незначительным замещением доломита. Галенит также обнаружен в пористых слоях, которые отделены плотными, неминерализованными слоями. Плотные водорослевые коричнево-пятнистые слои содержат вторичный доломит и кальцит, как обычные жильные минералы. Галенит преимущественно скапливается над или под этими коричнево-пятнистыми слоями, где выполняет трещины.

Наиболее крупные стратиформные месторождения Ирландии (Тайнаг и Сильвермайнз) также локализуются в рифовых образованиях нижнего карбона. По данным Д. Рудела, Д. Хатчингса, К. Уилльямса, П. Мак Ардла, месторождение Тайнаг локализовано в верхнетурнейских и самых низах визейских известняков и глинистых сланцев к северу от широтного разлома Тайнаг, который отделяет месторождение от находящегося непосредственно к югу выступа древнего красного песчаника. Обобщенный разрез турне-визейских карбонатных отложений в районе месторождения Тайнаг, залегающих согласно на девонских красных песчаниках, состоит из пяти толщ, именуемых местными геологами участками. Толща (L_1) переходных известняков Калп, или верхний участок, относится к визейскому ярусу и состоит из глинистых известняков с обильными органическими остатками. Нижележащий комплекс "Волсорт Бэнк", или рифовые известняки (L_2), мощностью до 170 м является главным носителем сульфидного оруденения месторождения Тайнаг. Минерализация приурочена к рифу, который рассекается разломом Тайнаг (рис. 34). Микриты и биокластические известняки рифового ядра обычно отделяются от окружающих глинистых и углистых известняков, входящих в состав нижнего глинистого известняка Калпа, переходными конгломератами оползания. Ближе к ядру рифа конгломераты оползания содержат многочисленные глыбы известняков, заключенные в глинистом матриксе.

К северу от месторождения Тайнаг в разрезе рифового комплекса появляется железорудная формация мощностью 70 м, по данным Д. Хатчингса, состоящая из гематита. Местами она переслаивается карбонатными породами, несущими сульфидное оруденение. Нижние глинистые известняки (L_3) расположены под Волсортским рифовым комплексом и железорудной формацией Тайнаг. Нижний обломочный известняк (L_4) отделяет глинистые известняки от нижних известковых сланцев (L_5). Последние состоят из песчаникового пласта (3 м), который является местным реперным горизонтом, и Балливерджинского сланца (50 м), имею-

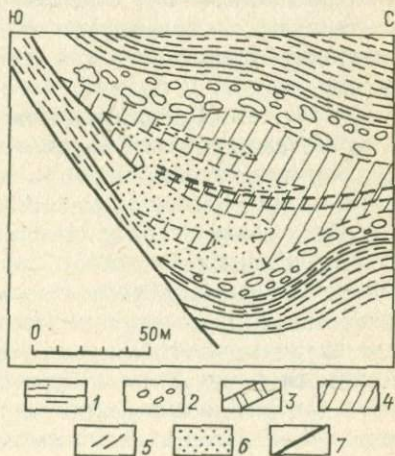


Рис. 34. Обобщенный профиль месторождения Тайнаг (по Д. Хатчингс):

- 1 — глинистые известняки, 2 — конгломераты оползневые, 3 — железорудная толща, 4 — карбонатные породы (микритные, рифовые, органогенные), 5 — глинистые сланцы, 6 — сульфидное оруденение, 7 — разломы

щего региональное распространение. Нижние известняковые сланцы согласно залегают на древних красных песчаниках девона. Наличие конгломератов оползания в разрезе карбонатных толщ турнейского яруса К. Уилльямс и П. Мак Ардл рассматривают как свидетельство того, что во время осадконакопления по разлому Тайнаг происходили тектонические движения. Присутствие конгломератов оползания близ ядра рифа и наличие текстур течения в прилегающих и подстилающих нижних глинистых известняках и в меньшей степени в перекрывающем сером известняке Калп позволяет также считать, что в процессе роста рифа происходили, по-видимому, локальные его сотрясения.

В висячем боку разлома Тайнаг, по данным К. Уилльямс и П. Мак Ардл, известно три главных рудных тела. Бризповерхностное скопление вторичных руд называется Зоной I, постепенно переходящее в нижележащее тело первичных руд — Зону II. Последнее состоит из более массивных и однородных руд и располагается в крутопадающей зоне, непосредственно примыкающей к разлому Тайнаг и параллельной ему. Зона интенсивной доломитизации отделяет это тело от рудного тела Зоны III, расположенного восточнее. Зона III представляет собой пологозалегающее тело меньшей мощности, согласное с вмещающими осадочными породами. Руды Зоны I отличаются разнообразием состава и неравномерностью распределения, характеризуются обычно резкими контактами с вмещающими породами, в то время как первичные рудные тела имеют постепенные границы; наибольшая концентрация рудных минералов наблюдается в зоне шириной около 130 м, локализованной вдоль разлома; эта концентрация становится менее значительной к северу на расстоянии до 1 км. Слоистые кремнистые железняки мощностью до 50 м, установленные к северу от разлома Тайнаг, залегают приблизительно на том же уровне, что и самая нижняя часть рифовых отложений, однако они слишком незначительны и не могут рассматриваться в качестве промышленного объекта. В девонских красноцветных песчаниках отмечается также небольшая рассеянная медная минерализация.

По данным Д. Ридела, первичные руды характеризуются обычно слоистой текстурой, структура их меняется от мелко- до среднезернистой. Нередко размеры зерен в отдельных случаях изменяются, а руда местами становится массивной. Слоистость в рудах выражена в ритмичном чередовании тонких (миллиметровых) слоев чистого сфалерита, галенита и пирита. Слоистость в рудах обычно параллельна слоистости в глинистых сланцах. Северное окончание Зоны II и вся Зона III сложены слоистыми рудами этого типа. Неравномерная минерализация аргиллитового матрикса конгломератов оползания в составе этих рудных тел встречается редко. Руды "выполнения полостей" в Зоне II известны на южном ее фланге близ разлома; рудные полосы обычно переходят в жилы и брекчиево-матриксные комплексы. В сторону разлома простран-

ственное положение более мощных рудных полос постепенно становится все более крутым вплоть до параллельного плоскости этого нарушения; одновременно наблюдается увеличение брекчирования и поперечных разрывов в рудах. Небольшие штоки переотложенного рудного материала ассоциируют с разломами, пересекающими первичные полосчатые руды, а единичные рудные зонки несогласно накладываются на слоистость, образуя неправильные ступенчатые формы. Непосредственно к разлому Тайнаг примыкает и четко фиксируется в участках отложения в открытых полостях зона барит-пирит-медносульфидной минерализации жильного типа, почти параллельная главному разрывному нарушению.

В Зонах II и III месторождения Тайнаг главные рудные минералы, по данным Р. Шульца, — галенит, сфалерит, пирит и марказит с подчиненными тетраэдритом, халькопиритом, арсенопиритом; жильные минералы представлены баритом и халькопиритом с небольшим количеством железистого доломита. Зона I содержит те же самые первичные минералы и их оксиды. Для рудных залежей Тайнаг весьма характерны фрамбоидальные и органогенные структуры пирита, сфалерита и галенита. Органогенные структуры образовались в результате диагенетического замещения водорослевых структур биогермов.

Месторождение Тайнаг, по данным Д. Дерри, Р. Шульца, Д. Ридела, имеет сингенетическое происхождение. Наличие отдельных минерализованных глыб в окружении прилегающего неминерализованного матрикса конгломератов оползания позволяет считать, что процесс минералообразования предшествовал явлениям оползания. Характерные признаки деформаций, проявляющихся как в неминерализованных породах, так и в рудах, наблюдаются в последних близ главного разлома Тайнаг. К. Уилльямс и П. Мак Арди считают, что определенная часть сульфидной минерализации образовалась после осадконакопления. Более позднее проявление минерализации по отношению к литификации осадков подтверждается наличием поздних барит-пиритовых жил, связанных с разломами небольших минеральных штоков и минерализованных брекчий близ главного разлома Тайнаг. Все эти примеры Д. Хатчингс объясняет мобилизацией ранее существовавшей минерализации.

Полиметаллические месторождения Западной прибрежной равнины Красного моря приурочены к коралловым известнякам среднего миоцена. Месторождения этого региона, локализованные в наиболее молодых рифовых образованиях, отчетливо стратифицированы и связаны с фациями береговых рифов, которые прослеживаются по простиранию на 250—300 км. В рифовых образованиях, кроме свинца и цинка, известны проявления медной, марганцевой и железорудной минерализации.

Из вышеприведенного обзора следует, что во многих рудных районах рифогенные постройки концентрировали огромные массы органического вещества и рудной минерализации. Нередко рифогенные постройки играли роль барьеров, регулировавших связь прибрежных мелководных

бассейнов с открытым морем. В прибрежно-морских осадках в связи с близостью областей размыва и сноса накапливались тяжелые металлы в более высоком содержании, чем в породах окружающих пространств. Наличие сульфатов и органического вещества приводило к зарождению процессов бактериальной редукции сульфатной серы и созданию сероводородной среды в прибрежно-морских мелководных бассейнах (лагунах). В то же время для рудных месторождений в рифовых образованиях ряда районов, значительно удаленных от областей сноса, допускается глубинный источник рудного вещества. Об этом свидетельствуют ограниченность терригенного материала рудоносных горизонтов, повышенная соленость, сероводородная зараженность локальных прибрежно-морских бассейнов рудоотложения, исключая значительный приток пресных вод, а также в общем пространственное тяготение процессов рифообразования к региональным зонам разломов. Известно, что зоны крупных разломов наиболее благоприятны для развития рифогенных построек на дне шельфовых морей. Формирование крупных органогенных сооружений типа барьерных рифов происходит на опускающихся тектонических блоках вдоль границы с блоками противоположного знака движений, которая фиксируется глубинными разломами, достигающими верхней мантии. Таким образом, стратиформное оруденение в рифовых формациях образуется в результате сложного сочетания экзогенных и эндогенных процессов.

Стратиформное оруденение имеет определенную связь с типами разрезов осадочных толщ. Анализ показал, что рудные залежи во многих случаях занимают вполне определенное положение в отношении областей сноса и бассейнов седиментации. При этом отчетливо устанавливается, что рудные залежи обычно тяготеют к краевым частям палеобассейнов, где происходило накопление разнообразных по литологическому и химическому составу осадков. Если обратиться к материалам достаточно хорошо изученных девон-каменноугольных отложений Срединного Тянь-Шаня, то этому можно найти подтверждение. В Нарынской подзоне с севера на юг отчетливо устанавливается наличие трех типов разрезов. На северном склоне хр. Молдотау нижнекаменноугольные отложения представлены обычно терригенными образованиями, неблагоприятными для накопления сингенетических накоплений свинца и цинка. На южном склоне хребта нижнекаменноугольный разрез сложен чередующимися горизонтами песчаников, алевролитов, глинистых известняков и доломитов (молдотооский тип). Если южнее, в пределах хребтов Аламышик, Акшийрак, нижнекаменноугольные образования представлены однообразными известняками, выделяемыми в качестве аламышикского типа. На южном склоне хр. Молдотау рудопроявления Кичине-Киндык, Дальнее, Донгуз и другие оказались связанными с доломитами нижнего турне, являющимися составной частью молдотооского гетерогенного типа нижнекаменноугольного разреза. Эта доломитовая пачка, прослежива-

емая далее на восток в бассейне р. Кокджерты, включает другие рудные пункты, среди которых наиболее крупные — месторождения Кокджерты и Тегерек. Спектральные анализы показывают, что эта пачка местами содержит высокие концентрации (относительно кларка) ртути. Стратиграфически ниже доломитовой пачки и в долине р. Кокджерты установлен второй горизонт (пачка) доломитов с повышенной концентрацией свинца и цинка. Но основной рудоносный горизонт представляет собой верхняя доломитовая пачка, являющаяся также флюоритоносной. В составе каракиинской свиты визейского яруса отмечаются рудоносные линзы рифовых известняков небольшой протяженности (Кокджерты, Куртка). Оруденение в них представлено флюоритом и галенитом неясного происхождения. Эта свита обладает, по данным единичных анализов, высокой фосфатностью. В целом молдотооский тип разреза к востоку от Ферганского хребта содержит разнообразный комплекс полезных ископаемых, перспективы которых еще далеко не выяснены.

Если обратиться к материалам Чаткальской горной системы, то оказывается, что почти все известные крупные скопления свинцово-цинковых руд связаны с молдотооским типом разреза (рудные объекты бассейна р. Коксу и др.). В хр. Каратау, как известно, доломиты молдотооского типа разрезов несут как сингенетические, так и эпигенетические рудные проявления свинца и цинка. Кроме того, в бассейне р. Сайрам (Угамский хребет) с карбонатными породами этого же типа разреза связан ряд пунктов ртутно-полиметаллической минерализации.

Аламышикский тип моногенных разрезов представлен однообразными мощными карбонатными и карбонатно-кремнистыми образованиями турнейского яруса. Тщательный анализ имеющихся материалов показывает, что в этом типе разрезов, развитом к востоку от Ферганского хребта, почти не встречаются какие-либо заслуживающие внимания пункты свинцово-цинковой и другой минерализации. Все это свидетельствует о том, что во время формирования отложений данного типа разрезов, по-видимому, не было благоприятных геологических условий для концентрации каких-либо рудных компонентов.

Из вышеприведенных материалов видно, что все известные проявления свинцово-цинкового оруденения приурочены к молдотооским гетерогенным разрезам, сложенным чередующимися известняками и доломитами. Те разрезы карбонатных нижнекаменноугольных пород, которые имеют однородный (моногенный) состав — известняки или доломиты, как правило, лишены свинцово-цинкового оруденения. Необходимо особо подчеркнуть, что гетерогенные разрезы (молдотооский тип) располагаются в краевой (северной) части Срединного Тянь-Шаня. Наблюдается отчетливое тяготение разрезов карбонатных пород с полиметаллическим оруденением к области сноса или древней долгоживущей суше Северного Тянь-Шаня. Следует отметить, что в моногенных разрезах турнейского яруса огромной зоны до сих пор не было обнаружено каких-ли-

бо заслуживающих внимания пунктов полиметаллической или другой осадочной минерализации; отложения образовались на значительном удалении от областей сноса, обычно в пределах центральной части мелководного бассейна. В связи с этим возникает вопрос о том, почему до сих пор не выявлены в составе карбонатных пород девона — карбона южной зоны Тянь-Шаня какие-либо более или менее значительные месторождения полиметаллов пластового типа. Причиной этому, очевидно, является удаленность палеобассейнов карбонатакопления южной зоны Тянь-Шаня от реального источника рудного вещества — области сноса. При этом, конечно, нельзя не учитывать возможность концентрации свинца и цинка за счет разрушения пород внутренних поднятий или островов и подводных вулканических и гидротермальных процессов.

Определенный практический и научный интерес представляет также выяснение распределения полиметаллического оруденения в составе средне- и верхнедевонских отложений Чаткальской подзоны по трем типам разрезов: северному (чаткальскому), центральному (сумсарскому) и южному (бозбутооскому). Детальный анализ фактического материала показывает, что терригенные отложения живетского и франского ярусов северного типа разрезов практически не содержат каких-либо крупных месторождений полезных ископаемых. В них наблюдаются мелкие проявления медистых песчаников. В центральном (сумсарском) типе установлены многочисленные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления, приуроченные к строго определенным стратифицированным горизонтам карбонатных пород живетского и франского ярусов. Главными из них — месторождение Сумсар и многочисленные рудопроявления в бассейне рек Кассан, Сумсар, Алабука и в горах Каратау и Туяташ. В отложениях центрального типа разрезов известны три продуктивных карбонатных горизонта, в основном доломитовых. Из них два нижних, промышленно интересных горизонта, приурочены к живетскому ярусу (см. рис. 16).

В расположении продуктивных горизонтов центрального типа разреза наблюдается строгая закономерность — ритмичность, выражающаяся в приуроченности их к определенным элементам (обычно вторым) ритмосвит. В распределении цветных металлов внутри рудоносных горизонтов наблюдается зональность: песчанистые известняки и доломиты, развитые в северной части площади (кашкасуйский, чемандинский, чонкульский разрезы), обогащены в основном медьсодержащими минералами (халькопирит, блеклые руды), а эти же породы (доломиты) в южной части площади развития продуктивных горизонтов, как правило, заражены свинцово-цинковыми минералами. Кроме того, в составе красноцветных песчаников живетского яруса часто встречаются гематитсодержащие слои. Выше этих слоев по разрезу наблюдаются сероцветные медистые карбонатно-песчаные и песчаные пласты небольшой мощности (20—30 см) и протяженности. Таким образом, основные рудоносные и потен-

циально рудоносные горизонты карбонатных пород Чаткальского хребта приурочены к отложениям центрального (сумсарского) гетерогенного типа разрезов. В породах бозбутооского типа разрезов фиксируется лишь один рудоносный горизонт доломитов в основании трансгрессивной толщи среднего и верхнего девона с рудопроявлениями пластового типа. Он прослеживается непрерывно более чем на 40 км. На рудопроявлении Кок-Янгахсай выявлен второй рудоносный горизонт, залегающий выше по разрезу на 45 м. Этот горизонт по простиранию быстро выклинивается и практического интереса не имеет.

Таким образом, полученные данные показывают, что отложения выделенных типов разрезов Чаткальского хребта отличаются друг от друга не только литологическими особенностями, но и рудонасыщенностью. Такая пространственная связь интенсивности и экстенсивности полиметаллического оруденения с определенными типами разрезов не является случайной. Поэтому есть основание полагать, что наблюдаемое в настоящее время стратиграфическое распределение полиметаллических месторождений по типам разрезов Чаткальской подзоны отражает закономерности их осадочного образования.

Таким образом, стратиформное свинцово-цинковое оруденение в терригенно-карбонатных формациях отчетливо тяготеет к гетерогенным типам разрезов, что является важным критерием при поисках месторождений этого типа. Сопоставление гетерогенных рудоносных литологических колонок Срединного Тянь-Шаня с разрезами рудных районов Центрального Казахстана, Сибири, Европы и США обнаруживает удивительное их сходство. В этих регионах рудоносные отложения состоят из чередующихся пластов песчаников, алевролитов, известняков, доломитов, а также гипсоангидритовых и соленосных толщ. Для разрезов, которые полностью сложены однородными карбонатными или другими осадками, как и в Срединном Тянь-Шане, характерно отсутствие рудных залежей. Подобное размещение свинцово-цинковых руд обусловлено, на наш взгляд, тем, что породы гетерогенного типа разрезов обычно образуются в краевых частях геосинклинальных бассейнов или в прогибах, где происходят интенсивные процессы выноса и отложения разнообразных продуктов разрушения близлежащих областей питания. В тех участках морских бассейнов, которые значительно удалены от областей сноса, обычно отлагаются однообразные, часто хемогенные осадки, представленные в виде моногенных разрезов. Отчетливая приуроченность медного оруденения к определенным типам разрезов красноцветных формаций также является фактом, требующим особого внимания при проведении исследований. Все известные медепроявления Тянь-Шаня приурочены к участкам перемежаемости серых, темно-серых и красных слоев песчаников, алевролитов и сланцев. Те участки красноцветных формаций, которые слагаются из однообразных монотонных красноцветных или сероцветных пород, обычно являются безрудными. Аналогичная

картина размещения оруденения наблюдается при анализе материалов по черносланцевым формациям. Все это свидетельствует о том, что формирование сульфидного оруденения происходило при резком колебании режима осадконакопления, непрерывном поступлении в бассейн седиментации новых порций терригенного и хемогенного материала. Подобная резкая и быстрая смена процесса осадконакопления, очевидно, реализовалась только в прибрежных, прибрежно-мелководных условиях на небольшом удалении от источников сноса рудного и обломочного материала.

Эти данные свидетельствуют о том, что рудоносные осадки, в каком бы районе они не были развиты, в профиле морского осадкообразования всегда занимают одно и то же место, а именно более или менее краевую часть седиментационных бассейнов. Это следует из фактов палеотектонической локализации стратиформных руд на склонах устойчивых областей поднятия и в прогибах, где обычно формируются рудоносные формации, а также из неодинаковой подвижности меди, свинца и цинка в зоне гипергенеза.

Одна из важнейших литологических закономерностей контроля стратиформного оруденения в карбонатных толщах — избирательная приуроченность его к доломитам, реже доломитовым известнякам (обычно обогащенным органическим веществом) и в меньшей степени к известнякам, часто органогенным и водорослевым. В Чаткальском хребте более 80 % всех известных свинцово-цинковых проявлений связано с доломитами нормально-осадочного, седиментационного и седиментационно-диагенетического типов. В рудоносных доломитах почти полностью отсутствуют терригенные примеси, содержание которых редко превышает 5—6 %; но довольно часто встречаются сингенетический барит и кремнезем; последний наблюдается в виде диагенетических конкреций, стяжений и линз халцедона, также встречается барит в виде конкреций, но в основном он находится в рассеянном состоянии. Доломиты и известняки, не содержащие органического углерода и обогащенные терригенным материалом, обычно безрудные.

В хр. Молдотау и Присонкульском районе, как отмечалось ранее, все известные пункты полиметаллической минерализации в отложениях турнейского яруса приурочены к двум протяженным (более 100 км) горизонтам доломитовых пород. Доломиты темные, темно-серые, микрослоистые, обогащенные органическим углеродом, для них характерны низкая пористость и относительно высокая плотность. Известняки и глинистые известняки сонкульской свиты, как правило, не содержат какого-либо свинцово-цинкового оруденения.

В хр. Каратау также наблюдается строго выдержанный литологический контроль в распределении свинцово-цинковой минерализации, которая, по данным Е.С. Зорина, И.И. Князева, Е.Е. Захарова, С.Е. Колотухиной, Г.Е. Шинкарева и других, за небольшим исключением приуроче-

на только к доломитам и известнякам. Ориентировочные подсчеты Е.Е. Захарова показывают, что более 50 % всех рудопоявлений и месторождений хр. Каратау заключено в доломитах, около 30 % — в известняках и около 20 % — в толщах переслаивающихся доломитов и известняков; в последнем случае оруденение тяготеет к доломитовым слоям. Мергели и известково-глинистые сланцы в Каратау, как и в хребтах Молдотау и Чаткал, не содержат свинцово-цинкового оруденения. Отрицательное влияние примеси глин на оруденение в карбонатных породах хр. Каратау является, по мнению И.И. Князева, одним из важнейших литологических признаков, указывающих на наличие рудной минерализации в разрезе рудовмещающих карбонатных толщ. И.И. Князев подчеркивает, что в тех случаях, когда свинцово-цинковые месторождения все же имеются в толщах переслаивающихся известняков и мергелей, оруденение неизменно оказывается приуроченным к пластам известняков или доломитов, тогда как мергелистые пласты не содержат рудной вкрапленности. Даже внутри второго ленточного рудного горизонта Миргалимсайского месторождения, состоящего из одиннадцати литологических пачек, оруденение тяготеет к оолитовым, псевдооолитовым и сгустковым доломитам, более или менее чистым от глинистых примесей. В районе месторождения Шалкия оруденение также связано с тонкослоистыми, нередко кремнистыми доломитами. Важнейший рудоконтролирующий горизонт представляет искристые черные кристаллические доломиты мощностью около 60 м в нижней части турнейского яруса, к которому и приурочено большинство рудных тел и рудопоявлений на обширной площади Ачисайской, Талдыбулакской, Биресекской групп в Центральном Каратау. Аналогичные искристые битуминозные доломиты девона — карбона вмещают большинство ртутных месторождений Южного Тяньшаня [4, 27, 30, 33].

Отчетливый литологический контроль оруденения устанавливается для Сарданинского района Южной Якутии, выраженный в приуроченности почти всех рудных тел промышленного типа к сахаровидным искристым доломитам верхнеюдомской подсвиты. Текстура доломитов, вмещающих месторождение Сардана, сохранившиеся в них реликты фитогенной структуры, а также форма доломитовых тел позволили А. Иогансону рассматривать их как образования водорослевых (строматолитовых) рифов. Более 90 % свинцово-цинковой минерализации месторождения Сарданы локализовано в органогенных постройках. Крупнейшее стратиформное месторождение Индии Завар размещается в двух стратиграфических горизонтах доломитов. В доломитах локализируются рудные залежи известного месторождения Нанисивик севера Канады. Ваньшаньская ртутная зона в КНР связана с доломитами кембрия.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение обширного района Верхнемиссисипской долины сконцентрировано практически только в доломитах среднего ордовика — в слоях Платфилл, Декора и Галина

мощностью 95–100 м. Более четко выраженный литологический контроль оруденения отмечается в районе Юго-Восточный Миссури, где рудные залежи концентрируются в доломитах Бонн-Терр. Последние являются практически основным рудоносным горизонтом почти всех рудных районов Юго-Восточной Миссури и наиболее крупных площадей в рудной провинции Мидконтинента. Рудные тела месторождения Пайн-Поинт залегают в рифовых доломитах формации Пресквилл, большинство стратиформных месторождений Известняковых Альп, в том числе известные месторождения Райбль, Салафоса, Блейберг, Межица, Горно и др., локализованы в основном в доломитах триаса. Гораздские, терабратулловые и каржовицкие слои ниже-среднетриасовых (мушелькальк) карбонатных формаций, вмещающие основные рудные залежи Силезко-Краковского района, также сложены седиментационными доломитами. Причем установлен любопытный факт, что в пределах известных месторождений указанные слои представлены в основном доломитами, а за пределами рудных полей и районов – безрудными известняками. По данным Т. Галькевича, 93,8 % свинцово-цинкового оруденения Силезко-Краковского района связано с доломитами и только 6,2 % – с известняками. Стратиформные месторождения района Туисит-Бу-Юекер – Уед-Мекта, протягивающиеся из Марокко в Алжир, контролируются доломитами аленско-байосского возраста мощностью 20–60 м и протяженностью 18 км. В некоторых крупных рудных районах стратиформное оруденение концентрируется в известняках. Месторождения Наван, Тайнаг и др. Ирландии генетически связаны с известняками. Рудоносные горизонты района Тристейт также сложены известняками миссисипия. Известняки слагают рудоносные горизонты месторождений Горевское, Джергаланского района и Прибайкальского полиметаллического пояса. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения Туниса (Сиди-Ембарек, Сиди-Дрис и др.) и Египта (Зуг Эль-Бахор, Умм-Гейг, Абу-Аиз) связаны с наиболее молодыми, в частности миоценовыми, известняками.

Морис Обаг, обобщивший наиболее современные данные по рудным месторождениям южных отрогов Центрального массива Франции, в зависимости оруденения от литологического состава вмещающих пород выделяет четыре группы месторождений в следующей среде: 1) в песчанниковой; 2) глинисто-доломитовой; 3) с доломитовым основанием и глинистой кровлей; 4) предэвапоритовой. В месторождениях первой группы преобладают свинец и серебро, второстепенные минералы – цинк, железо и барит. Сульфиды ассоциируют с кремнистым и карбонатным цементом; отмечаются трубчатые рудные тела в виде рукавообразных вытянутых структур (месторождения Лержантьер, Сен-Себастьян, район Эгрфэй). Во второй группе преобладают цинк и железо, второстепенные – свинец и барит. Широко представлены черные глины эвксинового типа, обогащенные органическим веществом и пиритом (месторождения Малин, Круа-де-Пальер). Месторождения третьей группы в

некоторых случаях имеют общие черты со второй. Различие заключается в том, что минерализация и вмещающие их осадочные отложения заполняют карстовые полости, образовавшиеся в результате растворяющей деятельности воды в подстилающих доломитах, происходившей незадолго до образования минерализации. При этом вмещающие осадочные породы имеют тонкопластинчатое или брекчированное строение и нередко деформированы или смяты в результате оползневых дислокаций; минерализация либо пластового типа, либо так называемого кокардового. Общие закономерности размещения этих карстов, всегда лежащих на небольшой глубине и слабо наклоненных под верхней поверхностью, позволяют отнести их к категории поверхностных карстов. Характерный пример месторождений третьей группы — Трев. Месторождения четвертой группы представлены массивными пластами барита. Среди них различаются два типа месторождений: 1) бариты, расположенные на переходе от карбонатов к черным сульфатизированным глинам или наоборот, в местах перехода от черных глин к карбонатам (Нотр-Дам-де-Лаваль, Ле Ма Дье) и 2) бариты, лежащие внутри напластований доломитов (месторождение Пикпуль). И в этом и в другом условиях образования близки к эвапоритам, о чем свидетельствуют следы раннего окремнения и сульфатизация пород. Наконец, в рассматриваемом регионе имеются группы рудных тел, залегающих в карстовых полостях, являющихся результатом предтриасовых геологических процессов. Они отличаются от жильных рудных месторождений Центрального массива и тесно связаны с триасовым осадочным комплексом, где распространены вышеописанные группы месторождений.

Преимущественную приуроченность оруденения к доломитам по сравнению с известняками сторонники гидротермального генезиса связывают со значительно большей пористостью первых, что не соответствует действительности. В Миргалимсае в составе рудовмещающего "второго ленточного" горизонта наиболее богатое оруденение приурочено к тонкослоистым ленточным баритовым доломитам или к баритам, а разделяющие их пачки грубослоистых доломитов содержат лишь убогую минерализацию. Приуроченность свинцово-цинковых месторождений к карбонатным породам объясняется, как показали экспериментальные исследования Е.В. Рожковой, О.В. Щербак и В.М. Саакян, их повышенной сорбционной способностью по отношению к свинцу и цинку. Особенно большой сорбционной емкостью обладает доломит. Переход сорбционных ионов в сульфиды свинца и цинка, по мнению указанных исследователей, происходит в стадию диагенеза под влиянием сульфатредуцирующего бактериального процесса. Кроме того, надо учитывать явления изоморфизма, а также рН осаждения доломитовой молекулы и тяжелых металлов из морской воды (см. гл. XII).

По данным В.М. Попова [19], рудовмещающие доломиты на всех стратиформных месторождениях формировались в обстановке восстано-

вительных геохимических фаций и обычно обогащены органическим веществом. На базе этой органики бурно развивалась бактериальная деятельность, способствовавшая в еще большей степени образованию резко восстановительной среды с сероводородным заражением, что и способствовало переводу сорбированных карбонатными илами свинца и цинка, а также железа в сульфидную форму. Образование сульфидов свинца, цинка и железа обуславливало увеличение сорбционной емкости карбонатных илов и в них шло дальнейшее сорбционное накопление новых порций металлов из иловых растворов.

Таким образом, вышеприведенные данные показывают, что литологический контроль оруденения, сочетающийся со стратиграфическим, выдерживается на громадных расстояниях, измеряемых десятками и сотнями километров, что характерно для нижнетурнейского свинцово-цинкового горизонта искристых доломитов Срединного Тянь-Шаня, позднедевонских ртутносных доломитов Южного Тянь-Шаня, доломитового рудного горизонта Бонн-Терр Юго-Восточной Миссури, киноварьсодержащих доломитов Ваньшаньской ртутной зоны в КНР, триасовых рудно-доломитовых горизонтов Известняковых Альп, Силезско-Краковского района и других регионов мира. При этом литологический контроль оруденения относится не только к рудовмещающим доломитам, но и к характерным типоморфным элементам в их составе (барий, стронций, фтору), обычно присутствующим в доломитах в качестве сингенетических накоплений в виде барита, баритоцелестина, флюорита. Предпочтительная приуроченность стратиформного оруденения к доломитам и известковым доломитам во всех рассмотренных случаях не является случайной, она обусловлена определенными палеофациальными условиями и всей палеогеографической обстановкой осадконакопления продуктивных карбонатных толщ.

ГЛАВА V

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ РУДОНОСНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

За последние годы резко возрос интерес к изучению особенностей распределения пороодо- и рудообразующих элементов осадочных формаций. Одновременно все большее внимание уделяется и микроэлементам, которые обычно улавливаются специальными физико-химическими методами исследования. В результате исследований накопился богатый фактический материал по распределению тех или иных химических элементов как в древних, так и в молодых отложениях и современных осадках. Анализ имеющихся литературных данных показывает, что для

отдельных осадочных толщ, образующихся в строго определенных эпохах, характерна первичная сингенетическая обогащенность теми или иными элементами, т. е. наблюдается совершенно отчетливая геохимическая специализация определенных осадочных формаций.

Для некоторых осадочных формаций типична обогащенность тем или иным элементом или их группами; поэтому можно различать комплексную и частную геохимическую специализации. Под комплексной геохимической специализацией понимаются процессы повышенного сингенетического накопления нескольких родственных элементов в осадочных толщах. Так, пермские медистые сланцы Западной Европы специализированы на медь, свинец, цинк, серебро, золото, уран и др. Для углесто-кремнистых черных сланцев нижнего палеозоя и верхнего протерозоя Тянь-Шаня также свойственна комплексная редкометалльная геохимическая специализация — ванадий, молибден, вольфрам и др. Широко распространены формации, специализированные на отдельные единичные элементы. Оligоценовые отложения юга европейской части СССР специализированы на марганец. Для девон-карбонных карбонатных формаций Южного Тянь-Шаня характерна специализация на ртуть. Установлено, что формации или горизонты с повышенной сингенетической концентрацией цветных металлов часто прослеживаются на большие расстояния, исчисляемые десятками и сотнями километров, независимо от проявлений магматизма, разрывных нарушений, что типично для девон-карбонных карбонатных толщ Срединного Тянь-Шаня, пермских сланцев Западной Европы, майкопских (хадумских) сланцев Северного Кавказа, триасовых доломитов Верхней Силезии, докембрийских черных сланцев Финляндии, Швеции, Норвегии и др. Подобные явления геохимической специализации осадочных формаций могут служить дополнительным поисковым критерием стратиформной рудоносности.

При анализе геохимических особенностей распределения элементов, в частности свинца, цинка и других, как по горизонтали и в плане, так и по литологическим типам пород Тянь-Шаня следует отметить следующее. Во-первых, наиболее интересным моментом является то, что в мощном разрезе девонских и нижнекаменноугольных отложений отчетливо прослеживаются горизонты и пачки карбонатных пород, сильно обогащенные (относительно кларка) свинцом, цинком и реже ртутью. Эти пачки и горизонты с содержанием свинца, цинка (выше кларка), образующие своеобразные стратифицированные рудные залежи, резко отличаются от окружающих (подстилающих и покрывающих) пород и формаций с более низким (ниже кларка) и рассеянным содержанием этих элементов.

Проведенные исследования показывают, что на фоне общего дефицита свинца и цинка в среднепалеозойской толще Срединного Тянь-Шаня выделяются шесть геохимических эпох с аномальным содержанием свинца и цинка. Наиболее ранняя продуктивная эпоха накопления свинца и цинка соответствует раннеживетскому времени. Содержание свинца в доломи-

тах этого времени изменяется от 0,02 до 0,5 %. В подстилающих и перекрывающих песчаниках, гравелитах и конгломератах концентрация свинца крайне мала (0,001 % и ниже). Второй эпохой накопления свинца является позднеживетский подвек. Как нижнеживетские, так и верхнеживетские продуктивные горизонты распространены в юго-восточной части Кураминской подзоны. В других районах они не установлены. Третья эпоха накопления свинца — франский век. Отличительный признак этой эпохи — незначительные масштабы накопления рассеянного свинца в доломитах. Небольшие по масштабу выходы металлоносных доломитов франского возраста отмечаются в горах Каратау (Кассанский) и Калкан-Ата (Приташкентский район). В других районах Срединного Тянь-Шаня не установлены площади с повышенной концентрацией свинца. Это объясняется тем, что в Каратауской и Нарынской подзонах франские отложения представлены терригенными породами. В четвертой продуктивной эпохе фаменского возраста накопление свинца, в несколько раз превышающее его кларк, происходило в районе развития кызылатинской фации Центрального Каратау. На остальной части огромной территории Срединного Тянь-Шаня концентрация свинца в фаменских отложениях обычно низкая (0,001 % и менее). Это обусловлено литолого-фациальным составом осадков — широким распространением терригенно-карбонатных образований.

Как уже отмечалось, терригенный материал отрицательно влияет на процессы накопления свинца в карбонатных породах. В разрезе фаменских отложений кызылатинской фации отмечаются горизонты преимущественно доломитовых пород с повышенной (0,01–0,1 %) концентрацией свинца (джигалатинская пачка, восьмой горизонт жанкурганской свиты и др.). Пятая эпоха накопления свинца и сопутствующих ему элементов имеет раннетурнейский возраст. Особенность продуктивных доломитов данной эпохи — широкое их развитие как в Каратауской, так и в Нарынской подзоне. Повышенные концентрации свинца приурочены к доломитовой пачке, залегающей примерно в средней части разреза нижнетурнейских отложений. Продукты шестой (намюрской) эпохи накопления свинца имеют ограниченное распространение и установлены только в Нарынской подзоне в виде маломощных иластовых залежей галенита в доломитовых известняках бассейна р. Чеманды.

Вторым важным моментом в геохимии осадочных образований является то, что во всех шести продуктивных эпохах, проявленных в Срединном Тянь-Шане, повышенные концентрации свинца и цинка связаны с карбонатными породами с незначительной примесью (до 5 %) терригенного (глинистого, песчано-алевритового) материала. Те типы карбонатных пород, которые в той или иной степени обогащены терригенными материалами, и собственно терригенные породы (песчаники, алевролиты и аргиллиты), как правило, содержат свинец в низких значениях. В связи с этим возникает вопрос: характерна ли зависимость распределения

свинца и сопутствующих ему элементов от примеси глинистого материала только для девонских и нижнекаменноугольных отложений Срединного Тянь-Шаня или она имеет более широкое распространение в природе?

Из литературных источников следует, что данный вопрос специально не рассматривался, но некоторые небезыңтересные наблюдения приводит Е.Л. Абрамович. По ее данным, свинцово-цинковая минерализация франского яруса гор Калкан-Ата (Приташкентский район), как правило, связана с доломитами с незначительной примесью (до 5%) терригенного материала. В карбонатных породах, образующихся в волноприбойной зоне и обогащенных терригенной примесью, свинцово-цинковая минерализация, как правило, отсутствует.

Согласно А.В. Орловой, на месторождении Аркалык (Центральный Казахстан) рудосодержащими являются исключительно седиментационные доломиты с незначительным количеством (менее 15%) карбоната кальция и терригенного материала. Глинистые и известковистые образования не рудоносны. Подобная зависимость установлена на месторождениях Узунжал и Кайракты. В свинцово-цинковых месторождениях Джергаланского района Северной Киргизии оруденение связано с карбонатными породами, где наблюдается весьма незначительное количество терригенных примесей.

Сингенетическое полиметаллическое оруденение триаса Силезско-Краковского района залегает в доломитах, лишенных каких-либо глинистых примесей. Пласт глины, на котором лежит нижний рудоносный горизонт Бытомской мульды, как правило, не содержит свинцового оруденения [9]. Предпочтительная связь свинцово-цинковой минерализации с седиментационными доломитами, не содержащими терригенного материала, довольно отчетливо устанавливается и на примере рудного района Туиссит-Бу-Бекер, где в основании горизонта доломитов (30 м) залегают известняковые конгломераты небольшой мощности (2 м). Доломиты перекрываются мощной серией мергелей батского яруса. Оруденение приурочено только к доломитовому горизонту; в подстилающих конгломератах и перекрывающих мергелях оруденение не обнаружено. Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что содержание свинца, цинка и других рудогенных элементов в карбонатных породах зависит от количества примесей терригенного материала, что в конечном итоге связано с условиями образования этих пород.

Основная масса пластовых залежей свинца и цинка, связанных с карбонатными девонскими формациями и нижнекаменноугольными Тянь-Шаня, как правило, приурочена к тем слоям пород, которые характеризуются повышенной концентрацией свинца и сопутствующих ему элементов. В разрезе верхнетурнейских отложений Нарынской и Каратауской подзоны и турнейских отложений Чаткальской подзоны свинец находится в весьма низких концентрациях. Следует подчеркнуть, что в

этих интервалах до сих пор не обнаружены какие-либо заслуживающие внимания свинцовые месторождения. В аналогичных условиях находятся и фаменские отложения Нарынской и Чаткальской подзон и осадки турланской фации Каратауской подзоны. Можно сделать вывод, что стратиформные и секущие залежи полиметаллов образуются в разрезе той или иной карбонатной толщи в том случае, если вмещающие их породы содержат повышенные концентрации свинца, цинка и других элементов. Таким образом, на примере Срединного Тянь-Шаня отчетливо устанавливается интересный факт зависимости стратиформных залежей полиметаллов от повышенного металлогенического фона свинца и сопутствующих элементов во вмещающих породах. Следовательно, в горизонтах и свитах фаменского и турнейского ярусов, характеризующихся низкими (кларковыми) значениями свинца, не ожидается присутствие каких-либо заслуживающих внимания рудных залежей полиметаллов.

Установленная связь между повышенным содержанием свинца и рудными залежами в карбонатных породах Срединного Тянь-Шаня неизбежно вызывает вопрос: является ли это закономерностью частного, специфического характера для месторождений описываемого региона или свойственно также и другим месторождениям, залегающим в иных районах. В настоящее время практически нет работ, специально рассматривающих вопрос о соотношении между рассеянными содержаниями свинца и цинка в карбонатных породах и их рудными накоплениями, но все же некоторые интересные наблюдения имеются. Подтверждения регионального характера этой закономерности можно найти в работах К.М. Муканова, который в фаменских отложениях Атасуйского района Успенского рудного пояса Центрального Казахстана установил постепенное возрастание содержания свинца и особенно цинка от низов до средней части верхнего фамена (от 0,005 до 0,5 %). В некоторых месторождениях Атасуйского района геохимический фон рудовмещающих толщ оказался достаточно высоким. Содержание свинца в углисто-кремнисто-карбонатных породах и углистых известняках Атабай-Дугуланского месторождения достигает 1 %. На месторождении Алабуга геохимический фон известняков фамена 0,01 %. В целом углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные осадки фамена, по данным К.М. Муканова, Т.Г. Каймирасовой, обогащены свинцом, цинком, барием, марганцем, железом и др. на всем протяжении Успенского рудного пояса протяженностью около 400 км. Причем содержание свинца и цинка в разрезе фаменских отложений довольно широко коррелируется с содержанием марганца и железа. Начиная со второй половины верхнего фамена наблюдается уменьшение концентрации свинца. Содержание этих элементов в отложениях турне в отличие от фаменских не превышает кларковых, а местами даже меньше. С фаменскими отложениями, которые характеризуются повышенной концентрацией свинца и цинка, связано стратиформное оруденение Атасуйского района. Источником свинца, цинка, железа и марганца

и других металлов, встречающихся в разрезе фаменских отложений, служат продукты подводных гидротермальных процессов, но тем не менее процесс накопления этих металлов в данных осадках подчинялся законам седиментогенеза. По данным А.А. Тьчинского и Ю.А. Синчука, среднее содержание свинца и цинка в карбонатных породах голоустенской свиты верхнего протерозоя, служащих основными рудовмещающими породами, превышает кларковые в 10—20 раз.

М.М. Константиновым [9] специально изучены доломиты, вмещающие полиметаллическое оруденение Верхней Силезии. В доломитах видимые сульфидные минералы не обнаружены, но в 165 анализах установлено содержание свинца 0,2—0,3 %, цинка 1,6 %. Это дало основание М.М. Константинову полагать, что свинец и цинк в доломитах находятся либо в адсорбированной форме, либо в форме карбонатных двойных соединений. Аналогичные данные о содержании свинца и цинка в доломитах Верхней Силезии приводятся Я. Звиницким. По его данным, в неизменных доломитах, в которых размещается полиметаллическое оруденение, содержание свинца достигает 0,5 %, а цинка 0,25 %. По данным Л. Павловска, Г. Ведова и Т. Галькевич, региональный геохимический фон цинка в карбонатных породах Силезско-Краковского района изменяется от 0,01 до 0,2 %, в среднем 0,05 %, для свинца от 0,001 до 0,01 %, в среднем 0,01 %. Из приведенных данных видно, что карбонатные породы рассматриваемого района отличаются повышенным содержанием цинка и свинца. В работах Т. Динса, Г. Шнейдерхена, Н.М. Страхова, М.Е. Бердичевской и др. отмечается, что медистые сланцы Западной Европы постоянно содержат свинец, цинк, медь и серебро на обширных площадях в количествах, в сотни раз превышающих их среднее содержание в земной коре. К этим медистым сланцам, характеризующимся повышенной концентрацией свинца, цинка, меди и серебра, приурочены многочисленные промышленные месторождения (Мансфельд, Зангерхаузен и др.).

Таким образом, зависимость видимого оруденения от повышенного геохимического фона тех или иных горизонтов наблюдается во многих рудных районах Азии, Европы, Америки. В связи с этим необходимо отметить следующее. Общая мощность среднепалеозойской осадочной толщи Срединного Тянь-Шаня изменяется в пределах от 2 до 5 км и более, а мощность горизонтов с повышенным содержанием свинца и цинка — от 10 до 200 м. Из этого следует, что для преобладающей части разреза осадочных формаций в целом характерна более низкая концентрация свинца и цинка. В данном случае рудоносные горизонты и месторождения, по В.И. Попову, представляют собой точки или же линии (зоны) внутри мощной осадочной формации, в которых произошли концентрации химических элементов за счет мобилизации их из окружающей среды. В результате этого покрывающие и подстилающие рудные залежи толщи обычно характеризуются дефицитом свинца и цинка. Это свиде-

тельствует о возможности использования идеи В.И. Попова для прогнозирования полезных ископаемых на базе соотношения кларковых и антикларковых содержаний тех или иных элементов.

Третий интересный момент в геохимии осадочных образований Среднего Тянь-Шаня — зависимость кларковых и рудных концентраций свинца (и цинка) от литологических разновидностей пород. По данным А.П. Виноградова, кларковая концентрация свинца возрастает от карбонатных пород к песчаникам и далее к глинам (сланцам). В распределении рудных (антикларковых, по терминологии В.И. Попова) концентраций свинца в осадочных формациях как Среднего Тянь-Шаня, так и других регионов наблюдаются иные закономерности. Все известные — как повышенные (относительно кларка), так и рудные концентрации свинца (и цинка) локализуются в основном в карбонатных породах, а не в глинистых отложениях с наиболее высоким кларком свинца. Свинец встречается иногда и в составе глинистых или глинисто-песчаных толщ (например, Предкарпатский прогиб, Атремовская котловина и другие), но в этих породах исключительно редко наблюдаются промышленные скопления свинца. Даже в том случае, свинцовые залежи все же встречаются в разрезе глинистой толщи, оруденение тяготеет к глинисто-карбонатным или глинистым слоям, имеющим карбонатный цемент.

Причины противоречивого соотношения между распределением кларковых и рудных концентраций объяснить трудно, ибо пока не имеется достаточно данных по содержанию свинца в тех или иных породах. Во многих случаях при определении средних концентраций свинца в осадочных породах рудоносные и потенциально-рудоносные формации в счет не брались, вследствие чего кларковые или антикларковые содержания его в карбонатных породах часто принимались за эндогенные ореолы рассеяния. Кроме того, до недавнего времени любые видимые или промышленные (антикларковые) содержания свинца (за небольшим исключением) обычно рассматривались как проявление глубинных гидротермальных процессов. Но тем не менее фактический материал, накопленный в последние годы, дает основание полагать, что противоречивое соотношение между распределением кларковых и рудных концентраций обусловлено, помимо вышеотмеченных причин, различной формой переноса свинца в природных условиях. Еще недавно считалось, что свинец может в главной массе переноситься во взвешенном состоянии и отлагаться в зонах накопления терригенных, в том числе глинистых отложений.

Работами М.М. Константинова, Н.М. Страхова, В.М. Попова и др. в настоящее время установлено, что в природе происходили интенсивные процессы (иногда в больших масштабах, охватывающие целые пояса) миграции свинца и цинка в виде растворов, дающих повышенные (относительно кларка) и рудные концентрации в карбонатных и терригенно-карбонатных осадках, образующихся в определенных фашиально-пале-

огеографических условиях и залегающих в краевых (внутренних) прогибах и миогеосинклинальных зонах, непосредственно связанных с областями сноса обломочного и рудного вещества.

По данным В.К. Денисенко, обобщившего огромный фактический материал, среди карбонатных, терригенных и вулканогенных групп формаций, обычно характеризующихся низкими кларковыми концентрациями редких металлов, как правило, находятся определенные литолого-стратиграфические уровни, специализированные на один или несколько редких металлов с аномально высокими, часто эмбрионально-рудными их концентрациями. Известно, что среднее значение молибдена в карбонатных формациях низкое — 0,4—0,6 г/т. Однако в ряде случаев устанавливается отчетливое повышенное накопление этого элемента в карбонатных толщах, достигающее значений эмбрионально-рудных концентраций. Содержание молибдена до 0,22 % установлено в нерастворимом остатке кремнистых доломитов формации Эминенс и в кровле подстилающей ее формации Потоси, слагающих верхнюю часть разрезов кембрийского эпиплатформенного прогиба в южной части штата Миссури в США. Молибденовый горизонт, прослеженный по простирацию на 35—45 км, развит в центральной части прогиба и входит в состав толщи эпиконтинентальных мелководных морских отложений общей мощностью 600—700 м. Молибден ассоциирует в них со свинцом (0,05—0,5 %), медью (до 0,1 %), мышьяком (до 0,7 %), цинком (до 0,15 %) и серебром. По данным Д.Н. Алексеева, в Забайкалье устанавливаются три разновозрастных комплекса формаций: вулканогенно-кварцит-черносланцевый (специализация на олово и вольфрам), флишоидный терригенно-карбонатный (специализация на медь, молибден, вольфрам, свинец, цинк, барий), вулканогенно-кремнистый (молибден, олово, вольфрам). В.К. Денисенко и др. приводят данные о повышенной концентрации вольфрама и молибдена в известняках и доломитах раннего палеозоя на Северном Кавказе, среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня и в других регионах. В целом для накопления в карбонатных отложениях вольфрама и молибдена типичны два возрастных интервала: кембрий и сулур — девон. В.К. Денисенко на основании анализа обширного материала по геохимии редких металлов в осадочных формациях пришел к выводу о том, что основу для возникновения стратиформных редкометалльных месторождений создают повышенные сингенетичные концентрации редких элементов в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. Геохимически специализированными обычно оказываются горизонты пород мощностью от 0,5 до 80 м. В то же время площади распространения таких обогащенных редкими металлами пачек пород измеряются сотнями и тысячами квадратных километров. Промышленные месторождения обычно возникают на фоне и за счет повышенных сингенетичных концентраций редких металлов под влиянием различных мобилизирующих процессов.

ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Палеоклиматические факторы, как уже отмечалось, играют важную роль в формировании стратиформного оруденения цветных и редких металлов, локализованных в терригенно-карбонатных формациях. Это убедительно показал Н.М. Страхов [31], который проанализировал закономерности пространственного размещения крупнейших месторождений свинца, цинка и меди на климатических картах Мира, где они практически не выходят за пределы зон аридного литогенеза. Палеогеография эпох меденакопления, породивших месторождения медистых песчаников и сланцев, отчетливо показывает, что концентрации меди, а также сопутствующих свинца, цинка и других металлов происходили в лагунно-дельтовых и прибрежно-морских фациях аридных климатических обстановок седиментации. Парагенетическая связь полиметаллических месторождений стратиформного типа Средней Азии и Центрального Казахстана с осолоненными терригенно-карбонатными отложениями отмечается в работах ряда исследователей [4, 19]. Концентрирующая роль восстановительных субсолёных фаций аридного и субаридного осадкообразования устанавливается также для ртути на примере стратифицированных ртутных месторождений в известняково-доломитовых толщах девона — нижнего карбона Южного Тянь-Шаня. В то же время ртуть и сурьма, по данным И.Д. Турдукеева, накапливаются в высокодисперсных и высокосорбционных осадках гумидного литогенеза. Стратиформные залежи полиметаллов с сопутствующими баритом и флюоритом в палеозойских осадочных формациях Киргизии приурочены к разновозрастной нижней терригенно-карбонатной молассе, часто ограниченной снизу порфир-туфовой, а сверху гипсово-соленосной (эвапоритовой) формациями. Стратиформные месторождения ртути и сурьмы локализованы в миогеосинклинальных терригенно-карбонатных отложениях среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня, рудоносными являются следующие конкретные геотформации (снизу вверх): 1) гумидная аспидная ($S - D_1$), где горизонты углеродистых колчеданосных сланцев отличаются повышенным кларком ртути, сурьмы, мышьяка и других элементов; 2) семиаридная известняково-доломитовая ($D_2gv - C_1t$) алайского типа разреза, с которой связаны многочисленные ртутные проявления киноварно-карбонатной формации в горизонтах высокобитуминозных "искристых" и "зебровидных" доломитов; 3) гумидная бокситоносная кремнисто-известняковая (C_{1-2}) также алайской карбонатной серии, в кровле которой сосредоточены рудоносные джаспероиды — карбонатно-кремнистые пластообразные тела с промышленной кон-

центрацией сурьмы, ртути, мышьяка и флюорита. В.И. Бергер среди ведущих критериев регионального прогнозирования месторождений киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации выделяет формационные критерии, отражающие палеогеографические-палеоклиматические условия сурьмяно-ртутного рудообразования (рудоносные карбонатные и кремнисто-карбонатные формации со специфическими рудоконтролирующими фациями полузамкнутых мелководных бассейнов с повышенной битуминозностью, углеродистостью, соленосностью, сероносностью и др.).

Большое значение для седиментационной концентрации металлов (включая выветривания материнских пород с содержащейся в них сульфидной минерализацией и последующее переотложение рудного вещества в других обстановках) имеет сочетание гумидных климатических условий в областях питания и аридных — в зонах осадко- и металлонакопления, т. е. вертикальная климатическая зональность, по Н.М. Страхову. Воды аридных зон содержат аномальные количества растворенных кальция, магния, реже натрия и характеризуются высокими рН при небольших содержаниях кислой растворенной органики. В отличие от аридной среды в водах гумидных областей много органического вещества, мало карбонатов, пониженный рН; поэтому сульфаты металлов в этой обстановке не осаждаются в виде карбонатов, как в аридной обстановке, а преимущественно рассеиваются. Исключения составляют высокосорбционные и высокодисперсные системы (углеродистые, оксидножелезомарганцовистые, глиноземистые осадки), где цветные и редкие металлы могут накапливаться.

Климатические факторы контролируют стратиформные рудообразования не только на седиментационно-диагенетическом, но и эпигенетическом его этапе. В частности, важной причиной формирования состава рассольных элизонных и битумно-нефтяных вод, принимавших участие в эпигенетических преобразованиях первичных рудных залежей, является слабая химическая дифференциация пород аридных формаций, с которыми парагенетически ассоциируют многие месторождения цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных, часто осолоненных толщах. Литологические исследования Н.М. Страхова, В.Д. Шутова и других показывают, что для карбонатно-терригенных комплексов аридных зон характерны граувакки, существенно обогащенные медью, свинцом, цинком, ванадием и другими цветными и редкими металлами. Аридные осадки — мощные коллекторы металлов и при катагенном (эпигенетическом) взаимодействии с рассолами способны обогащать их элементами-примесями, придавая им местную металлогеническую специфику. К галогенным известняково-доломитовым формациям, по данным В.Н. Холодова, тяготеют также скопления залежей сероводорода (сероводородсодержащих газов), возникающих в результате abiогенного восстановления сульфатов углеводородами в зоне катагенеза соленос-

но-гипсоносных толщ. В ритмически переслаивающихся толщах терригенно-карбонатно-галогенных отложений сероводород не накапливается в песчано-алевролитовых составляющих, но часто заполняет терригенные пространства известково-магнезиальных пород. Это объясняется сравнительно большой площадью порового пространства в терригенных составляющих карбонатных пород, кроме того, содержащих много реакционноспособного гидроксидного железа, которое быстро расходуется при взаимодействии с сероводородом на реакции сульфидообразования. По заключению В.Н. Холодова, все важнейшие катагенетические преобразования определяются прежде всего закономерностями локализации галогенных формаций и генетически самые различные рудные скопления находятся под жестким контролем аридного климата.

Для редкометалльно-вольфрамовых месторождений стратиформного типа палеоклиматические позиции размещения диагностируются с трудом; по-видимому, палеоклиматический фактор редкометалльного рудообразования не имеет столь важного, как для концентраций меди, свинца и цинка, значения. С одной стороны, первичные концентрации вольфрама образуются в черносланцевых формациях гумидного литогенеза, с другой — отмечаются факты накопления этого редкого металла в продуктах аридного литогенеза (например, литий-вольфрамоносные рассолы — рапы оз. Серлз в Калифорнии, США; вольфрамо-марганцевые рудные залежи в гипсоносно-соленосных красноцветно-молассоидных толщах мезо-кайнозоя; Голконда в США, Тоссорское в южном Прииссыккулье, Караалма, Кызылнура и другие рудопроявления Средней Азии).

В гумидных климатических обстановках известны скопления оксидно-сурьмяных ("желваковых"), реже ртутных руд в ассоциации с высокоглиноземистыми и бокситоносными породами (КНР, Алжир, о-в Сардиния), связанные с процессами карсто- и корообразования. В связи с этим, вероятно, не случайно рудоносные залежи джаспероидов сурьмяно-ртутных месторождений в терригенно-карбонатных толщах различных регионов мира сопряжены с бокситопроявлениями и трактуются как палеокарстовые и палеокоровые образования (В.И. Бергер и др.). Высокоглиноземистые отложения среднего палеозоя — мезозоя Южного Тянь-Шаня (аллиты, ферриаллиты, сиалиты, бокситы и бокситоподобные породы) характеризуются резко повышенными первичными концентрациями сурьмы, ртути и других типоморфных элементов геохимического фона сурьмяно-ртутных месторождений джаспероидного типа.

Таким образом, палеоклиматические позиции полиметаллического (медь, свинец, цинк) оруденения в терригенно-карбонатных формациях определяются преимущественным формированием его в аридных обстановках. Рудные концентрации ртути, сурьмы и вольфрама не подчиняются такому жесткому климатическому контролю и могут возникать как в аридных, так и в гумидных зонах нормально осадочного литогенеза.

Анализ фациально-палеогеографических условий формирования ру-

доносных карбонатных и терригенно-карбонатных горизонтов, развитых в различных структурно-тектонических областях и на разных стратиграфических уровнях, указывает на поразительное сходство этих условий во всех рассматриваемых рудных районах, несмотря на их территориальную разобщенность и различный геологический возраст рудоносных толщ. Образование последних, как отмечалось раньше, происходило в прибрежных мелководных бассейнах — заливах, лагунах, проливах и т. п., составляющих периферическую часть более крупных эпиконтинентальных морей, от которых они отделялись подводными отмелями, островами, обусловившими полузамкнутый характер этих бассейнов и ограниченную связь их с открытым морем. В пределах этих мелководных бассейнов в связи с дифференциальными тектоническими движениями возникали локальные депрессии, западины, седиментационные мульды, ловушки и разделяющие их поднятия, определяющие довольно сложный рельеф дна бассейнов. Седиментация в этих бассейнах, характеризующихся повышенной соленостью вод, происходила в условиях аридного климата, в связи с чем формировались отложения, соответствующие как начальным стадиям галогенеза (флюорит, барит, гипс, ангидрит), так и конечным стадиям, когда отлагались соленосные осадки и даже пласты каменной соли (Джергаланский район). В понижениях и впадинах дна бассейнов возникала застойная обстановка, накапливалась органика, развивалась бактериальная деятельность, в донных илах создавались сероводородное заражение и резко восстановительная геохимическая обстановка, благоприятная для сульфидообразования и осаждения тяжелых металлов — меди, свинца, цинка, ртути и др. Таким образом, связь оруденения с определенными типами осадков, в данном случае с доломитами, отражает по существу обстановку формирования геохимических рудообразующих фаций.

Фациальный контроль оруденения в карбонатных толщах находится также в тесной взаимосвязи с палеогеографическими условиями формирования продуктивных толщ, определяющими пространственное размещение оруденения и локализацию рудных концентраций в пределах протяженных рудоносных горизонтов. Одна из главнейших закономерностей размещения минерализации рассматриваемого типа — приуроченность ее к краевым зонам карбонатных осадков, расположенным на пологих склонах палеоподнятий и палеопрогибов вблизи континентальных областей денудации и сноса. Осадки накапливались в прибрежно-морских мелководных условиях в полузамкнутых осолоненных бассейнах. Осолонение доказывается наличием в продуктивной, а чаще надрудной части рудовмещающих разрезов большинства рудных районов сульфатных эвапоритов, реже флюорита, ассоциированного с доломитом, а также обеднением отложений ископаемой фауной. В период формирования рудоносных толщ склоны палеоподнятий были прибрежными мелководными зонами эпиконтинентальных морей. Палеогеографические и фаци-

альные закономерности локализации стратиформных месторождений определялись палеотектонической обстановкой. Области поднятий и осложняющие их структуры более высоких порядков характеризуются сокращенными мощностями карбонатных рудовмещающих толщ и стратиграфическими перерывами. Сводовые участки структур часто возвышались над уровнем эпиконтинентальных морей. Здесь на пологих склонах в начальные карбонатные стадии осолонения прибрежных бассейнов накапливались рудоносные доломитовые литофации, обогащенные органикой, нередко с флюоритом, баритом, формировались рифы и биогермы.

Изучение первого рудоносного горизонта карбонатных пород живетского яруса Чаткальского хребта показывает, что распределение свинца, цинка, меди и сопутствующих рудных элементов находится в прямой зависимости от фациально-палеогеографических условий осадконакопления. В начале среднедевонской эпохи, в период, предшествующий отложению рудоносных карбонатных пород, южный склон Чаткальского хребта представлял собой предгорную впадину, в которой происходило интенсивное накопление красноцветного грубообломочного материала. Позже, в начале живетского века, с юга и юго-запада наступила кратковременная трансгрессия. К этому времени южный склон Чаткальского хребта представлял собой мелководный бассейн (залив), у берегов которого отлагались песчаные осадки, а в некоторой удаленности сначала известковые, потом доломитовые илы мелководья. На это указывает весь комплекс заключенной в них фауны (кораллы, брахиоподы), а также обилие онколитовых и капролитовых желвачков, которые считаются остатками синезеленых водорослей, живущих на глубинах не более 50 м.

В осадках прибрежной зоны, где в основном развиты терригенные и терригенно-карбонатные породы, содержание свинца и цинка не превышает кларковых концентраций. С терригенно-карбонатными слоями связано слабое проявление меди. В зоне, удаленной от берега, значение карбонатных пород резко увеличивается, они обогащаются дисперсным органическим веществом (до 1 %), примесь терригенного материала практически отсутствует. В этой зоне сосредоточены основные концентрации свинца и цинка (рудопроявления Четинды, Акмашат, Ортобель и др.). Последовавшая затем смена условий отложения осадков, вызванная началом регрессии, резко изменила характер бассейна, что обусловило формирование терригенно-карбонатных и терригенных пород; органическое вещество, сульфиды железа, свинца и цинка в этих породах отсутствуют.

Основной геологической предпосылкой формирования второго рудоносного горизонта карбонатных пород живетского яруса явилось интенсивное опускание, проявившееся не только в районе современных хребтов Каратау и Бозбутау, но и на всем южном склоне Чаткальского хреб-

та, что привело к созданию мелководного бассейна. Причем на значительной площади этого бассейна отмечалась застойная обстановка, на что указывает обогащенность осадков пиритом, органическим веществом. Явно прибрежно-континентальные условия сохранились, по-видимому, лишь на небольших участках островного поднятия Сумсара, Кассана и Каратау, но наиболее широкая полоса их развития приурочена к северному Чаткалу. Интенсивное опускание региона в позднеживецкую эпоху привело не только к проникновению в Сумсаро-Бозбутооский район морских вод и формированию морских осадков, но и к существенному расширению зоны седиментации. Поэтому площадь накопления осадков второго горизонта охватывает по сравнению с первым рудоносным горизонтом значительную часть южного склона Чаткальского хребта. Со временем накопления отложений данного горизонта связаны стабилизация морских условий осадконакопления и увеличение солености воды. На образование рудоносных осадков в условиях повышенной солености указывает своеобразный биоценоз, характеризующийся, по данным А. Лурье, наличием форм — остракод, пелеципод и др.

Присутствие в породе сутуро-стилолитовых поверхностей, иногда переходящих в микрослоистость, трещин усыханий, обломочных структур, синезеленых водорослей, оолитов и онколитов свидетельствует о том, что доломиты второго горизонта образовались, как и в предыдущие, в мелководных и, по-видимому, полузамкнутых водоемах. Обилие оползневых текстур указывает также на неровный рельеф дна, периодическое возникновение подводных поднятий и отмелей. Однако сравнительная чистота карбонатов от терригенных примесей свидетельствует о том, что отмели и острова состояли из карбонатных пород, которые, вероятно, интенсивно размывались. Между островами и отмелями находились котловины (или прогибы) различной глубины, в которых вода в условиях жаркого и сухого климата интенсивно испарялась, что вело к повышению концентраций солей.

Анализ литофаций второго рудоносного горизонта показывает, что к отложениям прибрежной зоны приурочено слабое проявление железа и марганца. В зоне, удаленной от берега, значение карбонатных пород, обогащенных органическим веществом, резко увеличивается; примесь терригенных материалов практически отсутствует. В этой зоне сосредоточены основные концентрации свинца и цинка (месторождение Сумсар). Пестроцветные регрессивные осадки (глинистые доломиты, известняки, гипсы и др.), перекрывающие доломиты второго рудоносного горизонта, характеризуются обилием кластогенных примесей; содержание органического вещества в них низкое; исчезает вкрапленность сульфидов железа, свинца и др. Описываемые фации двух рудоносных горизонтов Чаткальского хребта, как отмечалось ранее, очень сходны с "серией иловой впадины", выделенной Л.В. Наливкиным. Она располагается на шельфе, в некотором удалении от берега. Глубина впадины

чаще всего измеряется немногими десятками метров; для ее осадков характерно присутствие в различных количественных соотношениях трех компонентов: кремнезема, пирита и органического вещества. Аналогичные компоненты присутствуют в рудоносных горизонтах живетского яруса Чаткальского хребта. Причем кремнезем наблюдается в виде халцедоновых желваков, пирит — глобулярных и пентагондодекаэдрических выделений и остаточное органическое вещество — бурых рассеянных пятно- и жилообразных скоплений.

Фациально-палеогеографические условия образования третьего (франского) рудоносного горизонта Чаткальского хребта очень сходны с первым и вторым рудоносными горизонтами живетского яруса. Рудоносные доломиты тоже образовались в мелководно-застойных условиях, что привело к обогащению их остаточным органическим веществом и сульфидами. Франские рудоносные доломиты гор Калкан-Ата, по данным Е.Л. Абрамовича, характеризуются строго определенными геохимическими и литолого-фациальными чертами, представляя собой фации застойных бассейнов с сероводородным заражением в илах, весьма благоприятных для образования сульфидов. Они содержат незначительную примесь кальцита и от прочих доломитовых горизонтов франской толщи отличаются минимальным содержанием терригенных примесей, повышенной углеродистостью и наличием равномерно рассеянного аутигенного пирита.

Важно отметить, что все известные в пределах Кураминской подзоны стратиформные месторождения и рудопроявления в живетских и франских отложениях размещаются во впадинах морского дна, заливах, проливах, составляющих периферическую мелководную часть обширного Южноферганского эпиконтинентального морского бассейна. В этой мелководной зоне, отгороженной от основного бассейна подводными валами и островами (палеоСумсар, палеоКаратау и др.), в отдельных ее участках и создавались наиболее благоприятные условия для накопления в осадках тяжелых металлов.

Анализ стратиграфического размещения полиметаллического оруденения пластового типа Чаткальского хребта показывает, что все промышленно интересные рудные залежи размещаются в основании среднепалеозойских осадочных образований (живетские слои). Те слои карбонатных пород, которые находятся в верхних частях разреза (фаменские и турнейские отложения), как правило, не несут каких-либо признаков стратиформного оруденения. Следует отметить, что наиболее богатое оруденение пластового типа встречено в юго-западной части Чаткальского хребта (Сумсарский район). Подобное размещение полиметаллического оруденения в разрезе осадочных образований Чаткальского хребта авторы объясняют особенностями фациально-палеогеографических условий осадконакопления этого региона в течение девон — карбоновой эпохи. Основная масса известных рудных образований пластового

типа приурочена к двум рудоносным горизонтам живетского яруса, залегающим непосредственно на красноцветных континентальных толщах. Исходя из этого, можно предположить, что после длительного выветривания пород в условиях влажного климата областей сноса свинец, цинк, медь и другие элементы перешли в геохимически подвижные формы и в процессе последующей трансгрессии живетского моря принимали участие в осадкообразовании. Полузамкнутый характер бассейна, ограниченный водообмен с открытым морем обусловили, видимо, наиболее высокие содержания этих элементов в морской воде.

Сходная палеогеографическая обстановка существовала и в пределах Молдотауского рудного района Нарынской подзоны Срединного Тянь-Шаня. В раннетурнейское время, соответствующее формированию наиболее важного рудоносного горизонта, несущего свинцово-цинковое оруденение с серебром и ртутью, формировался мелководный прогиб (пролив) с повышенной соленостью вод, который отделялся от основного эпиконтинентального моря, располагающегося к юго-западу. Важным фактором для рудообразования явилось возникновение среди относительно неглубокого прибрежного моря мелких прогибов в виде седиментационных мульд, с застойными засоленными водами и с резко восстановительными условиями среды седиментации, вызванными накоплением в этих мульдах органического вещества и сероводородным заражением донных осадков. Создавшаяся обстановка была весьма благоприятной для образования доломитовых фаций и осаждения тяжелых металлов. Целая серия таких седиментационных мульд довольно четко вырисовывается на палеогеографических схемах распространения мощностей и фаций для рудоносных отложений нижнего турне, а также верхнего турне — нижнего визе. Седиментационные мульды располагались цепочкой вдоль береговой линии, на некотором расстоянии от нее.

Область питания описываемого прибрежного бассейна — Терсейская суша, находившаяся севернее. Она представляла собой в это время мелководную равнину, где в гумидных условиях подвергались денудации породы допалеозоя и палеозоя, с повышенным геохимическим фоном тяжелых металлов. В седиментационных доломитах часто наблюдается вкрапленность кристалликов и глобулей пирита и марказита, скопления галенита и сфалерита, а также мелкие вкрапления сингенетического флюорита, реже барита и кремнезема. Терригенный материал в доломитах почти отсутствует; иногда встречаются маломощные слои гипса, чередующиеся со слоями доломитов. Описанные ранее "искристые" доломиты, являющиеся основными рудовмещающими породами для наиболее перспективного свинцово-цинкового оруденения, постоянно сопровождаются серебром и ртутью, иногда в значительном количестве.

Особо важно отметить, что пачка рудоносных искристых доломитов Молдотауского рудного района вполне сопоставляется с горизонтом ис-

кристых доломитов нижнего турне Центрального Каратау, которые являются основными рудовмещающими породами свинцово-цинкового оруденения ачисайского типа. Весьма примечательно, что выявленные в пределах Молдотауской рудной зоны рудные поля в общем виде совпадают с контурами седиментационных мульд. Палеогеографические условия формирования продуктивной толщи карбонатных пород нижнего карбона Каратауского миогеосинклинального прогиба в общем мало отличаются от таковых Нарынского прогиба. Общность палеогеографических, палеотектонических условий формирования рудоносных осадков вышеотмеченных двух крупнейших прогибов Срединного Тянь-Шаня в достаточной степени освещена ранее [4].

Выше была рассмотрена зависимость распределения свинцово-цинкового оруденения от фаций и фациальных зон Нарынской и Кураминской подзон Срединного Тянь-Шаня. В связи с этим представляет большой интерес обсуждение этого вопроса на примере фаменских и нижнекаменноугольных отложений Каратауской подзоны. По данным И.И. Князева, изменчивость литологического состава карбонатной толщи от одного района Каратау к другому, отражающая смену фаций, приводит к тому, что одна и та же толща, будучи неблагоприятной для оруденения в одном районе, оказывается рудоносной в другом. В Каратау, применительно к условиям отложения осадков фаменского яруса, И.И. Князев выделяет ряд структурно-фациальных областей и зон северо-западного направления соответственно общему структурному плану региона. Ниже приводится описание этих фациальных областей и зон с СВ на ЮЗ (от предполагаемого берега в сторону открытого моря — фаменского бассейна).

I. Область эпиконтинентальных фаменских отложений северо-восточного склона Малого Каратау, представленных конгломератами, песчаниками и сланцами. Пластовое полиметаллическое оруденение здесь не встречается.

II. Область морских карбонатных фаменских отложений Большого Каратау представлена известняками, доломитами и мергелями, образовавшимися в мелководных относительно спокойных, немного удаленных от области сноса условиях. Внутри мелководного бассейна с северо-востока к юго-западу Большого Каратау наблюдаются значительные фациальные изменения, которые обусловили переход известняков в доломиты и наоборот. В зависимости от фациальных изменений с северо-востока к юго-западу И.И. Князев выделяет следующие фациально-литологические зоны:

A) прибрежных мелководно-морских отложений Байджансайского района, образовавшихся вдоль скалистого берега и юго-западного края кокджотской гряды протерозоя. В данном районе М.М. Гзовский в 1959 г. и С.М. Смирнов в 1955 г. описали ряд фаций фаменских отложений. На юго-западе и в осевой части Байджансайского района в фаменс-

ком веке отлагались доломиты с прослоями известняков, которые образуют кызылсанскую фацию. В северо-западной половине района непосредственно к северо-востоку от кызылсанской фации распространена аксуранская фация глинистых известняков и известняковых конгломератов. В юго-восточной части района развита дарбазинская фация органогенно-обломочных известняков, доломитов, известняковых конгломератов. Свинцово-цинковое оруденение Байджансайского района (Аксуран, Байджансай, Пятилетка и др.) сконцентрировано в отложениях дарбазинской фации, образующихся в мелководных прибрежных условиях и располагающихся ближе к области размыва, чем породы аксуранской фации, находящиеся северо-восточнее ее;

Б) известняково-мергелевая (турланская фация) представлена чередующимися тонкослоистыми комковатыми известняками и мергелями значительной части Центрального и Южного Каратау. В данной зоне доломитовые осадки отсутствуют или играют резко подчиненную роль. На обширной площади распространения мергельной фации Центрального Каратау крупные проявления свинцово-цинкового оруденения отсутствуют. Л. Мирошниченко и другие приводят сведения о наличии в составе фации убогой свинцовой и баритовой минерализаций;

В) переходная (кызылтинская фация). Известняково-мергельные осадки к западу от меридиана р. Кызыл-Ата замещаются обширной зоной (шириной 20—30 км) известняков и доломитов; мергели и глинистые известняки играют резко подчиненную роль. В пределах этой зоны, по данным И.И. Князева, С.Е. Колотухиной, Е.С. Зорина, Г.Е. Шинкарева и других, находятся почти все свинцово-цинковые рудопроявления и месторождения Центрального Каратау, входящие в Карасай-Иканскую, Миргалымсайскую, Биресекскую, Северо-Баялдырскую, Джиллаганатинскую и другие группы. И.И. Князев в пределах переходной зоны выделяет фациально-литологические участки (подзоны), контролирующие распределение свинцово-цинкового оруденения отмеченных выше рудных районов.

В-1. Карасай-Иканский участок. Породы фамена представлены переслаивающимися известняками и мергелями; последние к западу выклиниваются. Нижнюю часть толщи составляет мощный (250 м) карасайский горизонт известняков и доломитов, к которому как к первому снизу доломитовому горизонту приурочены все фаменские свинцово-цинковые рудопроявления Карасай-Иканской группы. В верхней части фаменских отложений, представленных переслаивающимися известняками и мергелями, свинцово-цинковое оруденение не обнаружено.

В-2. Биресекский участок. Фаменская толща ленточных и комковатых известняков, доломитов и глинистых известняков мощностью 275—550 м. В относительно чистых доломитах и известняках известны многочисленные мелкие свинцовые рудопроявления Биресекской группы.

В-3. Миргалымсайский участок. Фаменские отложения мощностью

275—450 м образованы тонкослоистыми и комковатыми известняками и доломитами, среди которых выделяются микрослоистые (ленточные) и оолитовые известняки и доломиты, существенно обогащенные баритом. Ими слагается второй ленточный горизонт, к которому и приурочено послойное прожилково-вкрапленное оруденение Миргалимсайского месторождения. В размещении оруденения Е.С. Зорин выявил концентрическую зональность, выраженную сменой от центра к периферии кремнисто-баритовых руд свинцовыми и далее цинковыми с взаимными переходами. Параметры рудных тел этого участка весьма значительные. Рудные тела лентообразной конфигурации, их протяженность в известных контурах месторождения Миргалимсай достигает 11 км и остается до конца не оконтуренной; ширина в пределах первых километров. Стратиформные рудные залежи месторождения согласуются с общим простираем пород второго ленточного горизонта фамена.

В-4. Северо-Баялдырский участок. Литологический состав фаменской толщи характеризуется несколько большей глинистостью, чем на предыдущем участке, однако близок к разрезам смежных Миргалимсайского и Биресекского участков. В этой толще известны такие площади широкого развития послойного рассеянного свинца, как Туетас, Кенможе, Баялдыр, Спорное и др.

В-5. Джилаганатинский участок. В этом наиболее западном рудном участке фаменская толща мощностью 220—300 м представлена уже малоглинистыми, нередко массивными известняками и доломитами. К ним приурочены рудопроявления Джилаганатинской и Юрекатинской групп;

Г) известняково-доломитовая зона юго-западного склона Каратау сложена массивными однородными известняками и доломитами. В карбонатных породах этой зоны до недавнего времени не были зафиксированы какие-либо существенные пункты свинцово-цинковой минерализации, главным образом из-за слабой изученности фаменских отложений. При детальном исследовании карбонатных пород фамена работниками Каратауской ГРЭ обнаружен ряд месторождений (Шалкия, Талап): вкрапленных и слоистых свинцово-цинковых руд в доломитах и кремнистых доломитах, весьма напоминающих оруденение Миргалимсайского района. Месторождение Шалкия — типичный представитель миргалимсайского барито-свинцово-цинкового оруденения, связанного с терригенно-карбонатной формацией, в состав которой входят черные и серые доломиты, углисто-глинисто-кремнистые и кремнистые породы, известняки. Кремнистые породы в составе этой формации в отличие от района Миргалимсайского месторождения занимают значительное место и обычно ассоциируют со свинцово-цинковыми и баритовыми рудами.

Обобщая приведенные данные, И.И. Князев прослеживает характер размещения проявлений свинцово-цинкового оруденения в фаменской толще Центрального Каратау в связи с изменением литолого-фациальных особенностей ее разреза с северо-востока на юго-запад. В восточной по-

ловине Центрального Каратау в зоне мощных известняково-мергелистых отложений фамена (турланская фация), как уже указывалось, проявлений свинцово-цинкового оруденения почти нет, хотя в вышележащей карбонатной толще турне оно широко развито. К юго-западу число пластов мергелей в фаменской толще уменьшается до полного их исчезновения. Здесь располагается переходная (кызылатинская) фациальная зона шириной 20—30 км, представленная различными по текстуре известняками и доломитами. В пределах этой фациальной зоны находятся почти все приуроченные к фаменской толще проявления свинцово-цинкового оруденения Центрального Каратау, входящие в Карасай-Иканскую, Миргалимсайскую, Биресекскую, Северо-Баялдырскую, Джиллаганатинскую и другие группы этого района. В восточной части переходной фациальной зоны, в Карасай-Иканской группе, где еще сохраняются мергелевые горизонты, рудопроявления имеются только в нижней части фаменской толщи, в пределах мощного известняково-доломитового горизонта (Бадамбай, Икансу и др.). Далее к западу в связи с полным выклиниванием мергелевых горизонтов в Биресекской, Миргалимсайской и Северо-Баялдырской группах оруденение наблюдается уже по всему разрезу фаменской толщи, но все же отмечается некоторая предпочтительная приуроченность его к определенным литологическим разностям пород. Из многих факторов, влияющих на распределение оруденения, И.И. Князев особо отмечает два: глинистость и доломитность карбонатной толщи. Хотя горизонты мергелей в переходной зоне (за исключением Карасай-Иканской группы) уже отсутствуют, тем не менее содержание глинистого терригенного материала в различных горизонтах известняков в общем значительно. В Миргалимсайской и Северо-Баялдырской группах они обычно содержат более 3 % нерастворимого остатка, а во многих горизонтах и прослоях содержание его достигает 20 %. Эти горизонты неблагоприятны для концентрации стратиформного оруденения.

В связи с тем что доломиты в Каратау более рудоносны, чем известняки, по мнению И.И. Князева, следует обратить внимание на распределение доломитов в выделенных фациальных зонах фаменской толщи. В известняково-мергелевой фациальной зоне они отсутствуют. Условия, в которых происходило накопление значительных количеств терригенного глинистого материала, по-видимому, были неблагоприятны для образования доломитов. Рудопроявления встречаются только в более западных участках, где в фаменских отложениях появляются доломитовые пачки (рудопроявления Бадамбай, Икансу и другие в Карасай-Иканской группе). Далее к западу наряду с исчезновением мергелевых горизонтов увеличивается число пластов доломитов, являющихся основными рудовмещающими породами в Миргалимсайской, Биресекской, Северо-Баялдырской и других группах месторождений переходной (кызылатинской) фациальной зоны.

Следует отметить, что вышеприведенные данные принадлежат одному

из активнейших сторонников телетермального происхождения каратауских свинцово-цинковых месторождений — И.И. Князеву. Это лишний раз показывает, насколько противоречивы фактические материалы с гидротермальной концепцией образования руд, поддерживаемой И.И. Князевым и другими исследователями. На наш взгляд, только один факт — зависимость концентрации оруденения от фаций и фациальных зон даже без учета других не менее важных факторов свидетельствует об исходной первично-осадочной природе свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа в фаменских отложениях хр. Каратау.

Отмеченная роль литолого-фациального контроля в размещении оруденения в фаменской толще, по мнению И.И. Князева, в значительной мере справедлива и для вышележащей мощной толщи нижнего карбона хр. Каратау, также представленной в основном карбонатными породами. Из 108 пунктов свинцово-цинкового оруденения, зарегистрированных в нижнекаменноугольных породах, большинство (98 пунктов) находится в нижней части разреза отложений турнейского яруса мощностью 500—700 м. Последняя сложена исключительно известняками и доломитами, преимущественно чистыми и в общем менее засоренными терригенным материалом, чем карбонатные породы фамена. Как и в фаменской толще, руды чаще встречаются в доломитах, чем в известняках, и чаще в чистых карбонатных породах, чем в глинистых доломитах и известняках.

Ю.К. Горецкий, рассматривая геологические факторы, способствующие концентрации элементов в природных условиях, отмечал, что наличие терригенного материала при совместном отложении с другими осадками в ряде случаев значительно разбавляет рудное вещество. По этой причине зоны интенсивного накопления терригенного материала наименее благоприятны для формирования рудных концентраций. Другим важным фактором, препятствующим образованию рудных концентраций, являются волнения и течения, способствующие разносу и переотложению материала. В результате этого рудные месторождения преимущественно образуются в зонах со слабым поступлением терригенного материала в периоды наступления трансгрессии моря на равнинном участке суши и в первую очередь в зонах ослабленной гидродинамической активности — в заливах, лагунах и зонах, защищенных мелкими островами, рифовыми постройками, а также во впадинах морского дна. С этих позиций вполне понятны отсутствие оруденения в терригенных отложениях и в мергельной фации Каратау и преимущественная концентрация свинцово-цинковых месторождений в мелководных карбонатных осадках переходной фациальной зоны фаменского века.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что стратиформные залежи свинцово-цинкового оруденения размещаются в строго определенной фациальной зоне и смещаются по разрезу или по площади при миграции этой зоны. При исчезновении благоприятной фациальной зоны из

разреза исчезает и свинцово-цинковое оруденение. Поэтому можно сделать вывод о прямой зависимости концентрации свинцово-цинкового оруденения в разрезе девонских и нижнекаменноугольных отложений от размещения фаций и фациальных зон. Это является неопровержимым фактом, свидетельствующим о несомненной исходной сингенетической природе оруденения в продуктивных карбонатных формациях и связанных с ними стратиформных месторождениях полиметаллов.

На материалах, полученных из многочисленных регионов, установлено, что во всех случаях независимо от того, в каком районе встречается оруденение, стратиформные тела свинцово-цинковых месторождений залегают на склонах конседиментационных структур палеобассейнов. Оруденение обычно не распространяется на сводовые и мульдовые части этих структур. Подобная приуроченность обусловлена тем, что основная масса доломитов, обогащенных органическим веществом, характеризующаяся повышенным геохимическим фоном свинца, формируется именно на пологих крыльях конседиментационных структур. Сводовые части последних обычно сложены известковыми, глинистыми доломитами или глинистыми известняками, обычно неблагоприятными для свинцово-цинкового оруденения. В мульдовых частях конседиментационных структур обычно распространены известняки, известковые доломиты большой мощности. На общем фоне вышеупомянутых конседиментационных структур первого порядка в большинстве рудных районов устанавливаются отдельные мелкие седиментационные мульды и ловушки (длина 8—10, ширина 2—3 км), где и происходило интенсивное накопление свинцово-цинкового оруденения (рудные залежи Шалкии, Миргалимская, Карагайлы и Сумсара). С изменением литологического состава рудоносных слоев исчезает из разреза видимое сульфидное оруденение. Таким образом, на фоне довольно протяженных рудоносных горизонтов Срединного Тянь-Шаня имеются участки, более обогащенные свинцом и цинком, и районы, менее обогащенные ими, что обусловлено влиянием на осадко- и рудонакопление наряду с другими факторами конседиментационных процессов.

Палеогеографические условия формирования продуктивной толщи карбонатных пород в Джергаланском районе Северного Тянь-Шаня в общем мало отличаются от таковых в других рассмотренных выше районах. Начало башкирского века ознаменовалось трансгрессией моря с востока и северо-востока, в результате чего образовался полузамкнутый мелководный бассейн с многочисленными подводными банками, отмелями, надводными островами и разделяющими их межотмелевыми депрессиями и мульдами, в которых и накапливались рудоносные осадки.

По данным А.К. Иогансона, в Сарданинском районе оруденение контролируется тремя субширотными фациальными зонами, соответствующими площадям распространения основных типов разрезов главной ру-

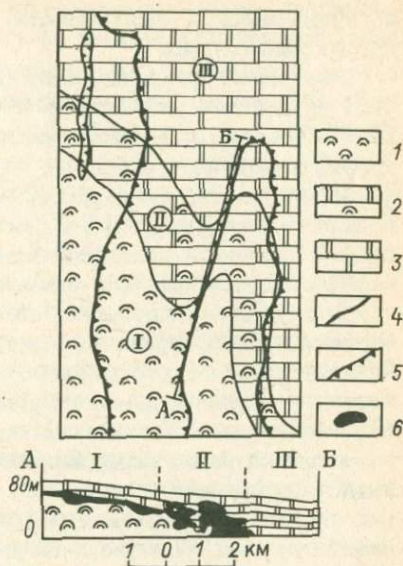
доносной пачки: южная зона формирования крупного доломитового водорослевого биостромного массива; северная зона накопления хемогенных слоистых доломито-известковых осадков; переходная между ними зона краевой северной части биостромного массива, в которой происходило формирование сложного сочетания доломитовых биостромов с хемогенными доломитовыми известняками. Южная и северная зоны шириной более 10 км каждая распространяются соответственно к югу и северу от месторождения. Ширина переходной зоны северо-западного направления в западном крыле Курунгской антиклинали 1,5–2 км.

На месторождении Сардана максимально рудоносной является переходная фациальная зона – северная окраинная часть биостромового массива. Более 90 % свинцово-цинковой минерализации месторождения Сардана располагается в органогенных постройках и локализовано преимущественно в двух типах фациальных "ловушек": 1) в верхней части биостромового массива (южная зона), 2) в узких изолированных постройках и ответвлениях краевой части массива (промежуточная зона). В биостромовом массиве южной зоны основная рудная масса локализуется близ его кровли. Тела сплошных руд, как правило, контролируются локальными выступами кровли, а под участками ее понижения залегают вкрапленно-прожилковые руды и рассеянная свинцово-цинковая минерализация. В пределах краевой части биостромового массива (промежуточная зона) распределение рудных тел сложной морфологии определяется размещением доломитовых построек и характером их контакта с безрудными известняками. Сложная морфология органогенных построек определяет широкий вертикальный диапазон распространения оруденения – с первого до третьего рудоносных уровней основной продуктивной пачки. Изолированные биостромы и штокообразные, неправильной конфигурации органогенные постройки местами целиком представляют собой рудные тела. Таким образом, по данным А.К. Иогансона, ведущая роль в контроле главного промышленного типа месторождения Сардана – сплошных галенит-сфалеритовых руд – принадлежит доломитовым органогенным постройкам и в особенности их краевым частям (рис. 35).

Специальные исследования, проведенные в 1981 г. А.К. Иогансоном и М.А. Минаевой по изучению природы так называемых "эпигенетических доломитов" месторождения Сардана, показывают, что они были органогенными постройками типа биостромных массивов первично-доломитового состава. Сложная структура рудоносной карбонатной толщи верхнеюдомской подсвиты месторождения Сардана и определяемые ею главные особенности размещения и морфологии рудных тел обусловлены различием обстановок осадконакопления, в первую очередь ростом крупного биостромного массива и характером его перехода в краевой части в слоистые хемогенные карбонатные осадки. По данным Э.И. Ку-

Рис. 35. Фациальная схема позднеюрдомского времени и фациальный профиль, иллюстрирующий размещение свинцово-цинкового оруденения в районе месторождения Сардана (по А.К. Иогансону):

1-3 — фациальные зоны: 1 — центральная часть биостромного массива (1 — фитогенные доломиты), 2 — крайняя часть биостромного массива (II — сложное сочетание доломитовых биостромов с хемогенными доломитовыми известняками), 3 — открытый бассейн (III — доломитовые известняки, известняки); 4 — границы фациальных зон; 5 — контуры современного распространения верхнеюрдомских отложений; 6 — свинцово-цинковое оруденение



тырева, на месторождении Сардана органические постройки — основные концентраторы массивных руд — в верхней части и на склоне закарстованного рифового массива. Эта главная рудоконтролирующая склоновая фация имеет северо-западную ориентировку, что подтверждено и данными бурения в мульде.

Существенно в ином плане проявляется фациальный контроль оруденения в черных битуминозных доломитах, занимающих строгое стратиграфическое положение, с явными признаками седиментационно-диагенетического происхождения сульфидного оруденения. В западном и северном направлениях битуминозные доломиты замещаются битуминозными известняками, а в южном — выклиниваются. В битуминозных известняках свинцово-цинковое оруденение отсутствует, а в доломитах минерализация концентрируется преимущественно в зоне фациального замещения их битуминозными известняками.

Рудоносные толщи Центрального Казахстана формировались в условиях котловинных морей, возникших на месте опустившихся участков материка, в связи с возобновившейся в фаменское время тектонической активностью. Рудомещающие отложения девона и карбона слагают изолированные участки, имеющие несомненно первичное мульдообразование, строение типа наложенных и унаследованно наложенных мульд. Эти мульды часто располагаются в виде цепочки, приурочены к тектонически ослабленным опускающимся зонам или опоясывают антиклинальные выступы фундамента. Отмечается присутствие в составе карбонатных отложений эффузивных образований, которое свидетельствует

о вулканической деятельности, сопровождавшей осадконакопление продуктивных толщ.

Отчетливый фациально-палеогеографический контроль стратиформного оруденения наблюдается в Силезско-Краковском рудном районе ПНР. Свинцово-цинковая минерализация в карбонатных отложениях триаса, залегающих в нижних горизонтах трансгрессивной толщи платформенного чехла, имеет региональный характер. Она широко проявлена не только на территории ПНР, но и в других районах Центральной и Западной Европы, в пределах обширной области трансгрессии триасового моря, охватывающей как стабильную зону эпигерцинской платформы, так и отдельные площади мобильной геосинклинальной зоны альпийского цикла. Наиболее важное значение имеют, однако, месторождения Силезско-Краковского района. Анализ палеогеологических карт пермского и триасового периодов, а также разреза южной части территории ПНР показывает, что все месторождения района палеогеографически размещаются около береговой линии триасового моря и выступов сложносдислоцированного дотриасового рельефа. Широкое развитие доломитов, присутствие в разрезе карбонатных пород гипса и ангидрита свидетельствуют о существовании аридного климатического режима в период накопления рудоносных карбонатных осадков Силезско-Краковского района ПНР. Оруденение района, как правило, пространственно ассоциирует с седиментационными доломитами, которые за пределами рудоносных площадей сменяются безрудными известняками.

Из анализа палеофациальных и палеогеографических условий формирования рудовмещающих карбонатных толщ во всех рассмотренных районах следует основной вывод о синхронности и тесной взаимосвязи осадконакопления, палеотектонических движений и процессов рудообразования, что свидетельствует о несомненной седиментационной исходной природе оруденения в продуктивных формациях и связанных с ними стратифицированных месторождениях цветных металлов. Для различных районов проявления всех рассмотренных свинцово-цинковых месторождений характерны определенная фациальная обстановка и связанный с ней типоморфный комплекс минералов. Вместе с доломитами и доломитизированными известняками, нередко сопровождаемыми сульфатами (гипс, ангидрит), постоянно ассоциируют барит и флюорит. Баритовые тела со свинцом и полиметаллическим оруденением встречены в месторождениях Сумсарское, Миргалимсайское, Бестюбе, Карагайлы, Учкулач и др. Этот минеральный парагенезис обычно образуется в осолоняющихся мелководных бассейнах на начальных этапах галогенеза в условиях аридного климата. Постоянная примесь стронция в баритах свидетельствует о совместном выпадении бария, стронция и фтора в той же фациальной обстановке. В.М. Поповым [19] на основании анализа большого литературного материала по медистым песчаникам впервые установлено существование фациальной и парагенетической связи меденос-

ных красноцветных осадков с гипсоносными и соленосными отложениями. Последующие исследования показали, что для карбонатных толщ также характерна фациальная и парагенетическая сопряженность с галогенными толщами. Причем характер связи сульфатно-галогенных и рудоносных толщ может быть различным. В одних случаях рудоносные красноцветные и карбонатные толщи по латерали замещаются галогенными породами, в других они стратиграфически перекрываются или подстилаются эвапоритовыми толщами, давая пример вертикальной сопряженности более отдаленной, нежели в первом случае.

Наиболее отчетливая закономерная связь рудоносных доломитов с гипсоносными отложениями устанавливается в Сумсарском районе, где второй рудоносный доломитовый горизонт живетского яруса стратиграфически согласно перекрывается пестроцветной гипсоносной пачкой. В том же районе франские рудоносные доломиты по простиранию замещаются мощной толщей (до 300 м) гипсоносной свиты. Пример вертикальной сопряженности рудоносных толщ с галогенными образованиями наблюдается в Джергаланском районе. Здесь в самом низу стратиграфического разреза карбона залегают нижняя красноцветная песчано-конгломератовая толща, которая согласно перекрывается известняками учкашкинской свиты мощностью 40–60 м. В низах известняковой свиты на контакте ее с нижележащей красноцветной терригенной толщей размещается медное оруденение. В 12–14 м выше медного горизонта распространено свинцово-цинковое оруденение. Выше учкашкинской свиты с медным и свинцовым горизонтами залегают соленосно-гипсоносная свита, представленная переслаивающимися глинистыми и мергелистыми сланцами, алевролитами, реже песчаниками и известняками с пластами и линзами гипса, ангидрита и каменной соли. На южном склоне хр. Молдотау свинцово-цинковое оруденение (Кокджерты и др.) связано с доломитовой пачкой сонкульской свиты нижнего турне. При прослеживании доломитовой пачки к северу в районе перевала Чон-Кумбель весь разрез ее состоит из переслаивающихся слоев гипса, глинистого гипса, известняка и доломита мощностью более 50 м.

Проведенный фациально-палеогеографический анализ показывает, что рудоносные карбонатные и пестроцветные осадки формировались в мелководных бассейнах, проливах, лагунах, заливах при господствующем аридном режиме в зоне осадконакопления. Общеизвестно, что гипсоносные и соленосные фации обычно возникают в зоне лагун, периферических водоемов, заливов, обрамляющих моря, в условиях засушливого климата. Общность условий формирования рудоносных карбонатных толщ, гипсоносных и соленосных отложений и их закономерная фациальная и парагенетическая связь друг с другом свидетельствуют об исходной первично-осадочной природе свинца, цинка, меди и других сопутствующих им элементов в осадочных формациях.

**РИТМИЧНОСТЬ РУДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ,
МНОГОЯРУСНОСТЬ И ВОЗРАСТНОЕ
СКОЛЬЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ**

Ритмичное строение рудовмещающих толщ и связанная с этим многоярусность оруденения устанавливаются почти во всех районах проявления месторождений стратиформного типа. Так, девонские отложения Чаткальского хребта, вмещающие полиметаллическое оруденение, образуют в совокупности одну трансгрессивную ритмотолщу, состоящую из четырех ритмосвит. С доломитами и известняками трансгрессивного элемента ритма нижних трех ритмосвит связаны ранее описанные три рудоносных горизонта (см. рис. 16). Из вышеизложенного следует, что в мощном разрезе девонских отложений Чаткальского хребта отчетливо выделяются три свинцово-рудные эпохи, в каждой из которых в свою очередь также отмечается периодическое (ритмичное) накопление свинца. Это характеризует сложность процесса рудообразования и указывает на то, что и физико-географическая обстановка, благоприятствовавшая рудонакоплению, существовала в ходе формирования Сумсарской ритмотолщи не непрерывно, а лишь в некоторых относительно кратковременных промежутках. Возникновение свинцово-цинковых руд подчинено определенным закономерностям, регулировавшим в прошлом распределение этих руд во времени и пространстве. Каждая из выделяемых свинцово-рудных эпох характеризуется своим типом полиметаллических месторождений. Полиметаллические руды всех трех горизонтов представляют собой металлоносные осадки, подвергшиеся в дальнейшем диа-, катагенетическим, а местами и гидротермальным изменениям. Имея одинаковое происхождение, полиметаллические месторождения в какой-то мере отличаются друг от друга не только стратиграфическим положением, но и строением, отчасти химическим составом и т. д., которые были обусловлены особенностями каждой эпохи. Общим для всех рудоносных горизонтов является преобладание минералов свинца над другими, однообразие минерального состава, приуроченность к массивным известнякам и доломитам. Рудные минералы часто приурочены к сутуро-стилолитовым швам, фаунистическим остаткам. Весьма характерна закономерная связь рудных залежей с определенными (вторыми) элементами макроритма. Некоторые различия заключаются в приуроченности месторождений к различным типам пород — известнякам и доломитам, а также в химическом и минеральном составе первичных руд. Различия сульфидных руд в разных генетических типах пород вполне закономерны. Несомненно, эти типы пород образовались хотя и в сходных, но не в тождественных условиях.

Таким образом, при общем сходстве закономерно сменяющихся типов осадков в ритмах в каждом из них устанавливаются индивидуальные черты, отражающиеся на характере оруденения и не повторяющиеся в других ритмах, что свидетельствует о сложном поступательном ходе осадконакопления и связанного с ним сингенетического рудообразования. Это положение целиком относится и к другим районам проявления стратифицированного оруденения в осадочных образованиях.

В хр. Молдотау и Присонкульском районе рудоносные доломиты занимают строго определенное положение в ритмично построенной толще. Первая (нижняя) ритмосвита нижнего турне прослеживается и в западных районах (хр. Пскемский). Здесь рудоносные доломиты чаватинской свиты также находятся в середине (вторая ритмопачка) первой ритмосвиты нижнего турне. В хр. Каратау, как в других районах, рудоносные доломиты связаны обычно со вторыми элементами ритмосвит.

Связь медного оруденения с ритмичностью впервые рассмотрена В.М. Поповым на примере меденосных красноцветных формаций. Дальнейшие исследования показали широкое ее проявление как в красноцветных меденосных, так и в карбонатных свинцовоносных формациях различного возраста. Анализ строения разрезов многочисленных рудных районов показывает, что в целом рудоносные толщи состоят из трех ритмосвит (макроритмов). Первая (нижняя) ритмосвита сложена, как правило, терригенно-карбонатными (глинистые известняки) образованиями. Вторая ритмосвита доломитов и известняков отражает максимальную стадию распространения трансгрессий. Третья ритмосвита, состоящая из мергелей, глинистых сланцев, гипса, ангидрита и различных солей, отображает регрессивную стадию развития тех или иных бассейнов. Во всех рассматриваемых районах, как и в Срединном Тянь-Шане, свинцово-цинковое оруденение без исключения связано со второй известково-доломитовой ритмосвитой. Таким образом, установленный факт приуроченности свинцово-цинкового оруденения к определенным (обычно вторым) элементам макроритмов (ритмосвит) Срединного Тянь-Шаня ритмокомплекса имеет более широкое значение и обнаруживается почти во всех рудоносных толщах.

Более детальный анализ строения рудоносных ритмосвит Тянь-Шаня показывает, что они, в свою очередь, состоят из ряда маломощных ритмопачек. Оруденение обычно находится в средней части ритмопачек, залегающих в нижней половине ритмосвит. Карбонатная учкашкская ритмосвита (башкирский ярус) Джергаланского района Киргизии, по данным Т. Джумалиева, состоит из девяти ритмопачек. Мощность ритмопачек закономерно изменяется в пределах 2,5–40 м в зависимости от пространственного положения их в контурах конседиментационных структур (она увеличивается от свода антиклиналей к мульдам синклиналей). Все известные пластовые тела свинцовых руд встречаются в учкашкской ритмосвите, начиная с III ритмопачки, в пределах I и III

ритмопачек развита только медная минерализация с кларковыми содержаниями свинца. В пределах III и вышележащих ритмопачек минерализация приурочена в основном к их средним частям, соответствующим осадкам конечных стадий трансгрессивных и начальных стадий регрессивных серий. Трансгрессивная и регрессивная серии ритмопачек и их рудоносные слои отделяются друг от друга маломощными прослойками (1—10 см) голубоватых монтмориллонитовых глин, фиксирующих момент изменения знака тектонических движений.

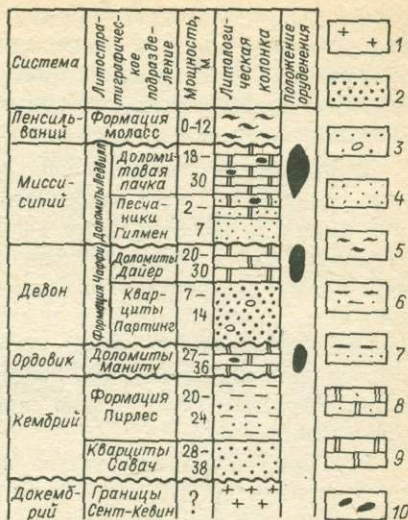
Изучение образцов пород и руд из второго ленточного горизонта Миргалимсайского месторождения показывает, что рудоотложение связано с процессами микроритмичности; наблюдается периодическое чередование микрослоев, то сопровождающихся послойным оруденением, то лишенных его. Часто в явлениях ритмичности участвуют доломито-баритовые микрослои; нередко баритовые слои чередуются с доломитовыми, несущими сульфидное оруденение. В горах Молдотау отмечены случаи, когда сульфидные минералы вместе с вмещающими микрослоистыми доломитами участвуют в микроскладках, микрогфрировках, обусловленных, вероятно, оползневыми явлениями, свойственными ранней стадии становления и формирования пород.

Отчетливое ритмичное строение кремнисто-глинисто-карбонатной толщи верхнего фамена, несущей стратиформное свинцово-цинковое и железо-марганцевое оруденение Жайремского месторождения Атасуйского района, установлено Н.С. Скрипченко [23]. Ритмичность разреза рудной пачки выражается в многократном чередовании одинаково построенных трехчленных ритмов. Полиметаллическое оруденение в разрезе рудной пачки сконцентрировано преимущественно в средней, наиболее ритмичной части разреза. Нижняя и верхняя части разреза рудной пачки Жайрема, как правило, менее рудонасыщены. Ритмичное строение осадочной толщи и связанная с ним многоярусность оруденения характерна для рудного района Ледвилл шт. Колорадо в США. Разрез осадочных толщ кембрия — миссисипия состоит из трех ритмосвит, каждая из которых состоит из двух частей. В основании первой ритмосвиты залегают кварциты и песчано-глинистые отложения кембрия; они перекрываются доломитами Маниту ордовика, несущими стратиформное оруденение. На рудоносных доломитах Маниту залегают пачка кварцитов Партинг, которая, в свою очередь, перекрывается рудоносными доломитами пачки Дайер мощностью 70—105 м. Третья ритмосвита также начинается из песчаников и выше по разрезу сменяется рудоносными доломитами Ледвилл, являющимися главным продуктивным горизонтом рассматриваемого рудного района. Мощность рудоносной пачки 60—100 м; она выше по разрезу перекрывается молассовой формацией пенсильвания (рис. 36).

Ритмичное строение осадочных толщ характерно также для рудного района Юрика шт. Невада. Здесь, как и в вышеуказанных рудных райо-

Рис. 36. Ритмичное строение разреза осадочных формаций рудного района Ледвила и положение в нем стратиформного оруденения (составлена по материалам О. Твето):

1 — граниты крупнозернистые, гнейсовидные; 2 — кварциты серые, тонкозернистые; 3 — кварциты крупнозернистые с галькой кварца и линзами конгломератов; 4 — песчаники разнозернистые, пестроцветные; 5 — алевролиты пестроцветные с обломками кремнистых сланцев; 6 — сланцы тонкослоистые, каштановые, доломитовые; 7 — переслаивание глинистых сланцев и песчаников; 8 — доломиты песчаные; 9 — доломиты темно-серые до черных (пачки доломитов Ледвилл и Дайер), серые до белых (доломиты Маниту); 10 — конкреции и стяжения кремней



нах, первый элемент ритма, как правило, представлен терригенными породами, а второй — рудоносными доломитами. В целом стратиформное оруденение размещается в шести стратиграфических горизонтах кембрия и ордовика. Однако основная часть промышленного оруденения связана с доломитами Эльдорадо среднего кембрия и доломитами Хамберг среднего и верхнего кембрия, являющимися вторыми элементами ритмичной толщи.

Приведенные примеры ритмичного строения продуктивных толщ, многоярусности оруденения и пространственного обособления металлов в разных стратиграфических горизонтах свидетельствуют о том, что первичное накопление рудных элементов в ходе общего осадкообразования было длительным и прерывистым. Высокие рудные концентрации возникали лишь при определенных благоприятных палеогеографических и палеотектонических условиях, периодически повторявшихся в ходе осадконакопления, и обусловлены тонкой химической дифференциацией вещества, осуществлявшейся часто на огромных площадях и в разрезе мощных отложений.

Изучение процессов возрастного скольжения руд имеет большое значение в деле поисков и прогноза полезных ископаемых осадочного происхождения. Хорошо известны явления возрастной миграции верхнеюрских фосфоритовых фаций Русской платформы, представляющих классический пример непрерывной миграции шельфа фосфоронакопления, обусловленной широкой трансгрессией келловей — оксфорд — киммериджского бассейна с запада на восток. В пределах Средней Азии М.П. Баскаков для позднемерзельного времени отмечает возрастное скольжение фосфоритовых фаций в направлении от полуострова Мангышлак

к Султануиздагу (с северо-запада на юго-восток). Процессы возрастного скольжения широко распространены в бокситоносных отложениях ряда районов. М.М. Садыков приводит убедительные данные о широкой миграции железомарганцеворудных фаций с востока Казахстана на запад за период времени от эйфеля до позднего фамена.

В отношении свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа также выявляется закономерное распределение сульфидообразующих фаций во времени. Если явления возрастного скольжения рудообразующих фаций применительно для фосфоритов, бокситов и железомарганцевых образований не вызывают особых возражений, то подобные процессы, происходящие в пределах сульфидообразующих осадков, признаются далеко не всеми исследователями. Поэтому в настоящем разделе приводятся краткие сведения о широком распространении явлений возрастного скольжения свинцово-цинковых и медных руд в осадочных формациях.

При прослеживании свинцово-цинкового оруденения с севера Ферганы в сторону хр. Большой Каратау (Южный Казахстан) наблюдается следующая картина. В горах Бозбутау, Туяташ, Кассанского Каратау и на южном склоне Чаткальского хребта рудоносные слои приурочены к живетским отложениям, которые прослеживаются от юго-восточной оконечности горы Бозбутау до верховьев р. Гава, т. е. на расстояние около 100 км. По данным Е.Л. Абрамовича, А.М. Ахмеджанова и других, живетские рудоносные слои наблюдаются и в пределах хр. Моголтау и Писталитау. На северном склоне Чаткальского хребта живетский ярус представлен терригенными образованиями, т. е. северная граница распространения рудоносных фаций живетского яруса должна проходить несколько севернее осевой части современного Чаткальского хребта (рис. 37). По данным Е.Л. Абрамович, в Приташкентском районе известен ряд пунктов полиметаллов в доломитах франского яруса. Севернее, в пределах хр. Большой Каратау, начинаются обширные районы рас-

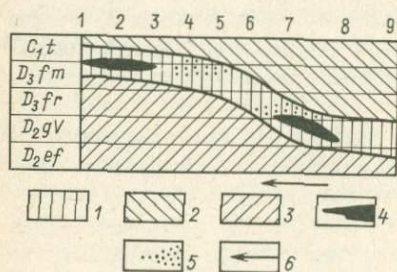


Рис. 37. Миграция рудообразующих фаций во времени от южного склона Чаткальского хребта в сторону северо-западного Каратау:

1 — Северо-Западный Каратау, 2 — Центральный Каратау, 3 — Байджансайский район, 4 — Угамский хребет, 5 — бассейн р. Коксу, 6 — северный склон Чаткальского хребта, 7 — южный склон Чаткальского хребта, 8 — горы Бозбутау, 9 — горы Баубашта.
1-3 — зоны накопления сульфидов (1 — перспективные, на стратиформное

свинцово-цинковое оруденение, 2 — малоперспективные, 3 — бесперспективные), 4 — промышленные стратиформные залежи полиметаллов, 5 — непромышленные скопления свинца и цинка, 6 — направление общей трансгрессии морского бассейна

пространения свинцово-цинкового оруденения, приуроченные к ленточным доломитам и известнякам фаменского яруса (Миргалимсайский, Шалкиинский и др.). Граница распространения фаменских рудоносных слоев, видимо, достигает западной оконечности хр. Большой Каратау. В пределах распространения фаменских рудоносных слоев известны и турнейские отложения, несущие свинцово-цинковую минерализацию (например, Ачисайский, Коксуйский районы).

Таким образом, процесс рудообразования, начавшийся на южном склоне Чаткальского хребта в среднем девоне, в течение позднего девона и раннего карбона постепенно распространился на громадную территорию, расположенную в пределах хребтов Пскемский, Угам и Каратау. Причиной такого однонаправленного рудообразования является продвижение послеживетской морской трансгрессии с юга на север, а также постепенное распространение благоприятных фациально-палеогеографических условий на север. Примерно аналогичные условия рудообразования выявляются также в профиле хр. Акшыйрак и северного склона хр. Молдотау Нарьнской подзоны. В распределении сульфидообразующих фаций, впервые проявляющихся в нижнем турне (рудопроявления бассейна р. Кичине — Киндик), по направлению к северному склону хр. Молдотау также наблюдается омоложение. Поэтому на площадях, непосредственно тяготеющих к северному склону хр. Молдотау, в профиле осадочное свинцово-цинковое рудообразование происходило во время накопления визе — серпуховских отложений (Чеманды) и в среднем карбоне (рудопроявления Ичкеторской группы). Поэтому в случае длительной трансгрессии оруденение в районах, захваченных ею в более позднее время, залегает в более молодых породах. Примером аналогичного явления может служить также область проявления свинцового оруденения в карбонатных толщах, охватывающая районы Кетменского хребта и Текеса в Южном Казахстане и Джергаланского хребта в Северной Киргизии. Свинцовые рудопроявления месторождения Кетменского хребта и Текеса (Туюк и др.) приурочены к отложениям далашикской свиты визе — намюра; в смежном Джергаланском районе аналогичные месторождения (Каркара, Чааркудук, Икичат и др.) связаны с более молодыми карбонатными отложениями учкашкинской свиты башкирского яруса среднего карбона. Палеогеографические исследования указывают, что начало башкирского века для Джергаланского района ознаменовалось трансгрессией моря с востока и северо-востока, т. е. из района Кетменского хребта.

Разновозрастность оруденения в двух указанных смежных районах, по мнению В.М. Попова, связывается с тем обстоятельством, что рудообразующие фации, перемещаясь во времени и пространстве в направлении трансгрессии, постепенно омолаживались. В обоих районах осадконакопление сопровождалось колебательными тектоническими движениями, обусловившими ритмичное строение продуктивных свит.

В пределах собственно Джергаланского района омоложение оруденения проявляется даже в разрезе учкашкинской свиты в направлении трансгрессии башкирского моря. В промежутке между указанными двумя районами установлены рудопроявления, связанные с серпуховскими отложениями.

Возрастное омоложение рудоносных горизонтов отчетливо наблюдается на ряде свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана. Например, в районе месторождения Карагайлы рудоносные слои имеют раннефаменский возраст. В Узунжале оруденелые слои находятся в основании разреза нижнекаменноугольных отложений. Из этого следует, что рудоносные слои являются более древними по возрасту там, где трансгрессия произошла раньше. Подобная картина наблюдается и в Северной Америке, где месторождения юго-восточной Миссури располагаются в верхах кембрия, восточной Теннесси — в низах ордовика, верхней Миссисипи — в средней части ордовика. Общее направление возрастной миграции рудоносных осадков в этом весьма обширном регионе отмечается с юго-запада на северо-восток.

Процессы возрастной миграции рудоносных осадков отмечаются А.И. Поповым и В.И. Поповым на примере выделенного ими Южно-Тяньшаньского меденосного пояса протяженностью более 2000 км; медистые песчаники испытывают возрастное скольжение, в целом все более омолаживаясь по мере движения вдоль Южно-Тяньшаньского пояса в северо-восточном направлении. При этом в Южно-Тяньшаньской депрессии возраст меденосных песчаников изменяется от валанжин-готеривского, через баррем-аптский до альб-туронского. В Фергане имеются два главных "голубых" меденосных горизонта, из которых один относится примерно к границе нижнего — верхнего мела, другой — в низам верхнего. Восточнее, в Нарынской впадине и Северной Киргизии, возраст медистых песчаников омолаживается до неогена. По данным Н.М. Баскаковой, в юго-западных отрогах Гиссара с запада на восток отмечается возрастное скольжение меденосных фаций. Если в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта медное рудопроявление наблюдается в отложениях валанжин — готерива, то в северо-восточном направлении на территории Южно-Таджикской депрессии меденосные горизонты имеют возраст баррем-аптский (Акрабат, Каратаг и др.) до альб-туронского (южные склоны Гиссара).

В Приуральской зоне при общей приуроченности медистых осадков к верхнепермским образованиям отчетливо выражена миграция их в более высокие горизонты при перемещении с севера на юг. Если в пермском Приуралье проявления медной минерализации расположены в отложениях уфимского яруса, то в Оренбургской области они локализируются уже в разрезе татарского яруса. Это перемещение медистых осадков в разрезе верхнепермских отложений объясняется миграцией климати-

Рис. 38. Возрастная миграция сульфидной минерализации Северной Африки

ческих зон. В Приуралье, по данным Ю.В. Богданова и Э.Н. Кутырева, аналогичное возрастное скользяние медистых отложений вверх по стратиграфическому разрезу в верхней перми наблюдается также в западном направлении, что обусловлено регрессией моря, занимавшего значительную площадь Русской платформы. Возрастное скользяние оруденения характерно для Кодар-Удоканской зоны, Западного Прибайкалья, Верхоленского и Коксу-Текелийского районов, Северной Африки (рис. 38).

| Возраст минерализации | Марокко | Алжир | Тунис | Египет | Дно Красного моря | |
|-----------------------|---------|-------|-------|--------|-------------------|--------|
| | | | | | Осадки | Рассол |
| Q ₄ | | | | | | /// |
| Q ₁₋₃ | | | | | /// | |
| N ₂ | | | | /// | | |
| N ₁ | | | /// | | | |
| K ₂ | | /// | /// | | | |
| K ₁ | | /// | | | | |
| J | /// | | | | | |
| T | /// | | | | | |
| PZ | /// | | | | | |

Приведенные данные показывают, что явления возрастной миграции рудообразующих фаций весьма типичны также и для свинцово-цинковых и медных руд осадочного происхождения, принимаемых некоторыми исследователями за магматогенно-гидротермальные. Эту закономерность в размещении рудных залежей можно объяснить периодическими трансгрессивными и регрессивными колебаниями дна бассейна при накоплении рудоносных осадков, которые полностью подчиняются законам миграции фаций, сформулированным Н.А. Головкинским еще в 1869 г.

ГЛАВА VIII

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Роль экзогенных агрессивных (нагретых, химически активных) рассолов в рудообразовании отмечается в работах Е.А. Баскова, А.И. Германова, А.М. Лебедева, А.К. Лисицына, А.М. Лурье, В.В., В.И. и А.И. Поповых, Д.И. Павлова, В.И. Смирнова, А.А. Саукова, Н.М. Стрехова, Ф.В. Чухрова и других исследователей. Связь сульфидного оруденения с гидрогенными процессами, особенно с водами битумно-нефтяно-

го и артезианского происхождения, общность формирования нефтегазоносных, соленосных (галогенных, эвапоритовых) структур и бассейнов отчетливо проявляется во многих рудных районах с разновозрастным и разнотипным оруденением цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных толщах. Палеогидрогеологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования на примере главнейших месторождений мира цветных металлов стратиформного типа в карбонатных формациях обстоятельно рассмотрены В.В. Поповым [16]. Возможность использования палеогидрогеохимического анализа при оценке рудоносности стратифицированных образований показана в работе Е.А. Баскова, С.А. Вересова, Н.А. Петровой и др.

Еще в далеком прошлом непутисты придавали большое значение в рудообразовании метеорным (вадозным, фреатическим) водам. Более полувека назад А.С. Уклонский осветил связь некоторых месторождений рудных и нерудных ископаемых с битумным (газонефтяным) эпигенезом осадочных формаций, подчеркнув парагенез залежей подземных вод, нефти, газа, серы и ряда сульфидных руд, обусловленный проявлением единого гидродинамического палеогидрогеологического режима. Развивая идеи А.С. Уклонского, В.И. Попов с учениками и последователями выявили важнейшие закономерности формирования артезианских нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Позже А.И. Поповым и Р.И. Гольдштейном на примере сульфидных месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и других металлов были рассмотрены вопросы рудогенеза в связи с зональностью водонапорных систем в покровных формациях среднеазиатского региона. В геологической литературе известны многочисленные примеры рудообразующих и рудопреобразующих процессов, связанных с деятельностью немагматических, подземных и поверхностных (грунтовых) вод. В классификациях месторождений рудных полезных ископаемых выделяются инфильтрационные месторождения, где особое место занимают рудные образования роллового типа. Некоторые исследователи развивают концепцию гидрогенного (гидатагенного) рудообразования. В.Т. Сургай выделяет вадозно-инфильтрационный тип сурьмяно-ртутных месторождений, связанных с геохимической миграцией рудных компонентов в условиях активизации подземных вод среди рудоносных и потенциально рудоносных осадочных формаций. Группа исследователей во главе с В.Н. Холодовым, придавая определенное значение гидрогенным процессам в рудогенезе, отмечает, что в относительно глубоких частях артезианских бассейнов с вялым тектоническим режимом медленно создаются потенциальные условия для эпигенетического рудообразования и формируются только металлоносные хлоридные рассолы, а также крупные скопления сероводорода — наиболее активного осадителя металлов. Формированию месторождений способствуют процессы активизации стабильных геоструктур и условия аридного климатического режима.

Рассматривая роль палеогидрогеологических процессов в стратиформном рудообразовании, необходимо отметить два важных для интерпретации генезиса рудных месторождений фактора. Один из них сопряжен с рудообразующей и рудоуничтожающей ролью гидрогенных процессов. Другой фактор альтернативного плана и связан с диагностикой источника рудообразующих веществ: происходил ли привнос металлов извне в рудовмещающую геологическую среду или сингенетические концентрации полезных компонентов трансформировались в рудные залежи под воздействием экзогенных гидротермальных процессов, в том числе седиментогенных хлоридных рассолов? Авторы настоящей работы стоят на теоретических позициях стратиформного рудогенеза. Таким путем образовалась, как это показано в работе В.В. Попова [16], основная масса стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях, названных им осадочными экзогенно-гидротермальными.

Вопросы генезиса амагматогенных рудных месторождений в палеогидрогеологическом аспекте широко обсуждались на сессии XXVII Международного геологического конгресса в Москве (1984 г.). По сводкам А.И. Кривцова, разработки в области изучения палеогидрогеологических обстановок рудообразования отнесены в число нетрадиционных концепций металлогении и рудообразования. Во многих докладах развивалась гидрогенная концепция рудообразования в терригенно-карбонатных толщах.

В связи с выдвинутой В.И. Смирновым проблемой коровых инфильтрационных источников рудообразующих веществ немагматогенных рудных месторождений особое значение приобретает связь стратиформного оруденения с нефтематеринскими и эвапоритовыми толщами, на что указывали Д.И. Павлов, Д.И. Горжевский, А.А. Карцев, В.В. Попов. На примере свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях показано ведущее значение трансформаций сингенетических концентраций металлов в рудные залежи под воздействием седиментогенных хлоридных рассолов [16—18]. По данным Л.Г. Богашовой, поровые рудообразующие растворы соленосных осадочных толщ типа агрессивных хлоридных рассолов, возникающих при нисходящей миграции вод через глинисто-эвапоритовые формации, несут концентрации тяжелых металлов, не уступающие таковым в современных гидротермах и газожидких включениях в минералах стратиформных месторождений полиметаллов. Железомарганцевые трубообразные тела с повышенными концентрациями Co, Mo, Ni, Zn, Cu, V, приуроченные к участкам разгрузки вод в олигоценовых осадках краевой части Челкарского прогиба, по данным А.В. Липаева, Д.И. Павлова, связываются с миграцией подземных литификационных вод. Смешанное, инфильтрационное и ювенильно-инфильтрационное происхождение рудных компонентов свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа Казахстана обос-

новывает В.И. Фомичев. Области рудонакопления сурьмяно-ртутных месторождений с полигенным (мантийно-коровым) источником рудообразующих веществ отвечают, по мнению Н.А. Озеровой, зонам пересечения глубинных разломов с нефтегазоносными и эвапоритовыми толщами. Рудоконтролирующая роль палеодренажных систем, примыкающих к палеодельтам, палеоруслам, показана австралийскими геологами К.Р. Баттом, Д.Р. Боутом и А. Лесавором. Месторождения медистых песчаников и сланцев с позиций гидрогенной концепции рудообразования рассмотрены А.М. Лурье, Б.Б. Сюсюрой, А. Брауном, М. Банасой, В. Саламоном и др. Большинство этих исследователей возникновения оруденений связывает с трансформацией повышенного геохимического фона осадочных толщ формационными подземными водами, разгружавшими рудное вещество на восстановительных (сероводородных) и углеродсодержащих барьерах.

Некоторые исследователи придают определенное значение элизионным артезианским водам в стратиформном рудообразовании. Э.И. Кутырев [12, 27, 33, 34] выделяет элизионно-стратифицированный морфогенетический тип согласных месторождений цветных металлов. Ю.В. Богданов и В.П. Феоктистов [34] формирование эпигенетических рудных концентраций на месторождениях медистых песчаников и сланцев связывают с активной деятельностью элизионных артезианских вод, трансформировавших первично-осадочное оруденение. Для нижнесилезских месторождений (мансфельдский тип) в ПНР с песчаниковыми, мергелистыми и карбонатными типами руд цветных и редких металлов подчиненные пластовым продуктивным залежам небольшие рудные тела секуще-жильного типа связаны с процессами гидрогенно-эпигенетического преобразования первично-осадочных руд, т. е. с переотложением части рудных компонентов нисходящими водами на геохимическом барьере в цехштейновом рудоносном горизонте. Аналогичный механизм образования эпигенетических руд наблюдается на полигенных и полистадиальных месторождениях цветных металлов стратиформного типа в терригенно-галогенно-карбонатных формациях среднего палеозоя Тянь-Шаня (Т. Джумалиев, У. Асаналиев, И. Турдукеев). На месторождениях Джергаланского, Молдотооского и Сумсарского районов подчиненные осадочно-диагенетическим рудным залежам эпигенетические рудопроявления полиметаллов связываются с трансформациями первично-осадочных концентраций в условиях геохимической миграции щелочно-кислых сульфатно-хлоридных вод. Эпигенез рудоносных седиментов обуславливался физико-химическим воздействием высокоминерализованных нисходящих сульфатно-хлоридно-натриевых рассолов, сульфидов и карбонатных пород. Для ртутных месторождений киноварно-доломитового (карбонатного, ваньшаньского) типа в Туркестано-Алае устанавливается, что седиментационно-диагенетические накопления ртути в ходе регрессивного эпигенеза (экзогенеза и гидрогенеза), подвергаясь актив-

ному воздействию агрессивных вадозных растворов гидрокарбонатно-сульфатного состава, выносятся в ослабленные трещинно-карстовые зоны, где отлагаются на геохимических барьерах в виде порошковатых и "печенковых" руд киновари.

Примером ртутного рудообразования как функции экзогенного эпигенеза — гидрогенеза служат некоторые рудопроявления в трещиноватых закарстованных доломитах позднедевонского возраста хр. Андыген в Туркестано-Алае (Джангызкыр, Гурото и др.). Здесь устанавливается вдоль широтного, субсогласного с рудовмещающей известняково-доломитовой толщей Гуротинского разлома, по которому циркулировали агрессивные кислотнo-сульфатные трещинно-пластовые воды, определенная минералого-геохимическая эпигенетическая зональность: 1) зона убогой литогенетической сульфидной (киноварь, метациннабарит, реже пирит, халькопирит, арсенопирит) минерализации прожилково-вкрапленно-конкреционного типа и повышенного геохимического состава ртути ($n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3} \%$) в неизменных битуминозных доломитах; 2) зона выщелачивания (ремобилизации) указанных доломитов, но интенсивно измененных, декарбонатизированных, дебитуминизированных, десульфидированных с резким дефицитом ртути (не более $1 \cdot 10^{-5} \%$); 3) зона вторичного ртутного оруденения из кондиционных руд прожилковой, колломорфной, реже мелкокристаллической землистой ("печенковой") киновари в трещинно-карстовых зонах в ассоциации с редкими обособлениями малахита, лимонита, новообразованных сульфидов меди; скопления вторичной киновари локализуются преимущественно на участках выклинивания зоны 2 (выноса — выщелачивания) — своеобразных структурно-геохимических барьерах; 4) зона ожелезнения (лимонитизация, гидрогематитизация), где отмечаются контрастные по содержанию ртути (от $n \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-4} \%$) участки; 5) зона метасоматических гипсов, дробленных и огипсованных известняков карбона в приразломном контакте последних с рудовмещающими доломитами девона; ртутный фон зоны низок ($n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5} \%$); огипсование, по мнению А.А. Саукова, вероятно, является продуктом взаимодействия сульфатных (с сернокислым железом — растворителем киновари) вод с известняками по известной формуле А.Г. Бетехтина.

Таким образом, зона кондиционных ртутных руд тяготеет, с одной стороны, к участкам выклинивания зоны выщелачивания, с другой — к периферии зоны ожелезнения. Аналогичная картина локализации эпигенетических ртутных руд наблюдается и на других проявлениях киновари Туркестано-Алая (Сымап-Адыракоуская кулиса, Карадаванское рудное поле). В Сымап-Адыракоу-Алмасайской рудной зоне интенсивность экзогенно-эпигенетического оруденения уменьшается с глубиной эрозийного среза крутопадающих рудовмещающих доломитов D_3 по мере приближения к уровню неоген — древнечетвертичных подземных вод, маркируемому положением палеорусловых конгломератов сохской

свиты. Участвовавшие в ртутном рудообразовании эпигенетические процессы можно отнести, следуя Л.Б. Рухину, к регрессивной стадии эпигенеза осадочных формаций (гидрогенезу — экзогенному эпигенезу). Подобные изохимические процессы участвуют в формировании экзогенных эпигенетических (инфильтрационных, гидратагенных или гидрогенных) рудных месторождений, соответствующих вадозно-инфильтрационному типу ртутного оруденения в систематике месторождений ртути и сурьмы В.Т. Сургая [27].

Условия формирования свинцовых месторождений Акшийракской группы (Кульджабашат, Чункей и др.) в пределах Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня на основе региональных палеогидрогеологических реконструкций рассмотрены Е.А. Басковым. Ранее эти барит-галенитовые с серебром рудные образования в допалеогеновых карстогенных структурах на контакте карбонатных пород карбона и перекрывающих их конгломератобрекчий верхнего палеогена — нижнего неогена А.А. Луйком связывались с юноальпийской гидротермально-магматической деятельностью. Предложенная Е.А. Басковым гипотеза образования рудопроявлений Акшийракской группы базируется на механизме смешения термальных хлоридных кальциево-натриевых вод, обогащенных барием, стронцием и свинцом, с сульфатно-хлоридными (и хлоридно-сульфатными) сероводородными нисходящими водами водоносных горизонтов. Циркулирующие по ослабленным зонам сульфат- и сероводородсодержащие воды могли проникать на значительные глубины, сопровождаясь рудоотложением. Это в определенной мере согласуется с геологическими и металлогеническими особенностями рассматриваемого Молдотауского рудного района, где известны осадочно-диагенетические (Дальнее, Кенсай, Кичине-Киндык и др.) и сингенетически-эпигенетические (Кокджерты, Тегерек) рудопроявления свинца, цинка и барита в нижнетурнейских доломитах. Изотопный состав рудных свинцов указанных рудопроявлений и Акшийракской группы месторождений идентичен и имеет каледонский возраст.

По данным С.А. Вересова, кварц-киноварные и кварц-карбонат-киноварные руды Кишкитского рудного поля в осадочно-вулканогенных отложениях верхнего палеозоя (северо-западная часть Большого Кавказа) формировались в период функционирования трех взаимосвязанных гидродинамических систем: 1) глубоких горизонтов Тебердинского бассейна с хлоридными седиментогенными и метаморфогенными водами; 2) сероводородно-углекислых гидротерм вулканического очага; 3) верхних горизонтов артезианского бассейна с инфильтрационными кислородно-азотными водами. Взаимодействие первых двух систем обеспечивало формирование гидротермальных металлоносных растворов при значительном преобладании в них седиментогенных и метаморфогенных гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридно-натриевых вод терригенных и вулканогенно-осадочных формаций палеозоя. Рудоотложение проис-

ходило при смешении инфильтрогенных кислородсодержащих подземных вод с металлоносными растворами, причем вертикальный размах рудоотложения, вероятно, определялся глубиной проникновения нисходящих вод артезианского бассейна.

Для золотосодержащих месторождений ртути карлинского типа (шт. Невада), представленных согласными залежами золотортутных руд в слабо измененных доломитах палеозоя (близкий аналог месторождений ртути киноварно-карбонатного, ваньшаньского типа), развивается концепция о мобилизации рудных компонентов из вмещающих пород при участии погребенных морских вод. Выщелачивание и перенос металлов осуществлялись нагретыми хлоридными водами [11]. Активное участие разогретых и химически активных поровых вод в формировании эпигенетических руд свинца и цинка, локализованных в терригенно-карбонатных отложениях, отмечается также для месторождений свинцового пояса Вайнбернум (Магмонт) и Верхней Силезии. Для последних характерно, что в формировании рудоносных метасоматических доломитов участвовали и подземные грунтовые воды. Источником рудного вещества и магнезиальной составляющей растворов служили рудовмещающие породы и эвапоритоносные терригенно-карбонатные отложения ближайшего окружения.

Пространственно-структурная сопряженность стратиформного оруденения в карбонатных формациях с артезианскими, нефтегазоносными и солеродными, эвапоритными бассейнами устанавливается для разновозрастных и разнотипных месторождений цветных металлов, сформировавшихся при различных геотектонических режимах [16–18]: в краевых платформенных прогибах (рудные районы Мидконтинента; Пайн-Пойнт в Канаде и др.), срединных массивах (Французский и др.), складчатых областях (Каратауский рудный район, Западно-Прибайкальская рудная зона, рудные зоны Урала на склоне древнего Центрально-Уральского поднятия и др.). При этом наиболее значительные стратиформные месторождения свинца и цинка в палеотектоническом и палеогидрогеологическом плане размещаются на склонах древних структурных поднятий, сопряженных с палеопрогибами, представлявших собой артезианские водонапорные бассейны преимущественно седиментогенных хлоридных соленосных и рассольных вод. Многие из этих бассейнов нефтегазоносны и соленосны. Рудные зоны стратиформной свинцово-цинковой минерализации в терригенно-карбонатных формациях различных геоструктурных элементов земной коры размещаются в бортовых периферийных частях крупных артезианских бассейнов седиментогенных вод. При этом такие бассейны во внутренних частях стабильных структур (платформ, срединных массивов) остались законсервированными в отличие от складчатых и активизированных областей, где они сохранились фрагментарно.

Гидравлическая связь глубоких частей прогибов — источников тер-

мальных хлоридных рассолов — с рудными зонами прекращалась на завершающих стадиях элизионного развития (инфильтрационном этапе) палеогидродинамических систем. Захороненные вместе с седиментами морские высокоминерализованные воды в ходе диагенеза — катагенеза обводненных известково-магнезиальных битуминозных осадков трансформировались в термальные рассольные воды с последующей их десульфатизацией за счет органического вещества вмещающих отложений. В галогенно-карбонатных осадках, кроме диагенетически-катагенетической десульфатизации, происходила доломитизация с возрастанием минерализации отжатых седиментогенных вод за счет выщелачивания соответствующих компонентов из окружающих эвапоритоносных отложений.

Инфильтрационные подземные воды метеорного происхождения бассейнов стабильных структур формировались путем вытеснения седиментогенных вод преимущественно в периоды их воздыманий, которым соответствовали инфильтрационные гидрогеологические этапы. В складчатых областях седиментогенные воды накапливались в миогеосинклинальные этапы, когда в артезианских палеобассейнах преобладали элизионные гидрогеологические процессы. Активная миграция седиментогенных вод в складчато-геосинклинальных областях происходила в периоды инверсий и складчатости. Синхронно с этим и позже (в орогенный период) формировались трещинные и трещинно-пластовые подземные воды инфильтрационной природы. Водонапорные палеосистемы формировались длительно: развитие артезианских, битумно-нефтегазоносных — сульфидоносных структур и тепловых очагов происходило близодновременно. Тектогенез платформ, срединных массивов и орогенез складчатых областей сопровождался усилением притока глубинного тепла и повышением $P-T$ -параметров в глубоких частях водонапорных палеосистем. Экзотермические минеральные преобразования метаморфизма пород в глубоких горизонтах зон устойчивого прогибания (зон поглощения, субдукции с позиций тектоники литосферных плит или концепции мобилизма) дополнительно обуславливали повышение геотермометрического градиента в структурах артезианских систем. Образование горячих соленых и рассольных минерализованных вод в палеогидросистемах — естественный результат эволюции прогибов (трогов, рифтогенных зон). Накопление мощных осадков сопровождалось их уплотнением, возрастанием $P-T$ -параметров в нижних слоях и высвобождением захороненной седиментационной (морской, океанической) воды. Расчеты гидрогеологов Е.А. Баскова, А.А. Карцева, Д.И. Павлова и др. указывают на громадные объемы отжатых вод в прогибавшихся структурах платформ и складчатых областей. Седиментогенные подземные воды формировались на этапах элизионного развития водонапорных палеосистем, соответствующих прогибанию геоструктур и седиментогенезу. При этом гидродинамический режим определялся процессами литифи-

кации осадков под действием геостатических факторов и геодинамических напряжений. Напор в элизионных гидрогеологических системах создавался за счет выжимания вод из уплотняющихся пород в коллекторы. Гидравлические уклоны были ориентированы к краевым частям бассейнов и локальным поднятиям, т. е. общая направленность миграции рассолов в прогибах была от их центра к бортам. Палеогидродинамика бассейновых флюидов (рассолов, нефти, газа и др.) определялась не только геостатическими и тектоническими режимами прогибов, но и породным составом, внутренним строением бассейнов и другими факторами. Большие масштабы латеральной миграции углеводородов вместе с рассолами, минерализованными водами бассейнов в направлении от их центров к периферии удовлетворительно объясняются осадочно-миграционной теорией образования нефтегазоносных залежей. В случае блоково-разрывной тектоники возникали потоки рассолов секущей ориентировки. В складчатых областях процессы дегидратации осадков и интенсивной миграции подземных минерализованных вод к краевым частям прогибов максимально проявлялись в орогенные этапы, т. е. в условиях сжатия (коллизии, обдукции с позиций концепции неомобилизма — тектоники литосферных плит).

Таким образом, на формирование стратиформного сульфидного оруднения, развивающегося преимущественно в краевых частях структур прогибания, на склонах сопряженных с ними древних поднятий определенное влияние оказывали водонапорные палеосистемы. В районы рудообразования рассолы поступали под большим давлением по наиболее проницаемым средам (отложениям основания трансгрессивных серий рудовмещающих толщ и зонам разломов). Характерная палеогидрогеологическая особенность рудных районов — закономерное расположение их в зонах разгрузки седиментогенных подземных вод (краевых частях артезианских, нефтегазоносных и солеродных бассейнов). Эти тектонически ослабленные и более проницаемые зоны по сравнению с внутренними частями палеопрогибов обеспечивали миграцию метеогенных подземных вод. Такие метеорные (вадозные, отнюдь не ювенильные) воды формировались в инфильтрационные гидрогеологические этапы, отвечающие периодам поднятий и денудаций, выраженным в разрезах рудоносных толщ стратиграфическими перерывами — несогласиями. С последними, как известно, сопряжены рудные палеокарсты в кровле кремнисто-карбонатных рудоносных формаций с согласными месторождениями цветных и редких металлов первично-осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения. Стратиформное рудообразование в карбонатных средах протекало длительно (десятки миллионов лет и более) и многоэтапно; в общем случае выделяются осадочно-диагенетический, сингенетически-эпигенетический, осадочно-метаморфический и эпигенетический или экзогенно-метаморфогенно-гидротермальный [27] этапы. С последним связана преобладающая часть свинцово-цинковых руд промышленного типа.

Геотектонический анализ закономерностей размещения стратиформных рудных месторождений в терригенно-карбонатных формациях главных геоструктурных элементов земной коры позволяет выделить среди них две основные группы месторождений [16]: 1) платформ, объединяющие внутренние, краевые и рифтовые рудоносные структуры; 2) геосинклинально-складчатых областей (эв- и миогеосинклиналей и срединных массивов). Рудные формации согласных месторождений цветных металлов в карбонатных и терригенно-карбонатных породах (барит-свинцовая и свинцово-цинковая миргалимсайского типа, свинцово-цинковая сардинского типа, барит-флюоритсвинцово-цинковая барвинского типа, полиметаллическая красноморского типа) часто принадлежат структурным элементам, формировавшимся вдоль границ геоблоков ранней и поздней консолидации [12]. Такие пограничные зоны геоблоков с аномальными геолого-геофизическими и геохимическими характеристиками (повышенная проницаемость земной коры, градиентные перепады мощностей и латеральная изменчивость формационных тел, стабильные геохимические, палеотектонические, литолого-фациальные и палеогидрогеохимические барьеры и т. д.) отвечают, по мнению Г.А. Твалчрелидзе, наиболее рудонасыщенным структурам типа древних (дорудных) рифтов — авлакогенов и зон тектоно-магматической активизации. При этом большинство рудных районов развития стратиформных месторождений цветных металлов в терригенно-карбонатных формациях миогеосинклинальных областей и платформенного чехла контролируется крупными региональными глубинными разломами фундамента нередко скрытого типа, древнего заложения и рифтогенной природы. В этом аспекте наиболее крупномасштабные месторождения характерны для древних и молодых платформ; в пределах складчатых областей они имеют гораздо меньшие масштабы.

Рудоконтролирующая роль региональных зон глубинных разломов рифтогенного типа в пределах платформ и их щитов отчетливо устанавливается для многих рудных районов развития стратиформного оруденения [32]. Так, рудные районы Миссисипи — Миссури, Тристейт, Южного Иллинойса и Восточного Канзаса Северо-Американской платформы контролируются крупными субмеридиональными и субширотными зонами разломов фундамента, трассируемыми сводовыми поднятиями, вулканическими аппаратами, интрузивными и экструзивными образованиями докембрия — фанерозоя. В районе Тристейт наиболее рудонасыщенные участки (Пигерфилд и др.) приурочены к осевой части грабен-синклинали Майами с максимальной амплитудой вертикального перемещения в породах фундамента. Рудоносные брекчии обрушения и карсты

рудовмещающих органогенно-рифогенных известняков D₂ свинцово-цинкового месторождения Пайн-Пойнт (Канадская платформа) тесно сопряжены с крупным глубинным разломом фундамента, разделяющего две разнотипные и разновозрастные рудные провинции (Слэйв и Черчилл).

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Силезско-Краковского района (ПНР) локализуется в кавернозных доломитах среднего триаса, участвующих в строении грабеновых структур допермского платформенного фундамента. Причем контуры верхнесилезской рудоносной площади совпадают с активизированной структурой, представленной депрессией между Судетским и Светокшинским горными поднятиями, выполненной угленосно-вулканогенными осадками карбона типа формации кульм в понимании Н.С. Шатского.

Свинцово-цинковые рудные районы эпипалеозойской платформы Центральной Европы группируются преимущественно на окраинах Центрально-Французского массива, причем комбинированные (согласно-жильные) рудные залежи в терригенно-карбонатных отложениях триаса — юры и нижнего палеозоя локализуются в узлах пересечения рудоносных формаций с региональными тектоническими разломами (месторождения Коайак-Сен-Сальви). Свинцово-цинковое (с баритом) оруденение осадочного типа в терригенно-соленосно-доломитовых горизонтах триаса локализуется на склонах конседиментационных поднятий (месторождение Малин). С карбонатно-терригенными отложениями юры южного обрамления Центрального массива Франции связаны свинцово-цинковые месторождения сингенетически-эпигенетического, в том числе, карстового типа. При этом оруденение контролируется зонами разломов фундамента, брекчирования и окарствования (месторождение Круа-де-Пальер в геттанских закарстованных доломитах, месторождение Фижсак в синемюрских карбонатных брекчиях с батским возрастом оруденения) или флексурами узких палеодепрессий (месторождение Буа-Мадам в известковистых песчаниках и сапропелевых глинах). Возникновение широко распространенных в центральной части Западной Европы месторождений свинца, цинка, флюорита и барита стратиформного и жильного типов Г.А. Твалчрелидзе связывает с формированием разломной зоны "Средиземное море — оз. Мьеса", выделенной Г. Штилле.

Стратиформная рудная минерализация (свинец, цинк, барит, флюорит) в терригенно-карбонатных породах кембро-ордовика и верхнего сирула Воыно-Подольской плиты, ступенчато погружающейся в западной периферии Украинского щита, контролируется узлами пересечения субмеридиональных флексур фундамента и субширотных глубинных разломов скрытого типа. Доминирующие согласные рудные тела локализуются в приразломных складках, причем, по данным В.В. Архангельской, устанавливается отчетливая структурно-геохимическая связь оруденения с базальтоидным магматизмом байкало-каледонской тектонической эпохи.

Для рудных месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных формациях складчатых областей роль структурных факторов рудообразования определяется отчетливее.

Рудоносные зоны большой (несколько сот километров) протяженности со свинцово-цинковыми и флюорит-баритовыми месторождениями стратиформного типа, контролируемые длительно развивающимися глубинными разломами, известны во многих складчатых областях земного шара. Они проявлены в различных геодинамических обстановках и разновозрастных структурно-формационных комплексах.

К примеру, в пределах Урало-Монгольского пояса свинцово-цинково-баритовое оруденение в карбонатных формациях рифея, обнаруживая связь с кислыми и основными вулканитами, размещается в активизированных авлакогенах и рифтогенной окраине платформы (западный склон Урала). В Аппалачах развиты подобные, но более крупные месторождения (Остенвилл) также во внешних миогеосинклинальных депрессиях. Рудоносная (свинец, цинк, флюорит, барит) верхнепротерозойская толща карбонатно-терригенных отложений Западно-Прибайкальской рудной зоны между Иркутским амфитеатром (одноименной зоной смятия) и оз. Байкал (рифтом континентального типа) контролируется на протяжении 350 км проницаемой зоной сопряжения устойчивого поднятия восточной окраины Сибирской платформы и Байкало-Патомского миогеосинклинального прогиба. Глубинные разломы, трассируемые проявлениями щелочного магматизма, обуславливали нагревание циркулирующих рассолов с комплексом рудообразующих веществ, экстрагированных из древнего фундамента. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в рифогенных карбонатных породах (кавернозных сахаровидных доломитах) Якутии (Сардана и другие проявления Кылахской рудоносной площади) контролируются синседиментационными антиклинальными структурами. Многоэтапное рудообразование происходило на склонах палеоподнятий [28]. Аналогичные обстановки стратиформного полиметаллического рудообразования характерны для многих рудных районов Тянь-Шаньского сектора Урало-Монгольского пояса (Джержаланская, Курганская и другие группы свинцово-цинковых месторождений). Стратиформное оруденение полиметаллов в терригенно-карбонатных отложениях девона — карбона Каратауской рудной зоны (Тянь-Шаньская складчатая система) контролируется системами долгоживущих глубинных разломов, трассируемых узкими грабенами и выходами щелочных вулканитов. Грабены оконтуриваются крутопадающими разломами (Главным и Большим Каратауским), которые сопровождаются зонами брекчирования, рудной минерализацией и горизонтальными разрывами, благоприятствующими миграции рудоносных растворов [1, 32].

Для полиметаллических месторождений в терригенно-карбонатных формациях (жайремский подтип атасуйского типа) А.А. Рожновым

установлена их приуроченность к скрытым глубинным разломам фундамента, сопровождающимся флексурными перегибами, конседиментационными коробчатыми, сундучными складками и фиксируемым геофизическими методами. По данным П.В. Панкратьева и Ю.В. Михайловой, стратиформные проявления свинцово-цинковых и баритовых руд хр. Каратау формировались во внешней зоне Киргизско-Терской рифты в Северном Тянь-Шане. Стратиформные месторождения свинца и цинка пограничных зон Северного и Южного Тянь-Шаня (Учкулач, Кан, Кудара, Сумсар и др.) размещаются вдоль срединных структур краевых и внутренних частей Срединно-Тянь-Шаньского срединного массива. Наиболее рудоносной выступает Каратау-Чаткальская рифтоподобная структура, активизированная в результате фран-фаменской регенерации рифтогенного режима в Северном Тянь-Шане. Отмечается возрастное скольжение рифтогенных структур Тянь-Шаня с севера на юг от Киргизско-Терской системы глубинных разломов в сторону Каракумо-Таджикского палеоконтинента, что отражает последовательную миграцию офиолитовых поясов в Центрально-Азиатском сегменте Урало-Монгольского пояса от позднерифейского на севере (Таймыро-Саянского) до юрско-мелового (Кавказско-Туркменского) на юге. Соответственно в этом же направлении отмечается омоложение стратиформных месторождений цветных металлов от позднепротерозойских (Холоднинское) на северо-востоке до мезозойских (Кутитанг) на юге.

Структурно-тектонические факторы редкометалльного (вольфрам, олово, молибден) и сопутствующего (золото, сурьма, ртуть, редкие земли) рудообразования в терригенно-карбонатных формациях и их метаморфизованных аналогах, имея сходные черты с вышеописанными месторождениями цветных металлов, имеют специфические особенности. Согласно данным В.К. Денисенко и др. [29], стратиформные редкометалльные месторождения сульфидно-скарноидного и сульфидно-кварцитового формационных типов локализуются над приподнятыми блоками складчатого фундамента гранито-гнейсового состава или в зоне обрамления последних.

В региональном плане оруденение редкометалльно-сульфидно-скарноидного типа обычно проявляется в докембрийских консолидированных геоструктурах — щитах, срединных массивах, блоках ранней консолидации складчатых областей. Редкометалльно-сульфидно-кварцитовое оруденение связано со структурами типа эвгеосинклинальных трогов окраин жестких континентальных плит, рифтогенных или микроконтинентов сиалического профиля. Общая особенность размещения обоих формационных типов редкометалльного оруденения — приуроченность его к зонам глубинных тектонических разломов и региональных надвигово-сдвиговых нарушений при определенной удаленности рудных залежей от плоскостей сместителей последних. В рудных районах с относительно простым тектоническим строением рудоносные горизонты рас-

полагаются вблизи региональных нарушений типа сбросо-сдвигов и сдвигов или висячем и лежащем боках оперяющих их пологопадающих взбросов и локальных внутрiformационных надвиговых структур. В тектонически сложно построенных рудных районах с крупнообъемными месторождениями (Сандонг, Фельбертал, Монтань-Наур и др.) рудоносные аллохтонные блоки находятся в тектоническом покровном залегании на древних автохтонных комплексах нижней части рудовмещающих разрезов. При этом оруденение локализуется в ближайшей к автохтонным блокам 400–500-метровой части тектонических покровов, сложенных более молодыми образованиями. Другая регионально-структурная закономерность размещения оруденения выражается в приуроченности его к участкам зон сланцевого обрамления гранито-гнейсовых куполов, подвергшихся гранитизации. В ряде случаев отмечается участие оруденения в складчато-кливажных деформациях рудоносных формаций, синхронно со смятием которых внедрялись палингенные синкинематические интрузии гранитоидов, образующие крупные, согласные с вмещающими породами тела (Ньямулило, Руиза, Ниа-Вест и другие месторождения Африканского континента).

В локальном плане редкометальное оруденение размещается во внутри- и межпластовых тектонических срывах, обычных для границ разнофациальных типов пород с различными физико-механическими свойствами. Здесь возникают структурные ловушки (зонки тонкого рассланцевания, послойно-кливажной трещиноватости скрытого типа, полости отслоения в участках изгибов осей и шарниров складок), благоприятствующие рудоотложению в условиях длительной циркуляции минералообразующих растворов.

По характеризующим формационным типам стратиформного редкометального оруденения структурно-тектонические рудоконтролирующие факторы дифференцируются следующим образом [29]:

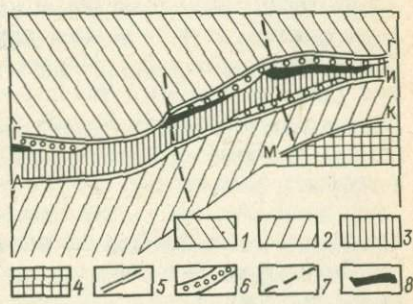
1) сульфидно-скарноидного формационного типа: а) рудоконтролирующие тектонические структуры – щиты, срединные и кристаллические массивы; б) тектоническая позиция оруденения – автохтонные, реже аллохтонные блоки вблизи зон милонитизации; в) рудовмещающие структуры – преимущественно синклинальные складки высоких порядков, внутри- и межпластовые тектонические срывы;

2) сульфидно-кварцитового формационного типа: а) рудоконтролирующие тектонические структуры – краевые части эв- и миогеосинклинальных трогов, палеопостройки островодужного типа, сланцевое обрамление гранито-гнейсовых куполов; б) тектоническая позиция оруденения – нижние части аллохтонных блоков в зонах надвигов и сдвигов; в) рудовмещающие структуры – преимущественно антиклинальные складки высоких порядков, трещины кливажа.

Приведенные выше главные характеристики структурно-тектонических факторов редкометального рудообразования отчетливо проявлены

и в рудных районах Тянь-Шаня. К примеру, редкометалльно-вольфрамо-рудные зоны в углеродистой карбонатно-черносланцевой толще вендского возраста приурочены к северным, периферическим частям активизированных жестких и приподнятых блоков — микроконтинентов Среднего Тянь-Шаня. Металлоносные зоны чешуйчато-надвигового смятия черносланцевого обрамления гранито-гнейсовых куполов (северо-западной краевой части Акциирак-Куйлютауского сводово-глыбового поднятия) в местах сопряжения с флексуобразным изгибом зоны глубинных долгоживущих разломов "линии Николаева" (главного разлома Тянь-Шаня, разделяющего его северную и южную структурно-формационные зоны) разбиты региональными нарушениями субширотного и близмеридионального (анти Тяньшаньского) направлений (рис. 39). Среди благоприятных для рудолокализации структур выделяются: 1) зоны смятия и кливажной трещиноватости северо-восточного направления, участки тектонического и "гидротермально-эксплозивного" брекчирования (милонитизации); 2) узлы пересечения надвигов — чешуй и разноориентированных трещин отслоения, срыва, отрыва и скола; 3) перегибы крыльев куполообразных структур — микрогеоблоков и крутопадающие крылья антиклинальных складок, осложненных разрывными нарушениями. Участки рудной минерализации среди дислоцированных рудовмещающих толщ нередко образуют сглаженно-пониженные формы рельефа (своеобразные геоморфологические структуры) срыхлыми отложениями повышенной мощности в кровле. На восточном, северо-восточном продолжении описываемых редкометалльных зон, в идентичной геоструктурной обстановке, но в более древних толщах с полями наложенных депрессий и трещинных субщелочных интрузий развиты золото-редкометалльные проявления сульфидно-скарноидного рудноформационного типа, аналогичные рудоносным тактитам (см. рис. 39). Рассмотренные выше структурные факторы редкометалльного рудо-

Рис. 39. Схема структурно-тектонического положения стратифицированных редкометалльных зон восточной части Тянь-Шаня: 1 — каледониды Северного Тянь-Шаня; 2 — герциниды Южного Тянь-Шаня; 3 — Куйлю-Сарыджазский и Джетымский блоки микроконтинента среднего массива Среднего Тянь-Шаня; 4 — фрагмент Гаримской платформы; 5 — глубинные региональные разломы: ГГ — Главный Тянь-Шаньский (важнейшая структурная "линия Николаева"), АИ — Атбаш-Иньельчекский, МК — Майбаш-Кипчакский; 6 — щелевые депрессии-прогибы (зоны активизации); 7 — "анти Тяньшаньские" глубинные разломы скрытого типа (линеаменты); 8 — редкометалльные рудные зоны стратифицированного типа



образования (локализация оруденения вблизи долгоживущих и протяженных зон региональных разломов, в нижних частях тектонических покровов, наличие разновозрастных с рудными образованиями аллохтонных или автохтонных блоков гранитоидов, полей трещинных интрузий субщелочного, латитового рядов) свидетельствуют о значительной роли процессов тектоно-магматической активизации в формировании эпигенетического оруденения на поздних этапах стратиформного рудогенеза, протекавшего среди терригенно-карбонатных формаций.

Структурные факторы сурьмяно-ртутного рудообразования на примере стратиформных месторождений сурьмы и ртути в терригенно-карбонатных формациях за последние годы обстоятельно рассмотрены в работах В.И. Бергера, В.И. Смирнова, В.П. Федорчука и других исследователей.

В качестве геоструктур, благоприятных для формирования сурьмяного оруденения согласного ("джаспероидного"), реже секущего типа, выступают структуры типа срединных (стабильных) массивов (Цзяньнаньский массив на юго-востоке КНР с его крупнейшим месторождением Сигуаньшань, сурьмянорудными объектами Панси и др.; Центральный массив Франции с рудными полями Ла-Люсетт и др.; Тургайская группа месторождений в Центрально-Казахстанской древней стабильной области и др.). Предпочтительны в отношении сурьмяного оруденения амагматогенного класса зоны активизации платформ (рудоносный пояс хр. Мерчисон в Южной Африке), окраины стабильных массивов, осложненных системами долгоживущих краевых разломов (внешние зоны Колымского и других массивов), зоны завершенной складчатости в геосинклинальных областях (Тянь-Шань и др.). Ртутные месторождения стратиформного типа в известняково-доломитовых (магнезиально-карбонатных) толщах известны как на платформах (Ваньшаньская ртутно-рудная зона в карбонатных породах кембрия), так и в миогеосинклинальных зонах (Южно-Ферганский рудный пояс с многочисленными ртутными проявлениями киноварно-карбонатного типа в среднепалеозойских известняково-доломитовых толщах и др.). По данным Д.И. Горжевского и И.Т. Макеевой, месторождения антимонит-киноварной (джаспероидной) и киноварно-карбонатной рудных формаций группируются в металлогенических поясах и зонах с различной геотектонической позицией: для первых это будут окраинно-океанические островодужные андезитовые на мозаичной гетерогенной коре переходного типа, а для вторых — региональные и локальные разрывы орогенного этапа (миогеосинклинальных систем).

Структурно-тектонические рудоконтролирующие факторы киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации, объединяющей важнейшую промышленно-генетическую группу месторождений сурьмы и ртути стратиформного типа (Сигуаньшань или Синьхуаньшань в КНР, Сан-Хозе в Мексике, Перетта в Италии, Рыбново в НРБ, Кадамжай,

Хайдаркан, Джижикрут, Терек в СССР), характеризуются В.И. Бергером следующим образом. Типовыми структурами являются миогеосинклинально-складчатые системы рифея — фанерозоя и мобильные платформы с развитием терригенно-карбонатных комплексов в зонах длительного прогибания. Палеотектонические элементы представляют собой контрастные сочленения палеоподнятий ("актиклинальных отmelей") и прогибов, ортогональные сети разграничивающих их конседиментационных разломов, фиксируемых узкими градиентными зонами фаций и мощностей, гравимагнитными ступенями, системами внутриформационных сбросов. Наложённые дислокации определяются складчатыми и сводово-глыбовыми структурами, сопровождающимися пологими региональными надвигами типа шарьяжей, "бронирующими" ("экранирующими") рудоносные литостратиграфические уровни и осложненными горсто-грабеновой тектоникой. По мнению В.П. Федорчука и др., решающее рудо-локализирующее значение для месторождений сурьмы и ртути джаспероидного типа имеют структуры экранирования, эффект которых усиливается в случае развития межформационных (на контакте подстилающих карбонатных и перекрывающих терригенно-сланцевых отложений) срывов, особенно при наличии пологих чешуйчатых взбросо-надвигов (месторождение Кадамджай и др.). Для ртутных месторождений карбонатного типа большое рудоконцентрирующее значение В.П. Федорчуком отводится линейным зонам внутриформационного расслоения, развивающимся в известняково-доломитовых разрезах как стабильных структур (Ваньшаньская зона), так и геосинклинально-складчатых областей (Среднеазиатская провинция).

В локальном плане сурьмяно-ртутные месторождения стратиформного типа в миогеосинклинальных зонах и на платформах приурочены к терригенно-карбонатным отложениям, смятым в пологоскладчатые структуры, брахиантиклинальные и сундучные складки, осложненные в свою очередь разрывными нарушениями типа надвигов и поперечных сбросо-сдвигов. Межформационные залежи рудоносных джаспероидов часто развиваются в шарнирных участках складок, где рудные тела пластинчатой и линзообразной форм тяготеют к верхней, подсланцевой части карбонатного разреза.

Таким образом, большинство амагматогенных месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных формациях контролируется наложенными впадинами, мульдами, депрессиями и конседиментационными, преимущественно антиклинальными, складками, локализуясь на их склонах. По заключению Е.Е. Милановского, именно такие геодинамические обстановки возникают над геоструктурами рифтогенного типа. Приведенные примеры пространственной, параструктурной и, возможно, парагенетической связи стратиформных рудных месторождений с крупными региональными зонами глубинных разломов рифтогенного типа могут иметь прогнозное значение, ибо последние отчетли-

во диагностируются региональными геолого-геофизическими и дистанционными методами. Однако это никоим образом не умаляет другие (формационные, литостратиграфические, фациально-палеогеографические и т. д.) факторы стратиформного рудообразования и поисково-прогнозные критерии рудоносности терригенно-карбонатных формаций. Роль структурных факторов в стратиформном рудообразовании необходимо использовать для целей прогнозирования в тесном сочетании с другими геологическими факторами и прежде всего литогенными.

ГЛАВА X

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РУДООБРАЗОВАНИИ

Процессы регионального метаморфизма и связанные с ними частные проявления метасоматоза наиболее полно изучены на метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождениях докембрийского возраста. Этой проблеме посвящены работы Я.Н. Белевцева, Д.И. Горжевского, В.С. Домарева, А.Н. Заварицкого, А.И. Кривцова, Г.В. Ручкина, Н.Г. Судовикова, Т.Н. Шадлун, П. Рамдора и других исследователей. В настоящее время из зарубежных метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений добывается около 33–34 % свинца и цинка, а значительная доля выявленных за последние 20–30 лет месторождений полиметаллов относится к этому промышленно-генетическому типу.

Согласно данным Г.В. Ручкина [22], метаморфизованные колчеданно-полиметаллические месторождения с серебром связаны с докембрийскими лептитовыми комплексами вторичных геосинклиналей. Рудовмещающие породы – высокоглиноземистые метавулканогенно-осадочные отложения, известняки и доломиты, обогащенные карбонатным материалом (Брокен-Хилл, Роквелл в Австралии, Оммеберг, Саксбергет, Фалун в Швеции и др.).

Месторождения цинка, свинца и меди в позднерифейских метавулканогенно-осадочных комплексах эвгеосинклиналей локализируются в углеродисто-черносланцевых карбонатно-терригенных и метавулканогенно-осадочных отложениях (свинцово-цинковые месторождения Холоднинское и Линейное в СССР, медно-цинковые месторождения Приска в ЮАР, Нупра, Джебел-Саид, Гехаб в Саудовской Аравии и др.).

Рудные тела метаморфизованных колчеданно-полиметаллических месторождений представлены преимущественно согласными пластообразными и линзовидными, иногда секущими залежами с преобладанием руд полосчатой и плейчатой текстур. Ведущее значение имеют халько-

пирит-сфалеритовые, галенит-сфалеритовые и халькопирит-галенит-сфалеритовые минеральные типы комплексных руд с промышленными концентрациями серебра, кадмия и других полезных компонентов. Окколорудные и метасоматические изменения представлены серицитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, альбитизацией, хлоритизацией. Степень регионального метаморфизма рудоносных пород редко достигает уровня гранулитовой и эклогитовой фаций. Породы высоких степеней метаморфизма практически не содержат промышленных концентраций цветных металлов, что, по мнению В.С. Домарева, объясняется полным выносом их из зон ультраметаморфизма. Исключение, по-видимому, составляет полиметаллический гигант Брокен-Хилл, — один из немногих примеров крупных месторождений цветных металлов, локализующихся в породах с глубокими метаморфическими трансформациями (от амфиболитовой и глаукофановой до гранулитовой фаций).

Из отечественных рудных объектов цветных металлов в терригенно-карбонатных формациях наиболее ярко раннеметаморфические процессы проявились на Горевском свинцово-цинковом месторождении. Рудовмещающие породы верхнего протерозоя в результате регионального метаморфизма превратились в кварцево-серицит-карбонатные сланцы и мраморы с минеральными новообразованиями серицита, мусковита, биотита, хлорита, пирита, пирротина, магнетита, галенита, сфалерита, буланжерита, джемсонита, кальцита, кварца, доломита, иногда турмалина; широко проявились метаморфические структуры и текстуры (мраморовидная, леподобластовая, гранобластовая, сланцевая, кливаж). Промышленные руды возникали за счет раннеметаморфических преобразований убогих седиментационно-диагенетических рудных залежей в условиях зеленосланцевого метаморфизма. Текстуры руд (полосчатая, вкрапленная, прожилково-вкрапленная, пятнистая, массивная, брекчиевидная, цементная и др.) отражают последовательные стадии полихронного рудообразования (седиментогенную, метаморфогенную и гипергенную).

По данным Г.В. Ручкина [22], метаморфизованные колчеданно-полиметаллические месторождения испытали региональный динамотермальный метаморфизм от зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Однако, как уже отмечалось, в условиях ультраметаморфизма (гранулитовой фации и выше) месторождения цветных металлов встречаются редко. Метаморфические трансформации первичных рудных залежей сопровождаются их деформациями, зонами разрывов, рассланцевания, разлинзования и будинажа, а также усложнением формы рудных тел, их регенерацией, уплощением или утолщением на отдельных участках в результате перераспределения рудных компонентов с нагнетанием их в ядерные части складок. В условиях всестороннего нарастания давлений происходят закономерное уменьшение роли первичных текстурно-структурных характеристик и проявление новообразованных текстур (полос-

чатых, сланцеватых, гнейсовидных, очковых и др.); увеличивается зернистость рудно-минеральных агрегатов, происходит потеря признаков ориентировки последних и изменение физико-механических свойств руд. Изменения в минеральном составе руд выражаются появлением пирротина, магнетита, арсенопирита, борнита, кубанита, лёллингита, петландита, станнина, касситерита, молибденита и др.; из новых нерудных минералов отмечаются дистен, андалузит, ганит, реперит, ставролит, гранат, полевые шпаты и др. Метаморфические преобразования прогрессивного метаморфизма в отличие от регрессивного не сопровождаются переотложением рудного вещества и существенными изменениями закономерностей его первичного залегания. Формирование регенерированных руд на регрессивном этапе метаморфизма сопровождается широкой миграцией рудообразующих веществ вдоль ослабленных, проницаемых зон (секущих разломов, трещиноватости и т. п.) с образованием существенно пирротиновых руд.

Для редкометалльных стратиформных месторождений метаморфические процессы играют важное рудоконцентрирующее значение. Рудоносные породы стратиформных месторождений вольфрама метаморфизованы в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. По данным В.К. Денисенко и др. [29], основные процессы перераспределения и мобилизации с образованием промышленных руд могут происходить лишь в ходе метаморфизма вольфрамоносных отложений. В условиях низких температур и давлений образуется тонкодисперсный (до 0,1 мм) шеелит, а при более высоких температурах (350–450 °С) и давлении (10–25 МПа) кристаллизуется шеелит, размер зерен которого не менее 2–3 мм. Возникновение месторождений шеелит-сульфидно-скарноидной формации в консолидированных структурах докембрийского возраста связывается с региональными процессами метаморфизма, гранитизации и железо-магний-кальциевого метасоматоза древних вольфрамсодержащих вулканогенно-осадочных толщ (Баян, Кги-Теберда, Мютенбай в СССР, Биндал и Ордален в Норвегии). Месторождения шеелит-сульфидно-кварцитовой формации в раннепалеозойских вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенных толщах эвгеосинклинального типа (Восточные Альпы, Пиренеи, Турция и др.) формировались главным образом в условиях зеленосланцевого метаморфизма; состав гидротермально-метаморфогенных и метасоматических зон кварцевый, кварц-альбит-серицитовый, кварц-графитовый, кварц-карбонат-графитовый.

Для сурьмяно-ртутных месторождений в терригенно-карбонатных формациях региональный метаморфизм выше зеленосланцевой фации и является неблагоприятным (рудоуничтожающим) фактором рудообразования, оценивается в качестве отрицательного критерия прогнозирования амагматогенного ртутно-сурьмяного оруденения. По данным И.Д. Турдукеева и Т.У. Укудеева, средние содержания ртути ($n \cdot 10^{-5} \%$)

в фациях регионального метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань) заметно уменьшаются по мере увеличения степени метаморфизма: пренит-пумпеллиитовая и цеолитовая — 7–8, зеленосланцевая — 0,6–1, эпидот-амфиболитовая — 0,4, амфиболитовая — 0,2. Основная масса атомов ртути высвобождается еще до зеленосланцевого метаморфизма; геохимический фон сурьмы в продуктах последнего и их неметаморфизованных аналогах практически сохраняется или наблюдаются факты обогащения сурьмой жильных производных регионального метаморфизма.

Большинство месторождений цветных и редких металлов стратиформного типа в терригенно-карбонатных и особенно в собственно карбонатных формациях принадлежит к амагматогенным или слабо магматичным рудным районам. Исключение представляют осадочно (вулканогенно)-гидротермальная и осадочно-метаморфизованная группы месторождений. Многофункциональную роль магматических процессов в стратиформном рудообразовании следует рассматривать многопланово: в качестве рудогенерирующих, рудообразующих, рудопреобразующих и рудоуничтожающих факторов.

Значительное влияние вулканизма на формирование стратиформных месторождений, локализованных в вулканогенно-осадочных отложениях, рассмотрено в работах В.И. Смирнова, Г.С. Дзюценидзе, И.В. Дербикова, А.Н. Заварицкого, В.Н. Котляра, В.М. Попова, В.Е. Попова, Н.С. Скрипченко, Г.Н. Щербы, Д. Вильямса, А. Кинкела, К. Офтедаля, Д. Сато и других исследователей. Механизм вулканогенно-осадочного рудообразования отвечает сочетанию эндогенных и экзогенных процессов. По источнику рудного вещества месторождения вулканогенно (гидротермально)-осадочной группы являются эндогенными, а по способу рудонакопления — существенно экзогенными, осадочными. Они образуются на всех этапах развития складчатых областей, в зонах сочленения разнотипных геоструктур (пригеосинклинальных, краевых и передовых прогибах) и структурно-формационных зон. Рудным месторождениям вулканогенно-осадочного происхождения свойственна как эндогенная, так и экзогенная зональность; причем эндогенная зональность проявляется в последовательном образовании рудных залежей в их вертикальном сечении, а экзогенная — по латерали [18]. Связь с вулканизмом месторождений, локализованных в эффузивно-осадочных толщах, может быть непосредственной (близкой) и опосредованной (отдаленной). В ряде случаев магматизм играет роль теплового активатора рудообразующих гидросистем. Стратиформные месторождения цветных металлов осадочно-вулканогенной группы формировались в разнообразных и разновозрастных геотектонических обстановках: начальных и конечных этапах эвгеосинклинального подводного вулканизма позднего протерозоя (полиметаллические руды Приаргунья); в период проявления активного вулканизма раннегеосинклинальных стадий (колчеданно-полиме-

таллическое месторождение Озерное и др. Западного Забайкалья), в рифтогенных структурах (Учкулач и другие месторождения Средней Азии).

В последние годы появились новые данные, свидетельствующие о вулканогенно-осадочном происхождении месторождений ртути, сурьмы [18, 27, 33, 34] и вольфрама [29, 33].

Наложенный (постседиментационный) магматизм, в особенности интрузивная деятельность, является для стратиформных месторождений в терригенно-карбонатных толщах рудообразующим и рудоуничтожающим фактором. Руды полиметаллов значительно трансформируются и в ряде случаев образуются продуктивные залежи скарново-метасоматического типа. Месторождения ртути и сурьмы, локализованные в терригенно-карбонатных породах, не сосуществуют с зонами интенсивного гранитоидного магматизма и полифациального субэврального вулканизма, которые В.И. Бергер расценивает [21] в качестве отрицательных критериев прогнозирования сурьмяно-ртутного оруденения стратиформного типа. По данным И.Д. Турдукеева [27, 33], интрузивный магматизм Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганский или Туркестано-Алайский сурьмяно-ртутный рудный пояс) является антагонистом ртутного рудообразования, что подтверждается, кроме геологических наблюдений, и геохимическими данными. Так, кларк концентраций ртути для главных типов магматических пород составляет (в скобках указано число проб): формация щелочных и субщелочных пород пермо-триаса — 0,03 (52), гранитоидная формация C_2-P — 0,5—1 (178), базит-гипербазитовая формация PZ_{1-2} — 0,1—0,3 (69), габбро-диабазовая формация $S-D$, $C_{1-2}?$ — 0,1—0,7 (30), спилит-диабазовая формация $S-D$ — от 0,6—2 до 7 (61), спилит-кератофир-диабазовая формация кембрия — 3 (20), андезит-базальтовая формация кембрия — 0,1—0,7 (78). Из этих данных видна отрицательная ртутная специализация интрузивных магматитов и положительная — продуктов субмаринного вулканизма; последний предполагается как источник ртути раннегеосинклинальных рудовещающих пород. Наблюдаемые обширные ореолы выноса ртути (отрицательные геохимические аномалии) в экзоконтактовых зонах интрузивных, особенно гранитоидных, формаций являются дополнительным фактором рудоуничтожающей роли интрузивного магматизма. Ярко выраженной сурьмяной специализации изверженных пород Туркестано-Алая не наблюдается. Сурьма в одинаковой степени может накапливаться или рассеиваться как в продуктах корового магматизма сиалического профиля, так и подкорового плутонизма базальтоидного ряда.

**ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И ИХ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

Вопросы типизации стратиформных месторождений цветных и редких металлов в осадочных формациях рассматривались в работах ряда исследователей: У. Асаналиева, Ю.В. Богданова, Э.И. Кутырева, Н.С. Скрипченко, В.В. Попова и Г.Ф. Яковлева. Предложены типизации стратиформных месторождений на формационном, геотектоническом и генетическом принципах. В предыдущих разделах книги обобщены и проанализированы итоги многолетних исследований важнейших рудных районов СССР и зарубежных стран. В результате этого установлены стратиграфические, палеотектонические, формационные, палеоклиматические, литологические, фациально-палеогеографические, палеогидрогеологические, структурные и другие факторы рудообразования, свидетельствующие о том, что стратиформные месторождения цветных и редких металлов, связанные с осадочными, осадочно-метаморфическими и вулканогенно-осадочными толщами, залегающими в различных геотектонических условиях и на разных геохронологических уровнях земной коры, имеют исходную сингенетическую природу. При этом в качестве источника рудного вещества в осадках в зависимости от конкретных геологических условий в одних случаях выступают продукты разрушающихся континентов, сложенных разнообразными типами пород с различной степенью рудонасыщенности, в других этим источником является синхронная вулканическая деятельность или подводные эксталяционно-гидротермальные процессы. В некоторых случаях он бывает комбинированным: присутствуют продукты разрушения континентов и глубинных процессов. Однако независимо от источника рудного вещества концентрация и формирование рудных залежей цветных, редких и благородных металлов в первичных осадках подчиняются законам осадочного и вулканогенно-осадочного литогенеза.

Рудное вещество, внесенное в осадок из различных источников, являясь неотъемлемой составной частью его, в результате постседиментационных процессов претерпевает сложное и длительное преобразование в течение трех основных этапов — седиментационного, осадочно-эпигенетического и осадочно-метаморфического. Седиментационный этап относится к начальным стадиям осадочного рудообразования: седиментогенезу и диагенезу. На данном этапе ведущее значение приобретают палеотектонические и палеогеографические факторы, определяющие общий характер областей седиментации и пространственное размещение в их пределах рудных концентраций. В ходе общего осадконакопления на данном этапе определяется стратиграфическое положение рудоносных горизонтов и пластовых залежей в разрезе продуктивных толщ; закла-

дываются их основные морфологические особенности и вещественный состав; возникают ритмичность в строении продуктивных толщ и тесно связанная с ней многоярусность оруденения; широко проявляются процессы химической дифференциации вещества, обусловившие обособление отдельных металлов в различных литостратиграфических горизонтах и возникновение минералогической седиментационной зональности в строении рудных залежей. Дорудный палеорельеф влияет на пространственное размещение в области седиментации рудообразующих фаций. Как составная часть первичного осадка рудное вещество участвует во всех долитификационных процессах и седиментационных текстурах, входит в состав диагенетических образований. Устанавливается ясный стратиграфический, литологический, фациальный и формационный контроль оруденения.

Основные особенности стратиформных месторождений, сформированных в седиментационный этап, в той или иной мере удерживаются и сохраняются в ходе дальнейшего длительного преобразования при процессах ката- и метагенеза, выделенных под названием осадочно-эпигенетического этапа, развитие которого определяется в основном тектоническими и палеогидрогеологическими факторами. На данном этапе происходят процессы трансформации, преобразования синдиагенетического оруденения под влиянием нагретых седиментационных хлоридных рассолов с образованием переотложенных эпигенетических руд в контурах продуктивных формаций. Нередко рудное вещество исходных рудоносных горизонтов выщелачивается хлоридными рассолами и переотлагается в других удаленных местах.

На третьем этапе — метаморфизме — также происходит глубокое преобразование первичного рудного вещества под действием высоких давлений и температур, а в ряде случаев и магматических процессов. Однако, несмотря на это, во многих метаморфизованных стратиформных месторождениях отчетливо сохранились первичные текстуры руд, возникшие на седиментационном этапе рудообразования. Сохраняются главные закономерности пространственного распределения металлов, возникшие в процессе первичного сингенетического рудоотложения. Таким образом, формирование стратиформных месторождений, как было отмечено В.И. Смирновым, — это сложный, весьма длительный, нередко многостадийный и полигенный процесс, охватывающий значительный отрезок времени с участием самых разнообразных геологических факторов.

Исходя из вышеуказанной геолого-генетической модели, среди стратиформных месторождений выделяются следующие основные генетические группы: 1) осадочная; 2) осадочно-диагенетическая; 3) вулканогенно-осадочная (гидротермально-осадочная); 4) осадочно-эпигенетическая (осадочно-экзогенно-гидротермальная); 5) осадочно-метаморфизованная. Внутри этих генетических групп в зависимости от палеотекто-

нических, формационных позиций, источников рудного вещества, состава вмещающих толщ и постседиментационных преобразований рудных залежей намечаются различные типы стратиформных месторождений (табл. 1).

К группе осадочных (сингенетических) отнесены повышенные концентрации свинца, цинка, меди и других металлов, распространенные в составе как древних, так и современных осадочных толщ. Рассматриваемая группа в большинстве случаев представлена непромышленными месторождениями. Однако горизонты осадочных толщ с повышенным содержанием цветных и редких металлов нередко достигают промышленных пределов, часто прослеживаются на большие расстояния, исчисляемые десятками и первыми сотнями километров независимо от проявлений магматизма, разрывных и складчатых нарушений, что характерно для ранее отмеченных девон — каменноугольных карбонатных толщ Среднего Тянь-Шаня, пермских сланцев Западной Европы, фаменских углисто-глинисто-карбонатных пород Успенской зоны, триасовых доломитов Верхней Силезии, черных сланцев Финляндии, Швеции, Норвегии и других регионов мира.

Региональная сингенетическая зараженность свинцом и цинком отдельных углисто-доломитовых горизонтов нижнего палеозоя Джунгарского Алатау установлена Ш. Байкеновым и В.А. Алексеенко, содержание Pb, Zn в сотни раз превышает кларк, а на отдельных участках достаточно для образования в результате мобилизации при эпигенезе полиметаллических месторождений. По данным Д.Н. Алексеева [27, 33, 34], повышенные сингенетические концентрации свинца, цинка и меди установлены в трех свитах (быркинская, кадаинская, алтаинская) протерозоя — кембрия Приаргуны. Повышенные содержания свинца отмечаются в углисто-глинистых доломитах, распространенных в полосе от пос. Клички до пос. Талман-Борзя, протяженностью около 150 км. Горизонты с высоким (от 0,01 до 1 %) содержанием цветных металлов характеризуются циклическим строением, обогащенностью углистым веществом, фтором, мышьяком и сурьмой. Известные как пластовые, так и секущее полиметаллическое оруденение Приаргуны приурочены к тем свитам, которые отличаются регионально повышенной сингенетической концентрацией цветных и редких металлов.

Т. Динс [6] отмечает, что неминерализованные участки пермских медистых мергелей ПНР, ГДР и Великобритании постоянно содержат свинец, цинк, медь и серебро на обширных площадях в количествах, в сотни раз превышающих их среднее содержание в осадочных породах. Повышенные содержания (относительно кларка) меди, свинца и цинка были установлены М.Е. Бердичевской в нижнекембрийских отложениях Прибалтики, которые являются возрастными аналогами медистых сланцев ПНР и ГДР.

Я. Павловска, Г. Ведова и Т. Галкевич установили, что региональный

Таблица 1

Основные типы стратиформных месторождений в терригенно-карбонатных формациях

| Характерные особенности месторождений | Миргалимсайский | Миссисипский | Тяньшаньский | Атасуйский | Ваньшаньский | Хайдарканский | Баянский |
|---------------------------------------|--|---|---|---|--|---|---|
| Примеры типовых месторождений | Миргалимсай, Шалкия, Сумсар, Икчатское, Барвинское | Месторождения Юго-Восточной Миссисипи, Верхней Миссисипи, Силезско-Краковского района, Южной Якутии | Учкулачское, Райбль, Блайберг, Межца, Тайнаг, Наван | Жайрем, Озерное, Маунт-Айза, Хилтон, Мак-Артур, Салливан, Мегген, Раммельсберг | Ваньшань, Даньчжай, Идрия, Адыракоу, Карасуйское, Курсала, Левосагындинское, Сымап, Ташрабат | Хайдаркан, Джижикрут, Келянское, Сикуаньшань, Цинлун, Столице | Баян, Мютенбай, Тургельдын, Биндал, Орсдален |
| Геотектонический режим | Миогеосинклинальный, платформенный, орогенный | Платформенный, срединномассивный | Миогеосинклинальный, рифтогенный | Наложённые структуры на геосинклинальное и платформенное основание, рифтогенный | Платформенный, миогеосинклинальный, срединномассивный | Миогеосинклинальный, субплатформенный, срединномассивный | Периферия консолидированных геоблоков – щитов, срединных массивов, областей завершённой складчатости, миктогеосинклинальный |
| Рудоносная формация | Карбонатная | Карбонатная, рифовая | Карбонатная, рифовая | Терригенно-карбонатная | Карбонатная, известняково-доломитовая | Терригенно (кремнисто)-карбонатная | Метавулканогенно-осадочная (гранито-амфиболито-гнейсовая), кремнисто-карбонатно-терригенная |

| Фациально-палеогеографические особенности | Прибрежно-мелководные, аридные | Прибрежно-мелководные, мелководные, аридные | Мелководные | Мелководные | Прибрежно-морские, лагунные, аридные | Прибрежно-мелководные, аридные + гумидные | Прибрежно-мелководные; амфиболитовая (эпидот-амфиболитовая) фация метаморфизма |
|---|--|--|--|--|--|---|--|
| Геохимические рудообразующие лито- и петрофации | Восстановительные (углеродсодержащие доломиты, битуминозные глинисто-известково-магнезиальные илы) | Восстановительные сероводородные и рифовые (биогермно-биостромовые) битуминозные | Удаленные вулканогенные, окислительно-восстановительные, сульфидредуцирующие | Удаленные вулканогенные: оксидно-железисто-марганцовистые и окислительно-восстановительные сульфидредуцирующие | Восстановительные сероводородные (известково-магнезиальные илы с аномальной битуминозностью) | Окислительно-восстановительные (кремнисто-карбонатные литофации полузакмнутых мелководных бассейнов с повышенной битуминозностью, сероносностью, углеродистостью и др.) | Амфиболитовая, эпидот-амфиболитовая |
| Литологический состав рудоносных толщ | Доломиты, известняки | Доломиты, известняки | Доломиты, известняки | Глинистые, кремнистые сланцы, известняки | Доломиты, известняки | Карбонатно-кремнистые породы (джаспероиды) на контакте карбонатных и терригенно-сланцевых отложений | Амфиболиты, гнейсы, мраморы, известняки, сланцы графитистые |
| Главные этапы рудообразования | Сингенез + диагенез | Эпигенез | Сингенез + диагенез | Сингенез + диагенез | Сингенез + эпигенез | Эпигенез | Региональный метаморфизм и метасоматоз |

| Характерные особенности месторождений | Миргалымсайский | Миссисипский | Тянь-шаньский | Атасуйский | Вань-шаньский | Хайдарканский | Баянский |
|---|--------------------------|---|---------------------------------|---|--|--|---|
| Предполагаемые источники рудного вещества | Области денудации, сноса | Вмещающие и подстилающие породы, первично обогащенные металлами | Синхронные подводные гидротермы | Синхронный подводный вулканизм, гидротермы | Области денудации, сноса, вмещающие породы, первично обогащенные металлами, отдаленный подводный вулканизм | Вмещающие, подстилающие и перекрывающие породы, первично обогащенные металлами | Вмещающие породы, области денудации и подводный вулканизм |
| Минеральный состав руд | Галенит, сфалерит, барит | Галенит, сфалерит, барит, флюорит | Галенит, сфалерит, барит | Галенит, сфалерит, барит, пирит, сидерит, гематит, манганокальцит | Киноварь, метациннабарит | Киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит, флюорит, барит | Шеелит, молибдошеелит, пирит, халькопирит, пирротин, молибденит, халькозин, сфалерит, кубанит |
| Основные рудные элементы | Свинец, цинк, барий | Свинец, цинк, барий | Свинец, цинк, барий | Свинец, цинк, барий, марганец, железо | Ртуть, селен | Ртуть, сурьма, мышьяк, фтор, цинк | Вольфрам, молибден, золото, мышьяк, медь, цинк, тантал, ниобий |
| Основные текстуры руд | Вкрапленные, слоистые | Вкрапленные, гнездообразные, массивные | Вкрапленные, линзовидные, сло- | Вкрапленные, слоистые | Прожилково-вкрапленные, гнездо- | Прожилково-вкрапленные, гнездовые, | Реликтовые (унаследованные), сланцеватые, плейчатые, лин- |

| | | | | | | | |
|--|--|--|---|---|--|---|--|
| | | ные, закарстованные | истые | | вые, корковые, колломорфные, конкреционные | брекчиевые, сталактитосталагмитовые | зо- и гнейсовидные |
| Строение рудных залежей | Многоярусное, пласто-, линзообразное | Неправильное, секущее, линзовидное | Многоярусное, линзовидное, пластообразное | Многоярусное пласто-, линзообразное | Многоярусное, линзо- и пластообразное, неправильное жилочно-гнездообразное | Пласто- и линзовидные, жилочно- и гнездообразные тела, полигональные "рудные блоки" | Линзообразные залежи и зоны прожилкования в рудоносных горизонтах |
| Роль разрывных структур в рудообразовании | Влияние локальных и региональных разрывных структур ясно не выражено | Рудоконцентрация в локальных зонах трещиноватости, разломов, закарстования в пределах рудовмещающих толщ | Выражена неотчетливо | Выражена отчетливо | Зоны внутриформационного расщепления, внутрислоевой трещиноватости, системы взбросов, сводово-глыбовые дислокации, наложенная горстогрabenовая тектоника | Сводово-глыбовые и складчатые дислокации с надвигами (шарьяжами), наложенная горстогрabenовая тектоника | Зоны расщепления и смятия, узлы пересечения разноориентированных разрывных структур |
| Ассоциирующие магматические формации и их распространенность | Не установлены | Не установлены | Базальт-липаритовая, дацит-липаритовая, редко подчиненные | Контрастная базальт-липаритовая, распространенная | Не установлены. Предполагается параструктурная связь | Не установлены. Предполагается связь эпигенетического оруденения | Зоны обрамления участков гранитизации, гранито-гнейсовых куполов, массивов палингенных |

| Характерные особенности месторождений | Миргалымсайский | Миссисипский | Тяньшаньский | Атасуйский | Ваньшаньский | Хайдарканский | Баянский |
|---------------------------------------|--|--|---|---|--|---|---|
| | | | | | эпигенетического оруденения с дайками диабазовых порфиритов | ния с малыми интрузиями повышенной щелочности и дайками диабазовых порфиритов | гранитоидов |
| Околорудные изменения | Конкреции, оолиты, псевдоморфозы по растительным и животным остаткам, перекристаллизация, прожилки | Метасоматическое преобразование рудных тел, образование секущих жил, линз, карстовых полостей с заполнением их рудным материалом | Перекристаллизация рудных залежей, формирование секущих жил | Перекристаллизация рудных образований, перетложение минерального вещества | Доломитизация, кальцитизация, изредка окварцевание, каолинизация | Джаспероидизация (силицитизация), карбонатизация, серицитизация, каолинизация, флюоритизация, баритизация | Окварцевание, амфиболитизация, хлоритизация, серицитизация, фондитизация, графитизация, сульфидизация |

| | | | | | | | |
|--|---|---|--|--|---|---|-------------------------------------|
| Изотопный состав свинца | Тип Блайберг и аномальный тип Джоуплин | Тип Блайберг и аномальный тип Джоуплин | Обыкновенный. Источник свинца ювенильно-инфильтрационный | Обыкновенный. Источник свинца ювенильно-инфильтрационный | Данных нет | Данных нет | Достоверных данных нет |
| Изотопный и генетический тип, состав серы ($\delta^{34}\text{S} \%$) | Эвапоритовая и нефтяная, около +20, дисперсия до 50 | Эвапоритовая и нефтяная, около +20, дисперсия до 50 | Эндогенная (мантийная), около 0, дисперсия до 10 | Эндогенная (мантийная), около 0, дисперсия до 10 | Биогенная морская, коровая, зачастую эвапоритовая, нефтяная | Биогенная морская, коровая, нефтяная и эвапоритовая | Эндогенная |
| Главные эпохи рудообразования | Девон, карбон | Кембрий, ордовик | Девон, триас | Поздний протерозой, карбон | Кембро-ордовик, девон-карбон | Девон-карбон | Поздний протерозой, ранний палеозой |

геохимический фон цинка в карбонатных породах триаса Силезско-Краковского района ПНР изменяется от 0,01 до 0,2 %, в среднем составляя 0,05 %, для свинца — от 0,001 % до 0,01 % (среднее 0,01 %). Подобные данные также получили Ф. Эккерт, Ж. Серафин-Радлич и С. Пшенесло. Сравнивая эти данные со значениями кларка для карбонатных пород (для цинка 0,002 %, для свинца 0,0009 %), можно утверждать, что Силезско-Краковский район является аномальным на цинк и свинец регионом. Сопоставляя далее средний состав руды с фоном региона: для цинка 4,9 % (фон 0,05 %), для свинца 1,4 % (фон 0,01 %), следует указать, что рудные тела являются контрастными аномалиями (концентрация цинка 98-кратная, свинца 140-кратная); относительно кларка литосферы — это еще большие аномалии — для цинка 2450-кратная, для свинца 1540-кратная.

Из вышеприведенных данных нетрудно составить представление о том, какое огромное количество цинка и свинца заключено в толще карбонатных пород триаса мощностью от 250 до 300 м, распространенных на территории около 2000 км², при среднем содержании цинка 0,05 % и свинца 0,01 %. Эти реально существующие геохимические аномалии, а не предполагаемые на гипотетической глубине, несомненно, были вовлечены в процессы концентрации и преобразования рудного вещества в период диагенеза и эпигенеза карбонатных осадков.

В Финляндии, Швеции и Норвегии известны обширные докембрийские пояса, характеризующиеся обилием черных сланцев, сингенетически обогащенных тяжелыми металлами. По данным В. Мармо, содержание меди в сланцах изменяется от 0,01 до 0,5 %, цинка около 0,1 %, кроме них, встречаются кадмий, ванадий, кобальт, титан. В. Мармо считает, что сульфидные месторождения Оутокумпу, Ваханты, Котелахты и Нивалла в Финляндии, Болиден в Швеции и Леккен в Норвегии формировались за счет сингенетических концентраций цветных металлов в черных сланцах в результате метаморфической мобилизации.

В последние годы как зарубежными, так и советскими исследователями получены чрезвычайно интересные данные о существовании в глубоководных впадинах (Атлантик II, Дискавери и Чейн) Красного моря грандиозных по масштабам современных сингенетических концентраций черных, цветных, редких и благородных металлов.

К группе осадочно-диагенетических относятся те месторождения и рудопроявления в осадочных формациях, в которых главная масса руд формировалась в стадии диагенеза и в последующем подверглась незначительным изменениям в результате катагенетических и метаморфических процессов. Главные особенности осадочно-диагенетической группы — генетическая связь оруденения с осадочными формациями, отсутствие четко выраженной связи с региональными тектоническими нарушениями, ясно выраженная стратификация оруденения. В месторождениях этой группы явные признаки влияния глубинных процессов

на синхронное стратиформное оруденение не проявлены. В качестве источников рудного вещества предполагаются продукты разрушения континентов, первичнообогащенных цветными, редкими и другими металлами, а также рудных месторождений и районов, находящихся в областях денудации. Среди осадочно-диагенетических месторождений, выделяемых как миргалимсайский тип, по морфологическим и структурно-текстурным особенностям наблюдаются послойно-вкрапленные и вкрапленные типы рудной минерализации. В любом из этих двух типов может присутствовать прожилковое оруденение, обычно связанное с вкрапленным типом минерализации и возникающее за счет последнего. В данном случае прожилковое оруденение не выходит за пределы вкрапленного или послойно-вкрапленного типа месторождений.

К группе послойно-вкрапленных относятся месторождения Миргалимсай, Шалкия в хр. Каратау и др. Для них характерны отчетливая слоистая текстура руд, четкая выраженность рудных слоев по простираанию, ритмичное строение слоев. В большинстве случаев слоистая текстура ясная, но иногда скрытая, заметная лишь под микроскопом. Мощности ритмично чередующихся слоев измеряется долями сантиметров, несколькими сантиметрами. Контакты рудных слоев с безрудными ровные и четкие, без следов перекристаллизации и замещения.

Тонкослоистые сульфидные руды в зависимости от интенсивности постседиментационных тектонических воздействий вместе с вмещающими безрудными карбонатными, сланцевыми или туфовыми прослойками сминаются в микроскладки; в них наблюдается слоистость, гофрировка и подводно-оползневые текстуры руд. Слоистые руды характеризуются исключительно тонкой зернистостью и тесным срастанием минералов. Для них типичны глобулярная, оолитовая, сферолитовая и метаколлоидная структуры руд. Нередко слоистые руды по простираанию замещаются в одних случаях массивными, а в других — вкрапленными рудами. Для слоистых руд в карбонатных и глинисто-карбонатных породах главные рудообразующие минералы — галенит, сфалерит; пирит и медьсодержащие минералы имеют подчиненное значение. В некоторых слоистых свинцово-цинковых месторождениях, отчетливо связанных с осадочными формациями, нередко ведущее место принадлежит пириту и оруденение носит колчеданно-полиметаллический характер. Группа вкрапленных месторождений свинца, цинка и меди имеет наиболее широкое распространение. К ним относится большинство стратифицированных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных и глинисто-карбонатных породах Среднего Тянь-Шаня, Джергаланского района (СССР), Франции, Италии, Ирландии, Северной Африки и др.

Формирование рудных залежей осадочно-гидротермальных месторождений происходило в седиментогенезе и диагенезе осадков за счет рудных компонентов, генерированных из глубинных источников и поднимавшихся по зонам разломов и трещиноватости. Деятельность источ-

ников гидротерм была пульсационной и прерывистой, что доказывается ритмичным характером рудных залежей большинства известных месторождений. Несмотря на эндогенный источник рудного вещества, формирование рудных залежей месторождений рассматриваемой группы подчинялось законам осадочной дифференциации рудного вещества. Месторождения этой группы в результате эпигенетических и метаморфических процессов также подвергаются различным преобразованиям.

Среди осадочно-гидротермальной группы месторождений выделяют атасуйский и тяньшаньский типы. Атасуйский тип представлен месторождениями, которые размещаются в мелководных внутриконтинентальных и окраинно-континентальных прогибах с регенерированным геосинклинальным режимом (и редуцированным проявлением вулканизма) в зонах континентальных рифтов или трансформных разломов. Руды локализуются в карбонатно-кремнистых толщах и генетически связаны с вулканитами калиевой линии. К этому типу относятся месторождения Атасуйского района Казахстана, Озерное в Западном Забайкалье (СССР), Маунт-Айза и Мак-Артур в Австралии, Раммельсберг и Мегген в ФРГ.

Тяньшаньский тип контролируется мезогеосинклинальными зонами, сложенными карбонатными и терригенно-карбонатными формациями и слабо проявленными вулканогенными образованиями, чаще базальт-риолитами или дацит-риолитами. Месторождения этого типа известны в Южно-Тяньшаньской зоне СССР (Учкулач и др.), Северных и Южных Известняковых Альпах (Блейберг-Крейт, Райбль), на Северо-Ирландской равнине (Наван, Магул).

Осадочно-эпигенетические (осадочные экзогенно-гидротермальные) месторождения образуются в процессе ката- и метазенеза за счет повышенных сингенетических концентраций тех или иных рудных элементов и сингенетически-диагенетических рудных залежей в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. Преобразование сингенетической минерализации происходило под влиянием седиментогенных нагретых хлоридных вод, эпигенетических, нередко карстовых, и тектонических процессов настолько значительно, что они теряли первичные черты осадочных образований. Рудные тела сингенетически-эпигенетических месторождений, как правило, залегают в контурах рудоносных формаций или горизонтов, но иногда они размещаются и в соседних перекрывающих и подстилающих толщах на небольшом удалении от материнских формаций. В некоторых карбонатных, терригенно-карбонатных, углеродисто-черносланцевых формациях, вмещающих рассматриваемый тип месторождений, в боковых породах видимые концентрации рудных элементов не наблюдаются. Но спектральные и химические анализы постоянно показывают повышенные против кларка содержания цветных, редких и благородных металлов. Контуры рудных тел с вмещающими породами резкие и четкие.

Среди осадочно-эпигенетической группы месторождений выделяется миссисипский тип свинцово-цинкового оруденения. Месторождения миссисипского типа размещаются на платформах и срединных массивах, а также в сопряженных с ними миогеосинклинальных зонах. Они ассоциируют с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, слагающими платформенный или посторогенный чехол, при отсутствии заметной связи с магматическими образованиями. В месторождениях этого типа различной степени отчетливости присутствуют признаки раннего сингенетически-диагенетического и более позднего экзогенно-эпигенетического рудообразования. Однако главная масса оруденения в месторождениях носит преобразованный и переотложенный характер в контурах материнских рудоносных осадочных формаций. Месторождения этого типа известны на Северо-Американской платформе (районы Верхне-Миссисипский, Юго-Восточный Миссури, Три-Стейт, Пайн-Поинт, Остенвилл-Айванхо), в Верхней Силезии, на севере Африки, в хр. Каратау (Ачисай, Смена и др.). К рассматриваемой группе условно отнесены ртутные месторождения в карбонатных формациях амагматических зон (ваньшаньский карбонатно-доломитовый тип), а также комплексное сурьмяное и сурьмяно-ртутное оруденение в терригенно-карбонатных толщах (хайдарканский, джаспероидный типы).

Группа осадочно-метаморфизованных месторождений объединяет месторождения, возникшие до метаморфизма осадочным и осадочно-гидротермальным путем, но претерпевшие определенные преобразования в условиях различных фаций регионального метаморфизма. Эти преимущественно изохимические преобразования месторождений выразились в их перекристаллизации, изменении минерального состава без существенного привноса рудообразующих компонентов. Парагенезисы минералов вмещающих пород и руд относятся к одним и тем же метаморфическим фациям. Среди рассматриваемой группы месторождений выделяются: регионально-метаморфизованные (Маунт-Айза, Мак-Артур, Горевское и др.) и контактово-метаморфизованные (Жарагайлы и др.). Несмотря на интенсивное преобразование, для регионально-метаморфизованных типов оруденения в целом сохраняются черты сингенетических месторождений. Не составляют исключения в этом отношении и глубоко метаморфизованные рудные залежи редкометалльно-вольфрамовых месторождений стратиформного типа [29]. Геологическая позиция и минералого-геохимическая характеристика стратиформных ртутных (ваньшаньский тип), комплексных сурьмяно-ртутных (хайдарканский тип), а также редкометалльно-вольфрамовых (баянский тип) месторождений приведены в табл. 1.

В числе общих особенностей стратиформных месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных формациях определенное значение имеют специфические геохимические и термобарогеохимические характеристики (ассоциация месторождений с битуминозно-нефте-

газоносными и эвапоритовыми бассейнами; вертикальная и горизонтальная — латеральная минералого-геохимическая зональность в размещении рудной минерализации; приуроченность оруденения к определенным геохимическим литофациям; одинаковые, за редким исключением, термобарогеохимические параметры рудо- и пороодообразования, т. е. идентичность *P-T*-условий образования руд и вмещающих пород; адекватность минерально-геохимических ассоциаций согласных и секущих рудных и околорудных образований при решающей роли вещественного состава вмещающих пород в возникновении минералов жильного комплекса и т. д.).

В рудах полиметаллических месторождений промышленные скопления образуют свинец, цинк и медь при разных их соотношениях: $Pb : Zn : Cu$ от 3 : 1 : 0 до 3 : 10 : 0,1 в полиметаллических месторождениях миссисипского типа (Мидконтинент, США; Пайн-Пойнт, Канада; Верхняя Силезия, ПНР и др.). Главные элементы-примеси Ag, Ge, Tl; из некоторых месторождений (например, Миссисипи — Миссури в США) попутно извлекаются Ni, Co и Cd. В рудах месторождений атасуйского типа геохимический спектр главных элементов-примесей существенно возрастает (Ag, Au, Cd, Se, Te и др.). На отдельных месторождениях этого типа, кроме комплексных полиметаллических руд, самостоятельное практическое значение приобретают концентрации железа и марганца. В рудах группы метаморфизованных месторождений число полезных компонентов еще более увеличивается. Примером является полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл (Австралия), где извлекается в больших количествах также сурьма [7, 11, 12, 18, 21, 22, 23] и др.

В рудных месторождениях ртути и сурьмы среди терригенно-карбонатных толщ по составу и содержанию ведущих рудных компонентов В.П. Федорчук выделяет монометалльные (ртуть или сурьма) и диметалльные (ртуть, сурьма) руды с переменными количественными соотношениями ртути и сурьмы в последних. Мономинеральные киноварные руды ртутных месторождений карбонатного (ваньшаньского) типа содержат практически интересные концентрации селена. На низких горизонтах некоторых месторождений сурьмы (Терек, Кадамджай в СССР) появляются промышленные скопления цинка и свинца. Руды сурьмяно-ртутных месторождений джаспероидного типа (Хайдаркан, Джижикрут, Северный Акташ и др.) являются источником флюорита и мышьяка. Иногда ртуть- и сурьмасодержащие месторождения стратиформного типа содержат промышленные концентрации золота, серебра и таллия (например, тонкодисперсные руды месторождения Карлин в США среди слабо измененных доломитов силур — девона с сульфидами ртути, сурьмы и мышьяка).

В редкометалльных (вольфрамовых) месторождениях стратиформного типа промышленный интерес представляют концентрации вольфрама (австрийская группа месторождений шеелит-сульфидно-кварцитовый

формации: Фелбертал, Тукс и др.). Некоторые месторождения этого типа, в том числе и отечественные (Средняя Азия), золотоносны [4, 28, 29, 33, 34].

Термобарогеохимические характеристики стратифицированных месторождений цветных металлов в терригенно-карбонатных формациях, как показывают исследования В.А. Алексеенко и др. [2], позволяют производить генетическую типизацию руд. На примере полиметаллических месторождений рудных районов Каратау, Центрального Казахстана, Джунгарского Алатау, Сибири, Якутии (СССР), Верхней Силезии в ПНР устанавливается, что руды большинства изученных месторождений имеют одинаковую термобарометрическую характеристику с вмещающими осадочными породами. Почти на всех месторождениях различных полиметаллических провинций за редким исключением развиты руды, не подвергшиеся гидротермальной (экзогенно-гидротермальной) переработке. В ряду горизонтальной зональности оруденения син- и эпигенетические (метасоматические) типы руд полиметаллических месторождений первичноосадочной и вулканогенно-осадочной групп существенно различаются термобарометрическими характеристиками.

Изотопный состав типоморфных рудообразующих элементов сульфидных руд цветных и редких металлов, особенно свинца и серы, содержит ценную информацию генетического и прогностического плана. Объективный критерий генетической общности свинцоворудных месторождений в терригенно-карбонатных формациях — тождество ("адекватность") состава "рудного" и "породного" свинца, что позволяет использовать радиологические данные в качестве поисково-прогнозно-оценочного критерия рудоносности, а также диагностировать генетический тип изучаемого оруденения. Изотопы сульфидной и сульфатной серы различных генетических групп рудных месторождений менее надежны по сравнению с изотопными характеристиками свинца и могут быть использованы для решения генетических вопросов и прогнозно-оценочных целей с известной долей условности.

Изотопными исследованиями свинцово-цинкового оруденения в терригенно-карбонатных отложениях девона — карбона Тянь-Шаня (Сумсарский, Каратауский, Джергаланский и другие рудные районы) устанавливается единообразие изотопного состава рудного свинца (анализы и их интерпретация выполнены под руководством Л.И. Шилова при участии О.А. Тохтоназарова в физико-химической лаборатории КазИМСа, на масс-спектрометрах МИ-1305 методом термоионной эмиссии с использованием медернизированного источника ионов и с контрольными измерениями международного эталона К. Паттерсона). Свинец исследованных месторождений стратиформного типа как в синдианагенетической, так и эпигенетической их составляющих имеет близкую изотопную характеристику (отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изменяется от 15,57 до 15,66) и принадлежит к одной и той же эволюционной ветви развития свинца с от-

носителем стабильным уран-свинцовым отношением в источнике рудного вещества. Близкие значения с небольшими колебаниями установлены также для отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{209}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, причем изотопный состав галенитов эпигенетического оруденения по сравнению со свинцом синдиagenетических руд варьирует в большей степени, для него характерно возрастание радиогенных компонентов. Аналогичные факты сходства "рудного" и "породного" свинца, указывающие на синхронность осадко- и рудонакопления, отмечаются для стратиформных месторождений других районов.

На генетическую общность свинцов рудных месторождений и рудовмещающих терригенно-карбонатных толщ Тянь-Шаня указывает также корреляция осредненных изотопных параметров свинца по месторождениям с возрастом рудовмещающих карбонатных толщ. Так, рудный свинец в породах D_{2-3} характеризуется содержанием изотопов ^{204}Pb 1,379–1,380 % (Сумсарское, Ортобельское и другие месторождения), а для руд в отложениях C_1 (Кокджерты, Дальнее) содержание этого изотопа ниже (1,375–1,378 %), в связи с чем роль радиогенных изотопов и величины отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ повышается (18,03 и 38,07 против максимальных значений для месторождений в отложениях девона 17,95 и 37,98 соответственно). Аналогичная закономерность установлена и для стратиформных полиметаллических месторождений, локализованных в терригенно-карбонатных формациях более широкого (от докембрия до мезо-кайнозоя) стратиграфического интервала.

Согласно последним сводкам Л.И. Шилова 1986 г., количество радиогенных изотопов рудного свинца свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях девона – карбона различных регионов мира последовательно возрастает с омоложением возраста рудовмещающих пород, указывая на временную связь рудо- и породообразования. Свинец этих месторождений по сравнению со среднекоровым девон-карбонным свинцом в моделях Стейси – Крамера – Зартмана характеризуется дефицитом ураногенных изотопов (свинец блайберг-типа) и соответственно более древним (венд – нижний палеозой) модельного ураногенно-изохронного значения. Это обстоятельство одни исследователи объясняют метаморфогенной регенерацией и ремобилизацией древнего оруденения, а другие – частичной потерей урана при экзогенной дифференциации рудного вещества пород областей сноса (питающих провинций среднепалеозойских бассейнов седименто- и рудогенеза). Изотопно-геохимические исследования свинцово-цинковых месторождений Сумсарского, Миргалимсайского и Ачисайского рудных районов в доломитовых фациях девона – карбона Среднего Тянь-Шаня показывают, что свинец привнесен в бассейны седиментации синхронно с формированием рудовмещающих толщ и рудообразование осуществлялось в основном при диагенезе и катагенезе.

По осредненным изотопным параметрам рудные свинцы стратиформных полиметаллических месторождений в терригенно-карбонатных среднепалеозойских породах Тянь-Шаня, Казахстана и Рудного Алтая характеризуются нормальным отношением ториевой к суммарной урановой компоненте ($^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb}$) = 1,13. Определенный по величине отношения $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ модельный возраст рудного свинца месторождений Сумсар и Кокджерты равен 391 и 368 млн. лет соответственно, что увязывается с геологическим возрастом рудовмещающих пород D_2-C_1 этих месторождений. Наряду с этим определения модельного возраста рудного свинца галенитов по величине отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (по модели Рассела, Фаркуара, Стентона, Камминга) показывают 474 и 523 млн. лет, что древнее возраста рудовмещающих пород ("аномальные" свинцы β -типа согласных месторождений, по классификации Густерманса). Такие "аномальные" свинцы относятся или к первичным, недифференцированным свинцам областей сноса, или к мантийным.

Таким образом, на примере изотопических особенностей (изотопных параметров свинца) свинцово-цинкового оруденения в терригенно-карбонатных формациях среднего палеозоя допускается несколько источников рудообразующих веществ: 1) область континентального сноса при размыве более древних продуктивных толщ и месторождений; 2) вулканогенный (глубинный, мантийный) и 3) метаморфогенный (из подстилающих и окружающих пород).

Аналогичные выводы относительно генезиса и источников рудообразующих веществ можно сделать и для свинцово-цинкового оруденения молодых (киммеро-альпийских) и древнейших (докембрийских) эпох. Фактический материал по изотопическим особенностям полиметаллических месторождений указывает на многообразие источников рудного вещества: коровый, мантийный и полигенный, корово-мантийный.

В распределении изотопов сульфидной и сульфатной серы рудных месторождений различных генетических типов исследованиями ведущих советских геологов в области рудообразования В.И. Смирнова, Ф.В. Чухрова, В.А. Гриненко и др. установлены строго определенные закономерности. Так, узкий диапазон вариаций изотопов сульфидной серы, близкой по составу к сере метеоритного стандарта (троилитовой), указывает на гидротермально-магматогенное происхождение сульфидов. Широкий разброс изотопных отношений серы при резком преобладании сульфидов, обогащенных ее тяжелым изотопом, свидетельствует о внемагматическом источнике серосодержащих рудообразующих веществ (табл. 2, 3). Сравнительный анализ табличных данных по изотопному составу серы типоморфных минералов некоторых месторождений цветных и редких металлов различных генетических типов указывает на внемагматический источник рудообразующих веществ большинства рудных месторождений амагматогенного стратиформного класса. Особенно

Таблица 2

Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ (в ‰) различных месторождений
(по В.И. Виноградову и др.)

| Месторождения | Безводные сульфаты | Сульфиды | Разность |
|--|----------------------------------|-----------------------------------|-----------------|
| <i>Низкотемпературные руды осадочного цикла</i> | | | |
| Урановое плато Колорадо | +12 | От +1 до -43 | От 11 до 55 |
| Медистые песчаники плато Колорадо | -23 | От -30 до -50 | От 7 до 27 |
| Сульфидно-баритовые Мегген (ФРГ) | От +20,8 до 26,8 Среднее 23,4 | От +11,9 до +24,1 Среднее 18,1 | Среднее 5,4 |
| <i>Низкотемпературные стратиформные (амагματοгенные)</i> | | | |
| Барит-свинцово-цинковое Учкулач (Средняя Азия) | От +20,9 до +19,2 | От -15,7 до +15,8 | От 3,4 до 36,6 |
| Сурьмяно-ртутное Хайдаркан (Средняя Азия) | От +14,6 до +29,2 | От -9,8 до +10 | От 4,6 до 39 |
| Ртутные (Северный Кавказ) | +14,7 | От -5,0 до -5,7 | От 19,7 до 20,4 |
| Ртутно-полиметаллическое Кугитанг (Средняя Азия) | От +10,9 до +24,3 | От +6 до 10,9 | От 0 до 18,3 |
| <i>Высокотемпературные магματοгенные</i> | | | |
| Медно-никелевое сульфидное Норильск | +18,1 | От +10,8 до +10,6 | 7,5 |
| Хибинский щелочной массив | +10,6 | 0 | 10 |

убедительно это доказывается для сурьмяно-ртутных месторождений Южного Тянь-Шаня (Хайдаркан, Кадамджай, Джижикрут и др.), где, по данным В.И. Виноградова и др., вариации изотопов сульфидной и сульфатной серы характеризуются большим разбросом, достигая 30%. Причем изотопный состав сульфидной серы рудных минералов продуктивных стадий резко сдвинут в сторону обогащения легким изотопом ($\delta^{34}\text{S} = 30\text{‰}$) биогенно-морского генезиса.

Приведенные данные по изотопным характеристикам серы рудообразующих веществ месторождений цветных и редких металлов магματοгенного и амагματοгенного классов свидетельствуют, что последние близки к низкотемпературным рудным образованиям осадочного цикла.

Из вышеизложенного представляется возможным применять изотопный анализ минералообразующих типоморфных компонентов продуктивных терригенно-карбонатных формаций при альтернативной оценке происхождения рудоносности последних. Поскольку методы изотопного

Таблица 3

Изотопный состав серы минералов сурьмяно-ртутных месторождений Южного Тянь-Шаня (по данным Н.А. Озеровой, Н.Х. Айдиньян, В.И. Виноградова)

| Минерал | Хайдаркан | | Чаувай | | Кадамджай | |
|-------------|--------------------|----------------------|--------|-------|--------------------|----------------------|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Антимонит | -7,9 | 22,40 | +9,3 | 22,02 | от +1,7 до +2,0 | от 22,18 до 22,18 |
| Гатчеттолит | +6,3 | 22,08 | - | - | - | - |
| Киноварь | от -9,8 до 10,0 | от 21,98 до 22,44 | +2,8 | - | - | +11,9 |
| Барит | от 0 до +29,2 | от 21,59 до 22,22 | - | - | - | - |
| Реальгар | +4,7 | 22,12 | - | - | - | - |
| Алунит | +5,8 | 22,09 | - | - | - | - |
| Тетраэдрит | - | - | +12,1 | 21,95 | - | - |

Примечание. Хайдаркан, Чаувай и Кадамджай – стратиформные месторождения киноварь-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации; 1 – $\delta^{34}\text{S} \text{‰}$; 2 – $^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$.

анализа собственно ртути и сурьмы находятся в стадии разработки, данные по изотопам серы сурьмяно-ртутного оруденения можно косвенно использовать в сочетании с другими особенностями геолого-геохимического плана при решении генетических и прогнозных вопросов.

При разработке генетических моделей амагματοгенного (стратиформного) сурьмяно-ртутного рудообразования наряду с результатами исследований по изотопам серы необходимо также учитывать геохронологические (радиологические) данные, которые носят, к сожалению, противоречивый характер. Так, для сурьмяно-ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня геохронологические определения калий-аргоновым методом слюд жильных минералов (интрарудного серицита) наряду с пермо-триасовым возрастом (230–260 млн. лет, по данным В.П. Федорчука и др.) устанавливается также девон-карбонный (318–350 млн. лет, по данным В.И. Бергера), т. е. соответствующий возрасту рудовмещающих терригенно-карбонатных толщ. Последнее обстоятельство в определенной мере расширяет возрастную и генетический диапазон сурьмяно-ртутного рудообразования в Тянь-Шане и позволяет прогнозировать более древние, доскладчатые месторождения ртути и сурьмы джаспероидного типа, традиционно относимые большинством исследователей к гидротермальным постмагматическим образованиям позднегерцинской и более молодых металлогенических эпох.

Подводя итоги приведенному выше краткому обзору по изотопическим особенностям свинцово-цинкового и сурьмяно-ртутного оруденений в терригенно-карбонатных формациях, следует подчеркнуть, что изотоп-

ные характеристики свинца и в особенности серы могут успешно использоваться для решения генетических и прогнозно-металлогенических задач только в тесном сочетании с геологическими факторами рудообразования.

Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений обстоятельно и с исчерпывающей полнотой рассмотрены в работах В.П. Федорчука, в которых доказывается решающая роль состава рудовмещающих пород в образовании минералов жильного комплекса. Гидротермально измененные породы и жильные образования, по мнению этого исследователя, можно использовать при разработке генетической классификации и в качестве поисковых критериев месторождений сурьмы и ртути, включая скрытое оруденение. В амагматогенных месторождениях практически все компоненты жильных минералов зон интра- и околорудного изменения заимствуются непосредственно из рудовмещающих пород или отложений ближайшего окружения. В карбонатных породах развиваются карбонатизация и декарбонатизация, в алюмосиликатных — силицификация, аргиллизация, каолинизация и др.; на контакте терригенно-сланцевых и кремнисто-карбонатных пород широко распространена джаспероидизация; с джаспероидами (вторичными образованиями) связаны основные рудные залежи не только сурьмяно-ртутных, но и многих полиметаллических руд стратиформного типа (например, свинцово-цинковые месторождения района Тристейт в США). Важны для интерпретации генезиса упомянутых выше месторождений факты одинаковой степени изменения (перекристаллизации) рудных и нерудных компонентов.

Околорудные изменения стратиформных свинцово-цинковых месторождений в известково-доломитовых толщах представлены главным образом доломитизацией и окварцеванием. Эпигенетическому оруденению, кроме того, предшествуют процессы растворения карбонатных пород, формирования структур обрушения, открытых полостей, трещинно-карстовых и брекчиевых зон (например, рудные районы Мидконтинента и Тристейт в США). Источником кремнезема послужили кремнистые отложения, а известково-магнезиальной составляющей — карбонатные породы рудовмещающего разреза. В ореолах околорудных изменений некоторых месторождений (шт. Иллинойс в США), локализованных в глинисто-карбонатных породах, кроме карбонатизации (замещения кальцита доломитом) наблюдается широкое развитие каолинизации. На месторождениях Майско-Кыллахской зоны в Якутии, Силезско-Краковского района в ПНР, Пайн-Пойнт в Канаде широко проявлены процессы метасоматической доломитизации. Зоны гидротермально-метасоматической (температура образования около 100 °С) доломитизации контролируются глубинными разломами. Источником магния могли служить близлежащие карбонатно-эвапоритовые толщи или захороненные металлоносные растворы [7].

На стратиформных редкометалльных месторождениях в метаморфизованных терригенно-карбонатно-вулканогенных образованиях околорудно-метасоматические процессы проявлены широко, но изучены сравнительно слабо. По данным В.К. Денисенко и др. [29], основное оруденение месторождений редкометалльно-сульфидно-скарноидного формационного типа, обычно метаморфизованных в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, связано с зонами высокотемпературного глинозем-магнезиально-кальциевого регионального метасоматоза. В пределах рудоносных зон вмещающие породы интенсивно скарнированы и актинолитизированы с образованием шеелитоносных скарноидов (рудоносных тактитов), биотитизированы, окварцованы, реже пропицитизированы и альбитизированы (Баян, Мютенбай в СССР, Биндал, Орсдален в Норвегии и др.). В Средней Азии золото-редкометалльные скарноиды (тактиты) в протерозойских метаморфитах, сопряженных с гранито-гнейсовыми куполами, сопровождаются относительно низкотемпературными кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Рудоносные метасоматиты часто интенсивно сульфидизированы и графитизированы. Месторождения редкометалльно-сульфидно-кварцитово-графитовой формации (Фелбертал, Тукс, Клейнартал и др. в Австрии, Барун-Шивеинское и др. в СССР) в зеленосланцевых, реже эпидот-амфиболитовых метаморфитах имеют иной состав внутренних зон гидротермально-метасоматических формаций (кварцевый, кварц-альбит-серицитовый, кварц-графитовый, кварц-карбонат-графитовый). Ведущими региональными метасоматическими изменениями являются окварцевание, доломитизация, графитизация и сульфидизация. При этом наиболее рудонасыщенными оказываются окварцованные горизонты месторождений сульфидно-кварцитового и сульфидно-скарноидного формационных типов (например, Барун-Шивеинское в СССР, Фелбертал в Австрии, Кашперские горы в ЧССР). Продуктивные золото-шеелитовые ассоциации золото-редкометалльных рудных зон в вендской углеродисто-карбонатно-тиллоидно-сланцевой формации Тянь-Шаня, испытавшей зеленосланцевый региональный метаморфизм, связаны с процессами фронтального окварцевания, пиритизации и относительно низкотемпературными субщелочными метасоматитами кварц-карбонат-полевошпатового состава.

Таким образом, обобщая приведенные выше сведения по околорудным, метасоматическим изменениям месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных, вулканогенно-осадочных отложениях и их метаморфизованных аналогах, можно констатировать, что продукты около- и внутрирудноизмененных пород в большинстве случаев связаны с процессами преобразования вмещающих их стратифицированных формаций, обогащенных исходными сингенетическими концентрациями типоморфных рудообразующих элементов, т. е. парагенетическая связь кларковых и рудных концентраций рассматриваемых месторождений проявляется достаточно отчетливо для многих рудных

районов с разновозрастным и разнотипным оруденением стратиформного морфогенеза.

Практически все рассматриваемые месторождения цветных и редких металлов представляют собой полистадийные, многоэтапные и полигенные рудные образования. Отмечается перманентность развития стратиформных руд как элемента парапороды от стадии седиментации до различных ступеней трансформации. Рудные образования стратиформного типа, являясь закономерной составляющей вмещающих пород, возникают и преобразуются на стадиях нормально- и вулканогенно-осадочного литогенеза (сингенеза — диагенеза, ката- и метагенеза или глубинного эпигенеза), метаморфизма, а также экзогенного эпигенеза. Синдиагенетические концентрации цветных и редких металлов отчетливо фиксируются на многих типах стратиформных месторождений (мансфельдском, миссисипском, атасуйском, ваньшаньском и др.), слабо измененных эпигенетическими процессами. Ката- и метагенетические руды также развиваются в слабо метаморфизованных рудных образованиях (Каратауская группа, Сумсар и др.). Метаморфогенное рудообразование характерно для группы месторождений (Горевское, Холоднинское, Брокен-Хилл и др.). Эпигенетические руды экзогенного и эндогенного порядка свойственны осадочно-эпигенетической (экзогенно-гидротермальной) группе месторождений.

Одним из многих примеров сопряженности синдиагенетических, ката- и эпигенетических руд является группа каменноугольных свинцово-цинковых месторождений в Ирландии (Тайнаг и др.). По сводкам 1985 г. Дж. Мейнарда, выделяется с учетом изотопических и термобарогеохимических данных четыре стадии минералообразования: 1) син- и раннедиагенетическая сульфидная (пирит, сфалерит) минерализация в микритовых известняках Уолсортской илистой балки, возникшая при бактериальном восстановлении морских сульфатов (величина $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от -22 до -3 ‰, среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов $-5,6$ ‰); 2) сфалерита в трещинах ($\delta^{34}\text{S} -17,2$), а также сульфидные, доломитовые и баритовые залежи с градационной слоистостью (поздний диа- катагенез); 3) образование жил и замещение карбонатных пород, а также более ранних сульфидов (значение $\delta^{34}\text{S}$ галенита, барита, теннантита $-8,7$); 4) становление пострудных кальцитовых жил. Аналогичная стадийность минералообразования устанавливается для месторождений (Блайберг, Межица, Райбл), руды которых также обеднены тяжелыми изотопами серы, что свидетельствует об образовании сульфидной серы в результате бактериального восстановления растворенных в морской воде сульфатов. На месторождениях долины Миссисипи преобладают эпигенетические руды (величина $\delta^{34}\text{S}$ в рудных минералах от 0 до $+10$ ‰, т. е. превышает соответствующий показатель для осадочных сульфидов), отлагавшиеся в приповерхностных условиях из экзогенных термальных ($100-200^\circ\text{C}$) рассолов.

Многостадийность рудообразования отчетливо проявлена на отечественных месторождениях карбонатного (Каратауская группа) и вулканогенно-осадочного (Атасуйская группа) типов. Здесь устанавливается, по данным В.И. Смирнова, Г.Н. Щербы, В.В. Попова и др., полигенность и полихронность оруденения, заключающаяся в сочетании черт син- и эпигенетического рудообразования.

На стратиформном месторождении полиметаллов Миргалимсай в углеродисто-карбонатной формации D_3-C_1 минералообразование, по С.А. Юшко, происходило длительно в три этапа: 1) сингенетический (доломит, кварц, барит, галенит, пирит, сфалерит, халькопирит); 2) диагенетический (доломит, кальцит, галенит, пирит, сфалерит); 3) гидротермальный (экзогенно-гидротермальный). Изотопный состав сульфидной серы ($\delta^{34}S$ от +28,9 до -15,2 ‰, по Ю. Богданову и М. Голубчиной) свидетельствует о латеральных изменениях условий рудообразования в ходе седиментации, диагенеза и гидротермального эпигенеза.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений атасуйского типа в фаменских вулканогенно-аргиллитно-силикатно-известковистых отложениях Г.Н. Щерба и др. [6, 10, 36] отмечают многоэтапность и концентрическую латеральную зональность рудоотложения. На периферии рудных районов развиты осадочные оксидно-карбонатные железомарганцевые руды раннего этапа рудообразования. Стратиформные барит-полиметаллические залежи с наложенным гидротермально-метасоматическим оруденением позднего этапа размещены вблизи вулканических аппаратов. Выделяются три стадии рудообразования: 1) ранняя осадочная с существенно марганцевыми (Zn, Pb мало), с железомарганцевыми (количество Zn, Pb, Cu умеренное) и свинцово-цинковыми (Fe, Mn мало) рудами; 2) гидротермально-метасоматическая с регенерацией железных, цинковых руд и привнесом Pb, Cu, Ba, Si, K (адуляризацией); 3) метаморфическая, обусловившая частичную ремобилизацию и переотложение рудных компонентов. Последовательность (модель) рудоотложения: Fe, Mn, Zn, Zn-Pb, Ba-Cu; температуры рудообразования от 40 до 300 °C и более; смена сульфатно-гидрокарбонатного состава остаточного высококонцентрированного раствора первой стадии гидрокарбонатно-железистым второй при синхронном увеличении концентраций CO_2 и H_2 ; рудоотложение на одних и тех же участках происходило во все периоды. Для других объектов атасуйского типа модель рудообразования несколько иная.

На стратиформном колчеданно-полиметаллическом месторождении Жайрем в вулканогенно-терригенно-карбонатных образованиях девона — карбона рудообразование, по данным Н.М. Митряевой и др., протекало также в три этапа: 1) седиментационно-диагенетический, сопровождавшийся отложением сфалерит-пиритовых руд (100–220 °C); 2) гидротермально-метасоматический с тремя стадиями (140–150 °C); 3) поздний гидротермальный с двумя стадиями (170–330 °C).

Сложный и многоэтапный (полистадийный) характер рудообразования на месторождениях Каратауского, Атасуйского и других рудных районов Казахстана, а также Сибири подтверждается данными термобарогеохимических исследований [2, 7, 11].

Для стратиформных месторождений метаморфизованной группы также устанавливается многостадийность рудообразования. Так, на месторождении Горевское позднекембрийского (870±100 млн. лет) возраста в метаморфизованных карбонатных породах выделяется четыре стадии минералообразования: 1) пирротиновая, 2) галенит-пирротин-сфалеритовая, 3) галенит-пирротиновая, 4) галенитовая. Причем галенит-пирротиновые руды развиты в лежащем боку, сфалерит-пирротин-галенитовые руды – в середине, галенит-сфалерит-пирротиновые руды – в висячем боку продуктивных залежей при общем увеличении концентрации свинца и уменьшении содержаний цинка с глубиной [6, 26, 28].

Месторождения сурьмы и ртути стратиформного типа в терригенно-карбонатных формациях также характеризуются многостадийностью рудообразования, заключающейся в многократном переотложении рудных минералов. Так, на месторождении Хайдаркан джаспероидного типа рудоотложение главного продуктивного этапа происходило при температурном интервале 285–50 °С в три стадии: 1) кварц-флюорит-антимонит-киноварную, 2) кальцит-киноварную, 3) реальгар-аурипигментовую. Стадийность ртутного рудообразования на примере киноварно-карбонатной формации рассмотрена в табл. 4. В.И. Бергер на основе анализа за-

Таблица 4

Схема стадийности рудообразования киноварно-карбонатной рудной формации Туркестано-Алая (доломитовый ваньшаньский тип)

| Стадии поро- и рудообразования | Седиментогенез | Диagenез | Прогрессивный эпигенез (катагенез – метагенез) | Регрессивный эпигенез (пластовый гидрогенез) |
|--------------------------------|--|--|--|---|
| Характеристика процессов | Осаждение известково-магнезиальных илов, Сорг и других продуктов разрушения областей питания, не включая субмаринный вулканизм как источник рудообразующих веществ. Механизм аккумуля- | Переход битуминозно-карбонатных илов в углеродистые доломиты, дегидратация, собирательное минералообразование, частичная перекристаллизация, возникновение тонкодисперсно-вкрап- | Доломитизация, кальцитизация, перекристаллизация рудообразующих фаций с формированием внутрипластовой прожилково-вкрапленной минерализации кристаллической киновари за счет глубинного эпигенеза – началь- | Декарбонатизация, дебитуминизация, деструкция, окисление – выветривание рудоносных горизонтов с образованием экзогенно-эпигенетических (гидрогенно-инфильтрационных) залежей порошковой киновари ("печенко- |

| Стадии породо- и рудообразования | Седиментогенез | Диагенез | Прогрессивный эпигенез (катагенез — метагенез) | Регрессивный эпигенез (пластовый гидрогенез) |
|----------------------------------|---|--|--|--|
| | муляции ртути: близость рН (8—9) выпадения доломита и Hg^{+2} , сорбция ртути высокоорганическими илами, химическое осаждение на сероводородном барьере | ленных и биоморфно-конкреционных обособлений сульфидов ртути (метациннабарита, киновари) | ных стадий регионального метаморфизма синдиогенетических концентраций ртути | вых" руд) в трещинно-карстовых зонах |
| Руды | Убогие рудо (сульфидо)-образующие фаши. Низкосортные с содержанием ртути до $n \cdot 10^{-3} \%$ | | Рядовые и кондиционные с содержанием ртути $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1} \%$ и выше | |

Месторождения Полигенные многостадийные, синдиогенетически-эпигенетические

кономерностей размещения различных типов рудокластов и рудоносных палеокарстов в разрезе рудовмещающих стратифицированных формаций сурьмяно-ртутных полей связывает формирование оруденения с тремя главными рубежами: 1) накоплением слоистых толщ с повышенным геохимическим фоном рудных элементов; 2) складчатыми деформациями; 3) преобразованиями слоистых толщ в условиях метаморфизма, сопровождающегося специфическими новообразованиями минеральных парагенезисов.

Для редкометалльных месторождений стратиформного типа В.К. Денисенко и др. [29] намечают три главных этапа рудообразования: 1) осадочно-диагенетический или вулканогенно-осадочный, 2) метаморфогенный, 3) гидротермально-постмагматический.

ГЛАВА XII

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблема происхождения месторождений цветных и редких металлов стратиформного типа в терригенно-карбонатных формациях является чрезвычайно сложной и дискуссионной из-за конвергентности признаков, полигенности и полихронности большинства рассматриваемых рудных объектов. Специфичность природы характеризуемых месторождений определяется, по образному выражению В.И. Смирнова, их "двуликостью", обусловленной присущими им чертами как осадочных сингенетических, так и гидротермальных эпигенетических рудных образований. К наиболее сложным вопросам обсуждаемой проблемы относятся источники рудообразующих веществ, физико-химические условия рудоотложения, включая механизм транспортировки (переноса) рудного вещества и трансформации (преобразования, регенерации) первичной рудной минерализации. Кратко рассмотрим данные вопросы, предварительно остановившись на существующих взглядах относительно генезиса стратиформных месторождений цветных и редких металлов в слоистых толщах.

Исследователи интерпретируют генезис стратиформных рудных месторождений на основе порождающих их геологических факторов, в результате возникает множество противоречивых точек зрения, среди которых продолжают противоборствовать два основных альтернативных направления — гидротермальное (телетермальное) и осадочное со всеми их модификациями.

Гипотеза гидротермального генезиса стратиформных руд имеет два главных варианта: 1) ортогидротермальный, усматривающий связь оруденения с магмами различного состава или постмагматическими, магматогенно-гидротермальными процессами и 2) (экзогенно-гидротермальный парагидротермальный), отрицающий такую связь и доказывающий участие в рудообразовании вод, главным образом немагматического происхождения.

Концепция первично-осадочного происхождения оруденения выдвигает две модели стратиформного рудогенеза: 1) нормально-осадочного рудоотложения на ранних этапах рудообразования с последующим преобразованием и регенерацией первичных рудных концентраций в ходе дальнейших процессов метаморфизма и эпигенеза; 2) осадочно-гидротермального (экзогенно-гидротермального и осадочно-вулканогенного) рудообразования также с последующими постлитификационными эпигенетическими трансформациями первичных продуктивных залежей; причем обе модели подчеркивают, что ранние этапы рудообразования независимо от источника рудного вещества обязаны его осадочной дифференциации в условиях водной среды, т. е. связаны с процессами нор-

мально-осадочного и вулканогенно-осадочного литогенеза, а стратиформные руды поступают как элемент парапороды, указывая на перманентность развития рудных месторождений стратиформного типа. К представителям гидротермальной (телетермальной) концепции стратиформного рудообразования относятся советские исследователи В.В. Архангельская, Ф.И. Вольфсон, К.И. Сатпаев и др., а из зарубежных — Г.Ф. Давидсон, Т. Галкевич и др. В разработке осадочного рудообразования ведущая роль принадлежит советским ученым В.С. Домареву, М.М. Константинову, В.М. Попову, Л.В. Пустовалову, Н.М. Страхову и др.; из зарубежных исследователей следует отметить П. Зуффарди, А. Маухера, А.Н. Моисеева, П. Рутье, Н. Снейдера, Ф. Сопе и др. Направление вулканогенно (гидротермально)-осадочного рудообразования получило успешное развитие в СССР (В.И. Смирнов, Г.С. Дзюценидзе, В.Н. Котляр, А.И. Кривцов, С.И. Набоко, В.Е. Попов, Н.М. Страхов, Н.С. Скрипченко, Г.Н. Щерба, Г.Ф. Яковлев и др.); среди основополагающих зарубежных работ по вулканогенно-осадочному рудообразованию выделяются исследования Д. Вильямса, В. Ватанабе, А. Кинкела, О. Ольснера, К. Офтедаля, Г.Ю. Рёслера, Д. Сато и других геологов.

Наряду с указанными выше направлениями развиваются нетрадиционные концепции рудогенеза, в частности, гидрогенная (гидатагенная) гипотеза, основанная на представлениях об эпигенетическом отложении руд в связи с миграцией вод битумно-нефтяного и артезианского происхождения палеогидрогеологических систем, сопряженных с областями рудообразования (А.И. Германов, Е.А. Головин, А.К. Лисицин, А.М. Лурье, А.И. Перельман, В.И. Попов, А.А. Сауков, В.Н. Холодов и другие советские геологи, а из зарубежных — А. Браун, Д. Вит и др.).

В последние годы все большее признание получают плодотворные идеи о сложном и длительном формировании рассматриваемых месторождений, безусловно включающем процессы седиментогенного (литогенетического) рудообразования и последующих трансформаций (преобразований) сингенетически-диагенетической минерализации. Эти представления о полигенности и полихронности стратиформных рудных месторождений цветных и редких металлов, усиленно развиваемые академиком В.И. Смирновым, разделяют и авторы настоящей работы.

Проблема источников рудообразующих веществ месторождений цветных и редких металлов в слоистых толщах — одна из ключевых в общей теоретической металлогении и современной теории рудообразования. В.И. Смирнов выделяет, рассматривая эту кардинальную проблему рудной геологии, три основных группы источников рудного вещества: 1) ювенильную (базальтоидную), 2) ассимиляционную коровую в связи с гранитоидными магмами и 3) внемагматическую инфильтрационную. Для амагматогенных (телетермальных, стратиформных) месторождений, связанных с существенно терригенно-карбонатными отложениями, большинство исследователей при решении коренных воп-

росов рассматриваемой актуальной проблемы защищает позиции корового инфильтрационного происхождения рудного вещества. Это убедительно подтверждают данные, приведенные выше, при характеристике минералого-геохимических, в том числе изотопических, особенностей характеризующих месторождений, а также результаты анализа основных рудоконтролирующих факторов.

К изложенному выше следует добавить, что в некоторых рудных районах развития стратифицированной сульфидной минерализации известны однозначно трактуемые нормально ("чисто")-осадочные рудные образования меди, свинца, и цинка, особенно молодых, догерцинских эпох рудогенеза. В то же время для целого ряда месторождений цветных и редких металлов, особенно их рудных формаций, находящихся в парагенезисе с геологическими формациями, содержащими магматический материал (группы осадочно-гидротермальных и контактово-метаморфизованных), устанавливаются магматогенные (базальтоидные и гранитоидные) или смешанные, ювенильно-ассимиляционные и инфильтрационные источники рудообразующих компонентов.

Согласно экспертным оценкам Е.И. Филатова, для стратиформных месторождений в вулканогенных формациях фанерозоя вторичных геосинклинальных систем (рудноалтайский и малокавказский типы, которые в данной работе не рассматриваются) наиболее приемлема комбинированная модель магматического источника рудоносных флюидов (магматического выщелачивания); для стратиформного оруденения с незначительной вулканогенной составляющей в осадочных формациях окраинных морей (первичных геосинклиналей) и активизированных палеоконтинентов (субплатформ, срединных массивов), где развиваются месторождения филизчайского и атасуйского типов, популяризуется модель рудообразования за счет возникновения конвективных систем с многократным обменом вод вблизи теплового источника (рециклинга). Модель рециклинга, по которой А.И. Кривцов [11] рассмотрел количественные аспекты источников рудного вещества, подтверждается изотопическими характеристиками химических элементов, особенно водорода, свидетельствующими об участии в формировании многих рудных месторождений поверхностных, в том числе морских, вод. Роль палеогидрогеологических процессов в рудообразовании отмечалась ранее, где были приведены примеры накопления цветных и редких металлов, источником которых служили седиментогенные (океанические и морские) воды и отложения.

На VI симпозиуме Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (Тбилиси, 1982 г.) большое внимание уделялось анализу источников рудного вещества месторождений цветных металлов стратиформного типа. Для свинцовых месторождений провинции Сьерра Морена значения модельного возраста свинцов указывают на два источника металла: осадочный и вулканогенный (А. Блашер, М. Роке, Ф. Со-

пе). Л.Н. Гриненко, изучая изотопические особенности стратиформных свинцово-цинковых руд в древних толщах Сибири и Урала (Сардана, Горевское, Холоднинское, Саурейское, Кужинское и др.), пришел к следующим выводам относительно источников вещества: 1) сульфидная сера руд отличается от серы сингенетических сульфидов большой однородностью изотопного состава и более высокими содержаниями $\delta^{34}\text{S}$, указывая на эпигенетический характер оруденения; 2) однородный состав сульфидной серы руд (не $> 10\%$) свидетельствует о гомогенном характере рудных растворов; 3) температура рудоотложения $300\text{--}150^\circ\text{C}$; 4) месторождения в терригенно-карбонатных и черносланцевых толщах (Холоднинское) отличаются от месторождений в карбонатных породах (Горевское, Сардана) большей дисперсией изотопных отношений серы и более низкими их значениями за счет контаминации серой осадочных сульфидов на месте рудоотложения; 5) для месторождений в карбонатных породах источником рудоносных растворов были хлоркальциевые рассолы карбонатно-галогенных комплексов верхнего докембрия и нижнего палеозоя, мобилизующие металлы из осадочных толщ, а для месторождений в терригенно-карбонатных и черносланцевых породах — пластовые или метеорные воды глубокой циркуляции, что подтверждается изотопией углерода и кислорода жильных карбонатов и сульфатов; 6) рудоносные рассолы и растворы активизировались при магматизме, который не являлся их источником, что подтверждается различием изотопного состава серы; 7) рудоотложение осуществлялось на геохимических барьерах (углеродистых отложениях, в структурах с сероводородом и углеводородными газами).

А.И. Кривцовым даны количественные характеристики источников рудного вещества и процессов рудогенеза. Для колчеданных месторождений расчетная масса рудообразующих растворов превышает массу руд не менее чем в $n \cdot 10^3$, что не обеспечивается водами гипотетических магм и очагов даже очень крупных размеров; при любом ином источнике вещества необходимо допущение многократного оборота в системе метеорных либо морских вод (модель рециклинга).

Изотопические особенности стратиформных месторождений Каратауского рудного района (миргалимсайский тип) указывают, что источником рудного вещества пластовых залежей в доломитах D_3 были металллоносные углеродистые лидит-фтанитовые породы курумсакской свиты кембрия (530–570 млн. лет), а для осадочно-эпигенетических (метасоматических) руд — вышеуказанные рудоносные доломиты фамена (350–370 млн. лет). Источник сульфидной серы коровый. Первоисточником свинца осадочно-метаморфогенно-эпигенетического оруденения, по данным Л.А. Мирошниченко, служили его концентрации в кембрийское время.

Ниже приводятся характерные примеры многообразия (моно- и гетерогенности) источников рудообразующих веществ стратиформных мес-

торождений цветных и редких металлов различных генетических и формационных типов в стратифицированных, существенно терригенно-карбонатных, формациях.

1. Стратиформные месторождения свинца, цинка и меди в собственно карбонатных и терригенно-карбонатных формациях в отношении источника рудного вещества характеризуются следующим образом [7].

Одна группа исследователей (М.М. Константинов, Н.М. Страхов, П. Лаффит и др.) источником металлов считает рудоносные образования суши, граничащей с прибрежно-морскими отложениями, где реализовалось мобилизованное рудное вещество питающих провинций. Это, в частности, подтверждается зависимостью состава свинцово-цинковых руд мезозойского чехла Центрально-Французского массива от состава эндогенных полиметаллических месторождений фундамента указанного массива. По мнению других авторов (Д.И. Горжевский, В.М. Козеренко, В.В. Попов и др.), поступление металлов в бассейны седиментации определялось также процессами выветривания и сноса магматических и осадочно-метаморфических пород с повышенным геохимическим фоном свинца и цинка (до 20–48 и 39–60 г/т соответственно). По расчетам исследователей, такие концентрации цветных металлов вполне обеспечивают формирование рудных месторождений, а если учитывать к тому же наличие оруденений в областях сноса, то возможности рудообразования значительно возрастают. К примеру, преобладающая часть стратиформных месторождений свинца и цинка Срединного Тянь-Шаня приурочена к доломитовым фациям девона — карбона с повышенными сингенетическими концентрациями этих металлов [3, 4, 30]. Отметим, что аналогичная закономерность наблюдается и для стратифицированных ртутных месторождений в доломитах D_3-C_1 Южного Тянь-Шаня.

Допускается, что источником металлов выступал синхронный осадконакоплению вулканизм в связи с фактами пространственной ассоциации рассматриваемых месторождений с вулканитами (Учкулач, Кульчулак) или приуроченности оруденения цветных и редких металлов к зонам разломов, в том числе рифтогенной природы, контролирующих очаги магматизма (Жан, Канигут и др.). По мнению П.В. Панкратьева и Ю.В. Михайловой, рудообразование связано с заключительными фазами вулканизма. В качестве примеров парагенетической и параструктурной связи полиметаллического рудообразования с вулканизмом могут служить также месторождения Сардинии, Ирландии, Южных Альп, Атласа, юго-восточного Миссури, Северной Киргизии (Шыргсайский, Атбашинский и др. рудные районы), Чаткало-Курамынское в юго-западном Тянь-Шане и др., где наблюдаются общая тенденция расположения рудных тел над вулканическими постройками и отставание во времени процессов рудоотложения от максимальной активности вулканизма (удаленно вулканогенные или "надвулканические" месторождения).

На месторождениях районов Иллинойс-Кентукки и Мидконтинента

в США некоторые исследователи усматривают связь свинцово-цинкового оруденения с щелочными магматическими породами на основании возрастных и термобарогеохимических связей эндогенного флюорита с рудными образованиями свинца и цинка. По другим представлениям, источником металлов стратиформных свинцово-цинковых месторождений Мидконтинента, Южных Аппалачей и Пайн-Пойнта в Канаде являются горячие концентрированные хлоридные рассолы. Посслелитификационные руды, контролируемые разрывными нарушениями, отлагались в местах встречи мигрировавших хлоридных рассолов, обогащенных металлами, выщелоченными из вмещающих отложений сероводородсодержащими флюидами. Источником сульфидной серы были высокоорганические илы, а также рассеянная вкрапленность сингенетического пирита.

По мнению В.И. Дворова и Д.И. Павлова, возникновение пластовых концентраций металлов, впоследствии преобразованных в свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа, определялось не сносом металлов с континентов, а приразломными зонами сульфидного обогащения.

Н.С. Скрипченко [23] на основании того, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения содержат обычный типа "Блайберг" свинец, считает возникновение оруденения независимым от источника радиогенного свинца. Однако аномальный свинец (тип "Джоплин") большинства месторождений Мидконтинента, а также Западного Прибайкалья позволяет трактовать некоторым исследователям (Н.А. Гибшер и др.) образование свинцов за счет уран-ториевых руд. А.И. Тугаринов на основании того, что свинец галенитов стратиформных и скарново-жильных месторождений одних и тех же районов отличается соответственно значительно меньшим постоянством изотопного состава (большей степенью обогащения радиогенными изотопами), делает вывод, что в процессе селективной ассимиляции вмещающих карбонатных пород интрузиями происходило извлечение заключенного в них свинца более древнего возраста. Магматизм способствовал лишь переотложению рудного вещества и формированию рудоносных скарнов. Результаты исследований изотопов серы стратиформных месторождений свинца и цинка также не позволяют уверенно интерпретировать происхождение источников рудообразующих веществ полигенно-полихронного оруденения, где доминирует эпигенетическая составляющая рудных залежей.

Однако приближенные расчеты показывают, что количество свинца и цинка, мобилизованного из вмещающих пород в ходе эпигенетических процессов, вполне достаточно для формирования крупных месторождений. К примеру, общее количество сингенетического свинца в рудоносном горизонте месторождения Сумсар (Срединный Тянь-Шань), распределенное на небольшой (1 км^2) площади, по данным Д.И. Горжевского и В.Н. Козеренко, составляет около 3 млн. т. Изотопные характе-

ристики рудных свинцов большинства свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях девона — карбона свидетельствуют о первично-осадочной природе рудного вещества. Постседиментационные процессы обусловили перераспределение и переотложение рудных компонентов пластовых залежей с образованием жильобразных рудных тел за счет первичных рудных концентраций. Важную роль в перераспределении и переотложении рудного вещества пластовых залежей играли также позднейшие экзогенные процессы, связанные с циркуляцией подземных вод и карстообразованием.

2. Колчеданные, колчеданно-полиметаллические месторождения в проблеме источников рудного вещества рассматриваются с двух позиций [7, 10, 25]: 1) как производные ювенильного базальтоидного магматизма и его кислых дифференциантов или как продукт взаимодействия базальтоидных и гранитоидных магм (мафитов и сиалитов), сопровождавшегося выплавлением кислых рудоносных вулканитов; 2) роль флюидов играли морские воды, а источником металлов служили дренируемые этими водами подстилающие и окружающие породы конвекционных систем (колчеданообразование с внемагматическим источником рудного вещества и флюидов); магматизм выступал в качестве активатора рудных процессов (генератора тепла). Фактический материал подтверждает обе гипотезы относительно источников рудообразующих веществ рассматриваемых месторождений. В пользу первой свидетельствует генетическая связь с магматизмом месторождений типа Куроко и Кипрского, хотя для последнего некоторые исследователи (М. Солон и др.) привлекают модель рециклинга, где магматизм был источником энергии, обеспечивая деятельность конвекционной рудообразующей системы; вторая гипотеза подтверждается на примере месторождений рудноалтайского типа, где источником металла, по всей вероятности, являются вулканогенно-осадочные породы девона, так как изотопный состав "рудного" и "породного" свинца идентичен.

3. Месторождения сурьмы и ртути (джаспероидный межформационный и карбонатный внутриформационный типы) в качестве источника рудного вещества изучены весьма слабо. Большинство исследователей считают, что источником типоморфных, профилирующих металлов сурьмяно-ртутных месторождений служили магматические очаги глубокого заложения (мантийный источник), а сера относится к коровой, связанной с нефтегазоносными и эвапоритовыми толщами. Ч. Мудринич, изучая месторождения сурьмы двух морфогенетических типов — джаспероидного пластообразного в карбонатных породах (Подринья, Подгоринь, Шумадии, Иваницы) и штокверково-жильного в алюмосиликатных породах, пришел к заключению о возможном существовании рудных источников в глубоких частях земной коры и верхней мантии (изотопный состав серы в антимонитах и реальгарах имеет средние величины ($\delta^{34}\text{S}$) в пределах от $-4,3$ до $2,03\%$). Этому противоречат данные изотопного

состава сульфидной и сульфатной серы сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии, где сера имеет немагматическое, коровое (морское) происхождение, что не дает еще достаточного основания делать противоположные генетические выводы, т. е. относить сурьму и ртуть указанных месторождений к элементам осадочного цикла. Исследователями Л. Овчинниковым, Т. Рябовым, А. Сасаку и другими показано, что наблюдаемый изотопный состав серы сульфидных руд обусловлен процессами ее фракционирования и изотопного обмена при рудоотложении и метаморфизме, что не позволяет решать вопрос о мантийном или коровом происхождении содержащих серу рудообразующих веществ.

4. Источники рудного вещества редкометалльных месторождений стратиформного типа рассмотрены В.К. Денисенко и другими [29] на примере стратиформных месторождений вольфрама редкометалльно-скарноидного и кварцитового рудноформационных типов в метавулканогенно-осадочных породах. На основе сравнительного полистадиального анализа древних и современных вольфрамоносных осадков было установлено, что уровень концентрации вольфрама контролируется литолого-гранулометрическим составом осадков, регулируется процессами сорбции — гравитационно-механической дифференциации и зависит от скоростей осадконакопления в морских бассейнах. Сходство шеелитоносных вулканогенно-осадочных толщ по вещественно-геохимическим особенностям с морскими вольфрамоносными отложениями современных акваторий позволило указанным исследователям в ретроспективе связывать вольфрамовое оруденение с сингенетическими концентрациями редкого металла в вулканогенно-осадочных отложениях, региональный метаморфизм которых приводил к формированию гидротермально-метаморфогенных рудных концентраций в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Таким образом, большинство рассматриваемых месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных формациях характеризуется гетерогенностью источников рудообразующих веществ, отражая полигенность и полихронность процессов рудообразования [6, 17, 24, 27, 34]. В то же время определенная часть месторождений или их составляющих имеет моногенный (внемагматический, коровый, или магматогенный, подкоровый) источник рудного вещества.

Анализ большого фактического материала по стратиформным месторождениям мира позволяет считать, что рассмотренные главные минералого-геохимические особенности, закономерности развития и размещения, а также основные рудоконтролирующие факторы обусловлены осадочной природой оруденения. Основные свидетельства — гео-, палеотектонические и в особенности литостратиграфические закономерности размещения оруденения. К общеприемлемым признакам сингенетичности амагматогенных рудных залежей также относятся формационные, фашиально-литологические, палеогеографические, изотопические и мине-

ралого-геохимические критерии, в том числе макро-, микро- и интратермальные, а также рудные палеокарсты (возрастные геологические критерии). Вместе с тем стратиформные месторождения в той или иной мере обладают чертами гидротермальных рудных образований с рядом эпигенетических признаков (структурный контроль жильных и комбинированных согласно-секущих рудных тел, часто метасоматической природы, рудная и минералого-геохимическая гидротермальная зональность, околорудные изменения, относительно высокая (более 100–140 °C), антиэкзогенная температура рудообразования и др.). Указанное сочетание различных по родству син- и эпигенетических особенностей рассматриваемых месторождений является объективной их закономерностью, обусловленной сложным и длительным развитием рудообразования, сопровождавшимся как литогенными экзогенными, так и эпигенными гидротермальными процессами трансформизма синдиagenетической минерализации.

В общей схеме рудогенеза стратиформное рудообразование, как отмечалось ранее, протекало в три основных этапа. На раннем осадочно-диагенетическом этапе в определенных условиях литогенеза формировалась синдиagenетическая рудная минерализация, синхронная осадконакоплению. На последующем, втором этапе происходили постлитификационные преобразования (трансформации) первично-осадочных рудных концентраций под действием тектонических, магматических, гидротермальных, экзогенно-гидротермальных и других эпигенетических процессов. Поскольку большинство рассматриваемых месторождений цветных и редких металлов расположено в амагматичных или слабомагматичных районах, решающая роль в преобразовании синдиagenетической рудной минерализации принадлежала экзогенно-гидротермальным процессам, связанным с активизацией специфических палеогидрогеологических систем. В третьем этапе рудообразования происходили процессы глубокого метаморфического преобразования продуктов ранних двух этапов формирования стратиформных месторождений.

Осадочно-диагенетический этап рудообразования включает сложные процессы, касающиеся источника рудного вещества, форм переноса и физико-химических условий рудоотложения. Анализ фактического материала показывает (см. гл. XII), что из трех возможных источников металлов (прилегающие к бассейнам седиментации питающие провинции, синхронный осадконакоплению вулканизм и морская или океаническая вода), основным и более универсальным источником рудообразующих компонентов был привнос их из областей питания (денудации и сноса). Нельзя отрицать также для некоторых месторождений роль вулканизма на формирование синдиagenетической минерализации. Выше было показано, что основные районы развития стратиформного оруденения тесно сопряжены с рудоносными площадями, в пределах которых заключены разномасштабные и разнотипные рудные образова-

ния и геологические формации с повышенным содержанием цветных и редких металлов, а также других типоморфных компонентов (фтора, бария) рассматриваемых стратиформных месторождений.

Физико-химические условия мобилизации рудного вещества в областях питания и отложения его в бассейнах седиментации рассмотрены в трудах Н.М. Страхова [31], М.М. Константинова [9] и ряда других исследователей (Е.З. Бурьяновой, Н.А. Голевой, Н.А. Читаевой и др.). При выветривании металл- и сульфидсодержащих пород возникали легкорастворимые и подвижные сульфаты свинца, цинка, меди, которые выносились грунтовыми и поверхностными водами. В зоне гипергенеза окисление и растворение сульфидов (основной формы нахождения металлов в породах питающих провинции) в значительной мере ускорялись наличием сернокислого железа, свободно образующегося под действием кислородсодержащих вод, особенно с участием тионовых бактерий. Под действием указанных окислителей, по данным А.А. Саукова, даже сравнительно устойчивые в зоне гипергенеза минералы, как основной сульфид ртути (кинноварь), разлагаются, переходя в водные растворы. Поступавшие в водные бассейны сульфаты и отчасти бикарбонаты металлов как малоустойчивые в природных нейтральных и слабощелочных водах в присутствии кальциевой и доломитовой молекул переходили в мало-растворимые карбонатные соли.

Одна из возможных причин парагенезиса ртути и доломитовых пород (месторождения ртутной кинноварно-доломитовой формации ваньшаньского типа) — приблизительно одинаковое значение рН (8—9) выпадения доломитовой молекулы и двухвалентной ртути из морских вод. Не исключен в доломитах изоморфизм магния и ртути, на что указывают В.Т. Сургай и Е.Е. Щелков. Изоморфизм кальция, бария и ртути доказан экспериментально А.А. Сауковым. К тому же доломитовые битуминозные илы (рудообразующие восстановительные и сероводородные геохимические фации многих стратиформных месторождений свинца, цинка и ртути) обладают исключительно высокосорбционными свойствами в отношении аккумуляции цветных и редких металлов, а на осаждающем свойстве сероводорода базируется, как известно, химический анализ определения ртути, свинца, меди и других халькофильных элементов.

Обычная повышенная соленость терригенно-карбонатных толщ, содержащих повышенные концентрации свинца, цинка, меди и ртути (парагенез рудоносных карбонатных и эвапоритовых, галогенных формаций) подтверждает мнение Н.М. Страхова об образовании продуктивных залежей "триады" меди, свинца и цинка, а также сопутствующих им ртути, бария, стронция и фтора в условиях аридного литогенеза. Как известно, воды аридных зон содержат в больших количествах растворенные карбонаты кальция, магния, реже натрия и характеризуются в отличие от гумидных областей высокими (7—8) рН. Поэтому для седиментационной концентрации металлов имеет большое значение сочетание

гумидных климатических условий в областях питания, интенсифицирующих процессы мобилизации (растворения и выноса) рудного вещества, и аридных обстановок в бассейнах седиментации, благоприятствующих аккумуляции мобилизованных рудообразующих компонентов. Миграция рудообразующих элементов осуществлялась в виде истинных и коллоидных растворов, механических взвесей и других форм. В отдельных случаях при соответствующих палеогеографических условиях и особенностях минерального состава областей сноса миграция рудного вещества происходила в виде терригенного материала.

По данным В.К. Денисенко и др. [29], уровень концентраций вольфрама в отложениях многих современных морских бассейнов контролируется литолого-гранулометрическим составом осадков, регулируется главным образом процессами сорбции и гравитационно-механической дифференциации и зависит от скоростей осадконакопления в бассейнах седиментации. На терригенную форму переноса сульфидов указывают оруденелые гальки в ряде полиметаллических рудных районов (например, периферия Центрально-Французского массива), а также перемещенные, в том числе интратрудные, рудокласты отдельных сурьмяно-ртутных полей в терригенно-карбонатных толщах. В прибрежных бассейнах седиментации металлы осаждались преимущественно в виде карбонатов, а катионы свинца, цинка и ртути сорбировались также из растворов осаждавшимися карбонатами кальция, магния и глинисто-органическим веществом. Доломитовые илы характеризуются высокой сорбционной емкостью свинца, цинка и других металлов, которые, как и ртуть, образуют также изоморфную примесь в карбонатах магния и кальция.

Преобразование металлосодержащих составляющих рудообразующих глинисто-карбонатных илов в сульфиды происходило на стадии диagenеза в восстановительной среде при биогенной сульфатредукции с участием присутствующего в осадках органического вещества. Карбонаты металлов в присутствии сероводорода легко переходят в труднорастворимые сульфиды. Выделенный при образовании сероводорода углекислый газ повышает растворимость карбонатов, благоприятствуя обогащению придонного ила сульфидами металлов. Одновременно образование сульфидов высвобождало сорбционную емкость придонных карбонатов илов, тем самым способствуя дальнейшей сорбции ими ионов металлов из придонных и поровых морских вод.

Физико-химические процессы диагенетического сульфидообразования, приводящие к концентрации металлов в осадке гораздо более высокой, чем их содержание в исходной морской воде, детально рассмотрены в работах Н.М. Страхова [31]. Равномерно рассеянное в первичном осадке рудное вещество в ходе диagenеза перераспределяется, образуя сульфидоносные пятна, линзы, конкреции, пластообразные стяжения, глобулы и т. п. Сравнительный анализ содержаний ртути в заведомо диагенетических конкрециях и вмещающих карбонатных породах верх-

него девона Южного Тянь-Шаня показывает более чем десятикратное обогащение ртутью диагенетических образований (коэффициент диагенетической концентрации, по Н.М. Страхову, 12,5–14). Сопутствующие полиметаллическим и ртутным месторождениям в соленосно-терригенно-карбонатных формациях флюорит и барит выпадали в условиях прогрессирующего осолонения морских бассейнов. Причем осадка флюорита, как и соединений металлов, протекала на начальных стадиях карбонато- и галогенеза, а барита — на последующей начальной сульфатной стадии. Такова принципиальная схема осадочно-диагенетического этапа стратиформного рудообразования, сопряженного с существенно терригенно-карбонатным осадконакоплением в истории геологического развития земной коры.

Постседиментационный, эпигенетический этап рудообразования связан с процессами катагенеза (изменения металлоносных осадков при повышении P - T -условий в присутствии подземных вод и поровых растворов), метагенеза (умеренные структурно-минералогические изменения осадочных пород, близкие начальным стадиям регионального метаморфизма), регионального и контактового метаморфизма (более глубокие изменения рудовмещающих пород в условиях нарастающих температур и давлений с существенными перемещениями и минеральными преобразованиями исходных рудоносных отложений вплоть до селективного их выплавления), магматизма, а также гидро- и гипергенеза. Роль метаморфизма в стратиформном рудообразовании уже освещалась, ограничимся лишь кратким описанием физико-химических условий экзогенно-гидротермальных (ката- и метагенетических) процессов, играющих решающую роль в создании промышленных рудных залежей среди карбонатных толщ [16, 17].

Проявления катагенеза происходят в температурном диапазоне от 30 до 200 °С и при одностороннем давлении от 100 до 200 МПа. Катагенетические процессы вызывают уплотнение пород, отжим воды, растворение, коррозию и регенерацию аллотигенных минералов с образованием новых минералов из растворов или при взаимодействии последних с твердой фазой, т. е. при метасоматозе, раскристаллизацию коллоидов и перекристаллизацию аутигенных минералов. В метагенезе (температура до 300 °С, давление достигает 300 МПа) продолжают процессы растворения и регенерации, происходит полная или частичная перекристаллизация цемента и основной массы минералов, преобладают процессы метасоматоза, проявляются структурно-вещественные изменения, свойственные начальной стадии регионального метаморфизма — фации зеленых сланцев.

Сравнительный анализ генетических особенностей стратиформных месторождений показывает, что преобладающая их часть сформировалась путем длительного преобразования синдиагенетической минерализации ката- и метагенетическими, экзогенно-гидротермальными процессами. Так, свинцово-цинковые месторождения Мидконтинента (США)

формировались в течение 100–200 млн. лет; Западной Европы – со среднего триаса до миоцена включительно, Каратауского района – с фамена до начала мезозоя, Атласской провинции – с триаса до миоцена, Сумсарского района – от среднего девона до позднего карбона, Верхней Силезии – от среднего триаса до палеогена [16]. По данным В.П. Федорчука, рудообразующие растворы ртутных месторождений в карбонатных толщах (ваньшаньский тип) мигрировали десятки млн. лет.

Растворение синдиagenетических сульфидов происходит в области устойчивости HS^- , где значение растворимости сфалерита достигает 2700 мг/л (Г. Барнс, Г. Чаменский). В бессероводородных растворах при t 150–200 °С преобладают сульфатные ($pH = 4-6$) и карбонатные ($pH = 6-8$) комплексы свинца, а при t 250–300 °С он находится преимущественно в составе хлоридных ($pH = 4-6$) и карбонатных ($pH = 6-8$) комплексов. В сероводородсодержащих растворах, как это следует из работ Н.Н. Барановой, при t 150–200 °С преобладают сульфатные ($pH = 4-6$) и карбонатные ($pH = 6-8$) комплексы свинца, а при t 250–300 °С и pH от 4 до 8 преобладают гидросульфидные комплексы различного состава.

Переотложение рудных минералов синдиagenетического этапа происходило под воздействием нагретых и химически активных седиментогенных хлоридных рассолов, которые растворяли первичные скопления сульфидов, формируя новые эпигенетические тела, выполнявшие полости и поры растворения в карбонатных породах, или метасоматически замещали их. Это положение подтверждают результаты термобарогеохимических исследований полиметаллических месторождений Мидконтинента, Центрального Казахстана, Западного Прибайкалья, Верхней Силезии и других рудных районов мира, где установлены относительно высокие (от 150 до 300 °С) температуры высококонцентрированных рудообразующих растворов рассольного типа (концентрация солей по включениям в сульфидах 20–40 %). Приведенные выше термобарометрические характеристики стратиформных месторождений не противостоят физико-химическим условиям, свойственным процессам катагенеза – метагенеза осадочных пород.

При взаимодействии химически активных нагретых растворов с первичными сульфидами в карбонатных породах возникла геохимически сложная среда, обусловившая растворение рудного вещества в одних местах и отложение его в других. Рудное вещество выпадало из растворов – флюидов при изменении их физико-химических условий: падении температуры и давления, при смешении различных вод, увеличении pH раствора и потере ими CO_2 , с появлением восстановительных геохимических барьеров и т. д. [16].

Таким образом, в эпигенетическом этапе стратиформного рудообразования большую рудообразующую роль сыграли экзогенные минерализованные подземные и элизионные воды.

Преобразования или трансформации рудных месторождений стратиформного типа связаны с процессами ката- и метабенеза, регионального и контактового метаморфизма, а также гидро- и гипергенеза. Роль ката- и метабенетических, а также гидрогенных процессов в стратиформном рудообразовании была рассмотрена в предыдущем разделе главным образом на примере свинцово-цинковых и отчасти ртутных месторождений в карбонатных формациях. Влияние контактового метаморфизма на стратиформное оруденение цветных металлов (меди, свинца и цинка) сравнительно с региональным метаморфизмом незначительное. Так, колчеданно-полиметаллические руды Озерного месторождения в Забайкалье при контактовом метаморфизме сопровождаются небольшим (до первых десятков метров) ореолом хлорит-магнетитовых, магнетитовых и пирит-магнетитовых руд. Между интрузиями и рудовещающими породами зачастую свинец и цинк не мобилизуются гидротермальными постмагматическими растворами из-за отсутствия массообмена (хр. Тахталык, Срединный Тянь-Шань). На Удоканском месторождении медистых песчаников более поздняя гранитоидная интрузия не оказала существенного влияния на распределение оруденения, а контактовый метаморфизм сопровождался только ороговикованием и метасоматозом. Иногда наблюдаются случаи "съедания" гранитоидами полиметаллических руд в карбонатных породах (Кургашикан, Средняя Азия). Геохимически подвижные элементы, как ртуть, удаляются на значительные расстояния от зоны контактового метаморфизма, а их рудные залежи разубоживаются вплоть до уничтожения. Контактный метаморфизм проявляется локально в отличие от широкомасштабного регионального, которому многие исследователи отводят большое значение в существенных преобразованиях рудных месторождений.

Большинство крупных месторождений меди, свинца и цинка осадочно-метаморфогенной группы связано с раннеметаморфическими процессами (фации цеолитовая, зеленосланцевая, глаукофановая). Позднеметаморфические процессы (фации амфиболитовая, гранулитовая, эклогитовая) образуют менее ценные в промышленном отношении полиметаллические руды. Однако для формирования стратиформных редкометалльных месторождений (редкометалльно-сульфидно-скарноидная и кварцитовая рудные формации) амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации регионального метаморфизма имеют решающее значение. Для сурьмяно-ртутного рудообразования региональный метаморфизм выше зеленосланцевой фации выступает в качестве неблагоприятного фактора. Физико-химические условия осадочно-метаморфогенного рудообразования обстоятельно проанализированы в работах Я.Н. Белевцева, а также других исследователей.

В условиях гипергенеза сульфидные руды претерпевают существенные преобразования, сопровождаясь при благоприятных внешних геохимических факторах экзогенной миграции рудообразующих веществ

формированием окисленных зон вторичного сульфидного обогащения. Следствием гипергенного изменения ртутных сульфидных руд являются скопления порошковатой киновари, а антимонитового оруденения — оксидные сурьмяные руды. Редкометалльно-шеелитовые месторождения в зоне гипергенеза практически не окисляются: гипергенные изменения стратиформных редкометалльно-вольфрамовых руд сопровождаются лишь формированием шеелитоносных россыпей и за редким исключением — предположительно вольфрамоносных рассолов типа оз. Серлз.

Таким образом, трансформации первичных рудных залежей стратиформных месторождений цветных и редких металлов в терригенно-карбонатных формациях проявляются многопланово — как рудопретворяющие, рудообразующие и рудоуничтожающие факторы, что следует учитывать при прогнозной оценке рассматриваемых месторождений.

ГЛАВА XIII

ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

В настоящее время накоплен обширный материал по геологии и закономерностям размещения стратиформного оруденения, позволяющий перейти к обобщению поисковых критериев и методик прогнозирования, исходя из опыта изучения отдельных рудных районов. Нижеприводимые поисковые критерии основаны на том, что стратиформные месторождения цветных и редких металлов, распространенные в различных геотектонических структурах и образующиеся начиная с архея до современного этапа, имеют сингенетическое происхождение. Рудное вещество, внесенное в осадок из различных источников (эндогенных, экзогенных), в последующие этапы литогенеза, катагенеза и метаморфизма (регионального и гидротермального), как и вмещающие толщи, подверглось вместе с ними естественно-историческим преобразованиям, иногда приобретая черты сходства с эпигенетическими рудными образованиями. Однако исследование стратиформных месторождений историко-геологическим методом, начиная с восстановления условий формирования первичных осадков и кончая изучением современного состояния рудных залежей, позволяет вскрыть истинную сингенетическую природу стратиформных месторождений, завуалированную последующими постседиментационными и тектоно-метаморфическими преобразованиями. Известно, что стратиформные месторождения цветных и редких металлов генетически связаны с карбонатными, пестроцветными, черносланцевыми и другими формациями, формирование которых происходило в раз-

личных геотектонических и климатических режимах земной коры. В связи с этим в поисковых критериях отдельных формационных типов стратиформных месторождений, несмотря на их генетическую общность, имеются специфические черты, которые должны быть учтены при поисках рассматриваемого типа оруденения.

Все известные стратиформные месторождения свинца, цинка и сопутствующих им элементов, как правило, связаны с морскими осадками. В континентальных, аллювиальных, резко осолоненных лагунных и ледниковых отложениях они отсутствуют; тем самым исключается значительный комплекс осадочных пород и сужаются территории поисковых работ. Следует подчеркнуть, что далеко не все морские осадки представляют интерес для поисков стратиформного свинцово-цинкового оруденения. Анализ имеющихся материалов по известным месторождениям показывает, что свинцово-цинковое оруденение связано в основном с мелководными, преимущественно карбонатными осадками, образующимися в заливах, проливах и краевых частях несколько осолоненных бассейнов, занимающих полосу, расположенную между непосредственно прибрежной береговой зоной и более глубоководными частями открытого моря. Об этом свидетельствуют парагенезис минералов (доломит, барит, флюорит, гипс и др.), фауна и комплекс пород, с которыми генетически связаны сульфидные минералы. Поэтому малоперспективны для поисков стратиформного свинцово-цинкового оруденения осадки открытого морского бассейна, удаленные от береговой линии. Эти признаки применимы как для осадочных, так и для глубокометаморфизованных рудоносных формаций, хотя, конечно, в последнем случае расшифровка их более затруднительна. Таким образом, важный общегеологический критерий при постановке поисковых работ на свинцово-цинковое оруденение — наличие в тех или иных регионах карбонатных отложений, образующихся в мелководных бассейнах с повышенной соленостью.

Стратиформные месторождения по геотектонической природе являются полиструктурными образованиями и формируются в подвижных участках платформ, краевых прогибах и миогеосинклинальных областях. Для концентрации свинца и цинка наиболее благоприятны склоны синеклиз или близких к ним структурных элементов платформ, а также окраины платформ, обращенные в стороны подвижных участков земной коры. Краевые прогибы, являющиеся переходными структурами между платформами и геосинклинальными областями, представляют собой участки, наиболее благоприятные для концентрации свинца и цинка. Свинцово-цинковое рудообразование происходит наиболее интенсивно в том случае, если по соседству с краевыми прогибами располагаются древние складчатые области, служившие длительное время источником рудных и нерудных элементов в осадочных формациях. В геосинклинальной области свинцово-цинковое оруденение, как правило, тяго-

теет к краевым частям, т. е. к миогеосинклиналям, тесно связанным, как и краевые прогибы, с устойчивыми областями питания рудными элементами. Отсюда следует важнейшая закономерность: размещение свинцово-цинкового оруденения, развитого в краевых частях миогеосинклиналей и прогибов платформ, зависит от положения устойчивой приподнятой области, служившей длительное время источником рудного вещества. Исходя из этого положения, можно сделать вывод о том, что в карбонатных породах, образованных в центральных (удаленных от реального источника питания — суши) частях геосинклинальных и платформенных морей фактически не могут формироваться какие-либо крупные рудные залежи свинца и цинка стратиформного типа. Это положение справедливо для тех месторождений, рудное вещество которых поступало из областей сноса без видимого участия глубинных процессов.

Известно, что свинцово-цинковые и медные месторождения в карбонатных, в основном доломитовых, формациях образуются в строго определенных климатических условиях — в аридном режиме. Таким образом, при проведении поисковых работ главное усилие необходимо направлять на выявление отложений, образующихся в условиях аридного климата. Но далеко не все аридные отложения представляют интерес для поисков стратиформного оруденения. Анализ условий образования рудоносных формаций показывает, что свинцово-цинковое оруденение связано с осадками, образующимися в начальной (карбонатной) стадии осолонения бассейна. Об этом свидетельствует преимущественная связь оруденения с доломитами и реже известняками, нередко содержащими примесь барита, целестина, флюорита и реже гипса и даже каменной соли. Исходя из этого, можно считать, что отложения сульфатной стадии осолонения бассейна бесперспективны для поисков стратиформного свинцово-цинкового оруденения. Однако следует учесть тот факт, что гипсо- и соленосные отложения часто по простиранию (и в разрезе) замещаются карбонатными, главным образом доломитовыми и известково-доломитовыми, породами, а также пестроцветными формациями, с которыми нередко связано свинцово-цинковое и медное оруденение, т. е. наблюдается парагенетическая связь рудоносных отложений с сульфатными и соленосными образованиями. Поэтому при поиске в случае обнаружения сульфатных и галогенных осадков надо иметь в виду, что в непосредственной близости от них могут встречаться карбонатные и пестроцветные породы, несущие сульфидное оруденение. Вышеприведенные данные показывают, что свинцово-цинковое оруденение образуется в умеренной аридной климатической зоне, расположенной в непосредственной близости к гумидной области. Анализ имеющихся материалов свидетельствует, что в гумидных отложениях свинцово-цинковое оруденение отсутствует; в них могут встречаться единичные скопления сульфидных минералов, имеющих минералогический интерес. Таким образом, при

проведении поисковых работ из круга исследований исключается большая группа отложений (угли, угленосные формации и др.), которые образовались в гумидном климатическом режиме. Приведенные выше закономерности размещения свинцово-цинкового оруденения в тех или иных тектонических структурах и климатических зонах дают ориентировку общего порядка. Конкретные позиции размещения свинцово-цинкового оруденения внутри климатических зон и рудных провинций, залегающих в определенных тектонических структурах, контролируются строго конкретными геологическими факторами (формационный, стратиграфический, литологический, геохимический и др.).

Формационные критерии тесно связаны с геотектоническими условиями образования стратиформного оруденения. Следует отметить, что благоприятные для концентрации свинцово-цинкового оруденения карбонатные формации образуются в трех структурных элементах земной коры — в платформах, краевых прогибах и миогеосинклиналиях. Но наиболее богатое оруденение тяготеет к тем карбонатным формациям, которые имеют отчетливую связь с древними долгоживущими областями питания. Из этих данных следует, что из всех разнообразных типов осадочных формаций свинцово-цинковое оруденение связано преимущественно с мелководными доломитовыми формациями; это должно учитываться при проведении поисковых работ. Формационный анализ показал, что стратиформные рудные залежи и повышенные концентрации свинца и цинка приурочены к тем частям карбонатных формаций, которые имеют отчетливую связь с областями сноса рудного вещества: следовательно, не все участки карбонатных формаций могут быть рудоносными. Те районы распространения карбонатных формаций, которые значительно удалены от основной области сноса, как правило, не имеют оруденения (даже повышенных концентраций свинца и цинка).

Ранее отмечалось наличие генетической связи стратиформного оруденения с рифовыми образованиями, формирование которых происходило от верхнего докембрия до современного этапа. Поэтому рифогенные формации необходимо рассматривать как потенциальный объект для открытия новых стратиформных месторождений. Крупные рифовые образования среди мощных карбонатных толщ могут использоваться в рудных районах как один из важнейших поисковых признаков при прогнозировании месторождений цветных и редких металлов в осадочных толщах.

Для поисков стратиформных месторождений большой интерес представляют углеродисто-глинисто-карбонатные (черносланцевые) формации. Характерная особенность данных формаций — обогащенность углеродистым веществом, придавшим породе в целом темную окраску, пестрый литологический состав и сингенетическая обогащенность цветными, редкими и благородными металлами, что выдвигает эти формации в разряд весьма интересных для комплексного изучения и освоения

целой гаммы полезных компонентов. Тем не менее на перспективность этой формации в отношении стратиформного оруденения обращено внимание лишь в последнее время в связи с открытием ряда крупных объектов среди этой формации и переводом ранее известных крупных стратиформных месторождений в чернослацевых толщах (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Салливан) к типу исходных сингенетических образований. В связи с этим необходимо провести комплексное изучение стратиформной рудоносности чернослацевых формаций, ранее изученных на других типах полезных ископаемых, и ревизию известных рудных районов, где распространены чернослацевые формации.

Связь стратиформного оруденения с определенными типами разрезов формаций — важный поисковый критерий при изучении осадочных толщ. В ряде рудных районов в строении осадочных формаций, вмещающих оруденение, выделяются два типа разрезов: гетерогенный и моногенный. Изучение показало, что выделенные типы разрезов отличаются друг от друга не только по литологическому составу, но и по содержанию стратиформного оруденения. Оказалось, что все известные стратиформные рудные тела, как правило, приурочены к карбонатной части гетерогенных разрезов. Подобное размещение свинцово-цинкового оруденения обусловлено, на наш взгляд, тем, что породы гетерогенного типа разрезов обычно образуются в краевых частях геосинклинальных бассейнов или в прогибах, где происходят интенсивные процессы выноса и отложения разнообразных продуктов разрушения близлежащих областей питания. В тех участках морских бассейнов, которые значительно удалены от областей сноса, обычно отлагаются однообразные, часто хемогенные осадки, представленные в виде моногенных разрезов.

Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что рудоносные осадки, в каком бы районе они не были развиты в профиле морского осадкообразования, всегда занимают одно и то же место, а именно более или менее краевую часть. Это следует из палеотектонической локализации свинцово-цинкового оруденения на склонах устойчивых областей поднятия и в краевых прогибах, где обычно формируются рудоносные формации, а также из геохимической подвижности свинца и цинка в осадочном процессе. На примере изучения пестроцветных толщ установлено, что медное оруденение обычно размещается в тех частях формаций, где отмечается периодическое чередование серо- и бурозветных слоев песчаников и алевролитов. В монотонных красно- или сероцветных разрезах пестроцветных толщ медное оруденение встречается крайне редко. Поэтому при проведении поисковых работ в областях развития осадочных формаций необходима типизация разрезов; при этом следует обращать особое внимание на изучение гетерогенных разрезов, сложенных чередующимися пачками известковых, доломитовых, терригенных и других пород.

Для стратиформных месторождений наиболее характерен стратигра-

фический критерий, обусловленный тесной связью рассматриваемого оруденения с условиями образования осадочных формаций. Выявление стратиграфических уровней, к которым приурочены стратиформные месторождения, является важнейшим условием правильной оценки перспективы региона и рационального направления проведения поисковых работ. В настоящее время установлено, что стратиформное оруденение распространено от архея до современного этапа, занимая совершенно определенное стратиграфическое положение в составе тех или иных геологических формаций. Однако интенсивность образования стратиформных месторождений в разные эпохи изменялась в значительных пределах. Установлены эпохи интенсивного накопления стратиформного оруденения и эпохи практически безрудные. Проведенный металлогенический анализ показал, что в размещении цветных и редких металлов по стратиграфическим интервалам, например, Тянь-Шаня наблюдается вертикальная зональность: в нижнем палеозое широко распространены продукты гумидного литогенеза — железо, марганец и др., а в среднем палеозое и кайнозое — продукты аридного климата: свинец, цинк, медь, ртуть и др. Это указывает на то, что поиски стратиформного свинцово-цинкового оруденения нужно производить не во всех стратиграфических системах или ярусах, а с учетом определенных их сочетаний с геотектоническими, климатическими и формационными особенностями региона.

Стратиграфические критерии, как и предыдущие, являются общими и свидетельствуют о том, что свинцово-цинковое оруденение является осадочным образованием и занимает, как правило, значительные площади. Широкое распространение свинцово-цинкового оруденения в кембро-ордовикских отложениях бассейна рек Миссисипи и Миссури, девонских и нижнекаменноугольных отложениях Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Ирландии, триасовых отложениях Известняковых Альп и других свидетельствует о том, что можно широко пользоваться стратиграфическим критерием, который имеет большое значение для поиска свинца и цинка в районах с геологически близкими по возрасту отложениями и аналогичными по геоструктурному и климатическому положению. В зависимости от площадей распространения различаются региональные и локальные стратиграфические критерии. Первый из них наиболее отчетливо проявляется в разрезе осадочных формаций, образующихся в мелководно-морских условиях. Для рудоносных горизонтов, образующихся среди морских осадков, характерна значительная выдержанность на больших расстояниях, исчисляемых десятками и первыми сотнями километров. Локальные стратиграфические факторы проявляются в районах развития стратиформных месторождений, связанных с дельтовыми и речными отложениями.

Внутри благоприятных стратиграфических горизонтов, находящихся в определенных геотектонических структурах и климатических зонах,

важное значение имеет литологический критерий. Он наиболее отчетливо проявляется в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях, которые связаны в основном с доломитами, известковыми доломитами и реже известняками нормально-осадочного происхождения. В конгломератах, песчаниках, алевролитах, гипсо-ангидритовых породах, каменных и калийных солях свинцово-цинковые залежи отсутствуют. Рудоносные доломитовые породы отличаются темной и темно-серой окраской, обусловленной обогащенностью их органическим веществом. Таким образом, карбонатные, особенно доломитовые породы наиболее перспективны для поисков в них свинца и цинка. Поэтому главное направление поисковых работ должно быть ориентировано на выявление доломитовых и известково-доломитовых пород внутри тех или иных стратиграфических горизонтов, залегающих в краевых прогибах, миогеосинклинальных и платформенных областях с аридным климатическим режимом. Литологический фактор также четко проявляется в разрезе черносланцевых формаций, где оруденение связано с породами, первичнообогащенными углистым и кремнистым веществом. В целом для всех типов пород, с которыми связано стратиформное оруденение, характерна первичная обогащенность органическим веществом, придавшим им темно-серую и темную окраску.

В тесной ассоциации с литологическим критерием находятся парагенетические предпосылки, обусловленные близостью условий формирования различных минералов и пород со стратиформным оруденением. В тесной ассоциации с галенитом и сфалеритом во вмещающих породах находятся такие седиментационные минералы, как флюорит, барит, доломит, пирит, халцедон и рассеянное органическое вещество. Среди этого парагенезиса минералов в первую очередь отметим пирит, встречающийся повсеместно как в свинцово-цинковых рудах, так и во вмещающих породах. Его присутствие совместно с рассеянным органическим веществом в породе свидетельствует о наличии восстановительной обстановки с застойными условиями в иле, благоприятной для сульфидообразования и накопления свинцово-цинковых минералов. Сульфидные минералы часто сопровождаются баритом и флюоритом, которые формируются преимущественно в мелководных, несколько осолоненных бассейнах, в условиях специфических рудообразующих геохимических фаций. Наличие этих минералов — прямой индикатор при нахождении свинцово-цинкового оруденения в осадочных толщах тех или иных районов. Таким образом, парагенетические предпосылки еще более суживают фронт поисковых работ на полиметаллы в районах развития карбонатных формаций.

Связь оруденения с ритмичностью — также один из важных критериев при оценке перспективности тех или иных площадей. Установлено, что стратиформное оруденение, как и другие осадочные полезные ископаемые: уголь, железо, марганец, соли и др., участвуют в ритмичности,

занимая совершенно определенное место в разрезе осадочных формаций и седиментационных ритмах (циклах). Ритмичное строение рудоносных формаций и тесно связанная с этим многоярусность оруденения устанавливаются почти во всех основных рудных районах земной коры, в которых наблюдается стратиформное оруденение цветных металлов. Сопоставление разрезов наиболее детально изученных рудоносных формаций рудных районов СССР и зарубежных стран показало, что для всех рудоносных толщ характерно отчетливое ритмичное строение. В большинстве случаев рудоносная толща состоит из трех ритмосвит (макроритмов). Первая (нижняя) ритмосвита сложена, как правило, терригенными или терригенно-карбонатными образованиями; вторая — доломитами и известняками, отображающими максимальную стадию распространения трансгрессии; третья — мергелями, глинистыми известняками, гипсами, ангидритами и различными солями, отражающими регрессивную стадию развития тех или иных бассейнов.

Во всех рассматриваемых случаях свинцово-цинковое оруденение связано со второй известково-доломитовой ритмосвитой. Поэтому при постановке поисковых работ в областях развития осадочных толщ необходимо проведение ритмического (циклического) анализа разрезов. При этом следует обратить особое внимание на изучение нижней половины карбонатных ритмосвит, находящейся на контакте с подстилающими образованиями и несущей, как правило, стратиформное оруденение.

Выявление процессов возрастного скольжения руд под влиянием трансгрессий и регрессий также имеет большое значение в деле поисков и прогноза полезных ископаемых осадочного происхождения. Общеизвестны данные о миграции рудных залежей железа, марганца, бокситов, фосфоритов из горизонта в горизонт под влиянием трансгрессий. При ближайшем знакомстве с материалами по стратиформным месторождениям цветных и редких металлов также выявляется возрастное скольжение сульфидообразующих фаций по времени под влиянием трансгрессий и регрессий. Во многих случаях образование сульфидных залежей обычно происходило в начальный момент трансгрессии и оруденение залегает непосредственно на размывтой поверхности подстилающих пород, в самом основании разреза осадочной формации или несколько выше, отделяясь от него базальными терригенными породами небольшой мощности. Подобное залегание объясняется тем, что в начальные этапы трансгрессии с суши сносилась рыхлая часть коры выветривания, наиболее обогащенная цветными и редкими металлами, которые и отлагались в более ранних осадках трансгрессирующих серий, образуя в их основании высокие рудные концентрации. Поэтому при поисках следует обращать особое внимание на нижние слои трансгрессивных серий осадков.

Связь оруденения с конседиментационными структурами также мо-

жет быть использована при поиске новых рудоносных площадей. Установлено, что во всех случаях независимо от того, в каком районе встречается оруденение, стратиформное оруденение обычно залегает на склонах конседиментационных структур. Оруденение обычно не распространяется на мульдовые и сводовые их части. Подобная приуроченность обусловлена, наряду с другими факторами, тем, что основная масса доломитов и известковых разностей доломитов, обогащенных органическим веществом и характеризующихся повышенным геохимическим фоном свинца и цинка, формируется на склонах и пологих крыльях конседиментационных структур. Сводовые части последних сложены известковыми, глинистыми доломитами или глинистыми известняками, обычно неблагоприятными для концентрации в них свинца и цинка. В мульдах конседиментационных структур распространены известняки, доломитовые известняки, характеризующиеся низкими значениями концентрации свинца. На площади вышеописанной конседиментационной структуры первого порядка в большинстве рудных районов устанавливаются отдельные мелкие седиментационные ловушки и мульды (длина 4–5 км, ширина 2–3 км), где происходило интенсивное накопление свинцово-цинкового оруденения. В пределах таких седиментационных мульд и ловушек располагаются рудные залежи Сумсара, Миргалимсая, Карагайлы и др. В связи с вышеотмеченным при поисках необходимо провести детальный анализ мощностей и осадков с целью выявления долгоживущих складчатых структур, растущих одновременно с процессом осадконакопления. При этом следует обратить особое внимание на возможность обнаружения на фоне крупных конседиментационных структур мелких седиментационных мульд и ловушек, с которыми часто связано высокое содержание цветных металлов.

При анализе геохимических особенностей распространения свинца, цинка, ртути и других как по стратиграфическим горизонтам и в плане, так и по литологическим типам пород установлено сингенетическое обогащение карбонатных, в основном доломитовых, пород свинцом и цинком (от 0,01 до 1 %), реже ртутью (от 0,001 до 0,01 %), что отличает их от подстилающих и перекрывающих пород с более низким (ниже кларка) содержанием этих элементов. Повышенные концентрации свинца и цинка устанавливаются как вблизи, так и вдали от известных рудных залежей. Известные рудные залежи свинцово-цинкового оруденения, связанные с карбонатными и терригенно-карбонатными формациями, как правило, приурочены к тем пачкам и горизонтам, которые характеризуются повышенной концентрацией свинца и сопутствующих ему элементов. Следовательно, пластовые (и секущие) залежи полиметаллов образуются в разрезе той или иной карбонатной формации в том случае, если вмещающие их породы содержат повышенные концентрации свинца, цинка и других элементов. Таким образом, стратиграфические горизонты и зоны, сингенетически обогащенные свинцом и цинком, могут

служить при прочих благоприятных условиях прямым поисковым признаком для обнаружения новых пунктов промышленного свинцово-цинкового оруденения.

Следует отметить, что вышеописанные поисковые критерии применимы главным образом для слабоизученных и новых районов, где еще есть возможность открыть месторождения свинца и цинка обычными методами геологической съемки и поисков. Но основная часть территории страны к настоящему времени изучена довольно хорошо, и фонд легкооткрываемых месторождений, залегающих в близповерхностных условиях, почти исчерпан. Это требует усовершенствования ранее известных и разработки новых методов поисков скрытого оруденения. Шлиховые и металлометрические способы, с успехом применяемые в поисках и дающие довольно хорошие результаты в определенных районах, не всегда дают положительные результаты при изучении карбонатных формаций, развитых в сильнодислоцированных складчатых областях. В связи с этим авторы в течение ряда лет применяли фациально-геохимический метод поисков свинца и цинка и других элементов в осадочных формациях. Сущность этого метода заключается в том, что при изучении карбонатной толщи вообще и доломитовых горизонтов в частности производилось опробование строго по разрезу, а не по случайно выбранным так называемым "геохимическим" профилям, пересекающим разнообразие типов пород и часто расположенным по простиранию слоев. Опробование по разрезу производилось, как правило, после полевого фациально-ритмического расчленения осадочных толщ. Примененный авторами на примере Тянь-Шаня указанный метод позволил выделить ряд горизонтов, образующихся при определенных фациальных условиях, с высокими концентрациями свинца и цинка и иногда ртути, которые впоследствии служили металлогеническим фоном для формирования пластовых и секущих рудных залежей.

Если сопоставить этот метод с методом "геохимического" профилирования, применяемым большинством геологов производственных и научных организаций, то выявится явное его преимущество. К примеру, отметим, что аномальные горизонты доломитов Нарынской подзоны выделены в результате кратковременной работы двух исполнителей в течение двух полевых сезонов при использовании разреженной сети разрезов. В тех же районах ранее были проведены многочисленные исследования с применением "геохимического" профилирования, которые так и не выделили четкого аномального рудоносного горизонта. Результаты подобных исследований обычно сводились к тому, что якобы перспективной на нахождение свинца и цинка является вся толща нижнего карбона громадной мощности. Но в результате исследований можно четко констатировать, что в пределах нижнекаменноугольной мощной карбонатной толщи оруденение может встречаться только в пределах доломитовой пачки сонкульской свиты нижнего турне или в непосредственной близости от нее.

Другим важным преимуществом этого метода является то, что установленные спектральным анализом зоны или горизонты с повышенной концентрацией свинца и цинка нередко могут служить прямым индикатором скрытого оруденения. Например, в глубинных горизонтах нижнетурнейских карбонатных, в основном доломитовых, пород Центрального Каратау, содержащих повышенные концентрации свинца и цинка, установленные методом спектрального анализа, залегают слепые рудные тела месторождений Ачисай, Смена и др. В тех же районах и разрезах карбонатных пород, где не наблюдаются повышенные концентрации свинца, как видимые, так и слепые рудные залежи, как правило, отсутствуют. Таким образом, при проведении поисковых работ в областях развития осадочных формаций рекомендуется провести наряду с другими видами работ систематическое фациально-геохимическое опробование разрезов перспективных площадей на свинец, цинк, ртуть и др., выделенных на основании ранее описанных поисковых критериев.

Проведенные исследования показали, что рудные залежи свинца и цинка в карбонатных породах во всех случаях образуются в строго определенных участках мелководного бассейна, между прибрежной береговой зоной и более глубоководной частью открытого моря. Отмечено, что свинцово-цинковое оруденение — продукт мелководных осадков с застойными условиями в иле. В связи с этим при проведении поисковых работ очень важны фациально-палеогеографические карты для определенных стратиграфических горизонтов. В оценке перспективности района развития осадочных толщ, выделенных на основании ранее описанных предпосылок, часто имеющих очень большое площадное распространение, следует особо учитывать фациальные, палеогеографические, структурно-фациальные критерии, благоприятные сочетания которых и могут обусловить промышленную концентрацию стратиформных руд в осадочных формациях. Поэтому поисковые работы и прогнозирование на рассматриваемый тип оруденения должны базироваться прежде всего на фациально-палеогеографических картах, составленных по данным детальных фациально-литологических исследований. Весьма важное значение имеет выявление с помощью палеогеографических построений бассейнов, имевших ограниченную связь с открытым морем, а также участков водоемов, где происходило наибольшее смешение континентальных вод с солоноватыми или солеными водами полузамкнутых заливов и открытого моря. При проведении фациально-палеогеографического анализа необходимо особое внимание обращать на участки перехода одних фациальных типов осадков в другие как по разрезу, так и по площади. Важное значение при этом имеет выявление в общем разрезе той или иной толщи участков, переходных от красноцветных пород к сероцветным или известковым и известково-мергельным к доломитовым, где обычно локализуются оруденения стратиформного типа. При проведении поисков следует выявлять среди относительно неглубокого при-

режья моря лагун и дельт мелких прогибов седиментационных мульд и ловушек, в пределах которых нередко концентрируется стратиформное оруденение. Достаточно отметить, что известные рудные залежи Сумсарского, Миргалимсайского и Шалкинского месторождений связаны именно с подобными отрицательными формами рельефа дна палеобассейна.

При проведении поисковых работ следует особо учитывать влияние терригенного материала на процессы рудообразования в осадочных формациях. Ранее отмечено, что повышенные концентрации свинца и цинка, а также их рудные накопления в виде стратифицированных и секущих залежей, как правило, связаны с карбонатными породами, содержащими незначительную примесь терригенного материала, не превышающую 5—10 %. В терригенных и терригенно-карбонатных породах как повышенные, так и высокие рудные концентрации свинца и цинка не образуются. Известно, что кларковая концентрация свинца возрастает от карбонатных пород к песчаникам и далее к глинам. В распределении рудных концентраций свинца в осадочных формациях наблюдаются иные закономерности: повышенные и рудные концентрации свинца локализуются в основном в карбонатных породах, а не в глинистых отложениях с наиболее высоким кларком свинца. Свинцовое оруденение встречается иногда в составе глинистых или глинисто-песчаных толщ, но в них исключительно редко наблюдаются крупные скопления свинца. Даже в том случае, когда свинцовые залежи все же встречаются в разрезе глинистой или глинисто-песчаной толщи, оруденение тяготеет к глинисто-карбонатным слоям, имеющим карбонатный цемент. Таким образом, учет влияния глинистых примесей на процессы рудообразования еще более суживает фронт поисковых работ на свинец и цинк.

Известно, что интрузивные породы отсутствуют вблизи стратиформных месторождений или удалены от них на большие расстояния. В отдельных рудных районах известны немногочисленные небольшие дайкообразные тела, которые не имеют отношения к свинцово-цинковому оруденению. Это доказывается однотипностью состава рудных проявлений, расположенных как в соседстве с указанными телами изверженных пород, так и на больших расстояниях от них. Однако в некоторых случаях под действием более поздних герцинских интрузий рудовмещающие породы с сингенетическим оруденением могут претерпеть значительные изменения вплоть до скарнирования. Под влиянием подобной интрузии в некоторых рудных районах Центрального Казахстана произошла переработка первичноосадочного оруденения с переходом простых сульфидов в сложные сульфосоли и скарнированием вмещающих пород. Поэтому при проведении поисковых работ перечисленные выше особенности стратиформного оруденения должны быть учтены.

Роль структурного фактора в процессе концентрации различного типа свинцово-цинкового оруденения весьма различна, что должно быть

учтено при поисковых работах на свинец и цинк. Все известные проявления стратиформного оруденения в карбонатных, терригенно-карбонатных породах подразделены на сингенетически-диагенетические, сингенетически-эпигенетические и эпигенетические. Анализ геологических материалов, карт, разрезов, основных рудных районов показывает, что в сингенетически-диагенетических месторождениях фактически отсутствует структурный контроль оруденения. Разрывные нарушения, зоны трещиноватости в распределении свинца, цинка и других металлов в рудоносных горизонтах не играли существенной роли. Интенсивное оруденение встречается как вблизи, так и вдали от зоны разломов, сдвигов и сбросов, строго подчиняясь доломитовым горизонтам, образующимся в специфически фациально-палеогеографических условиях. Исходя из приведенных данных, следует определить отношение оруденения к зонам нарушений при поисках и изучении сингенетически-диагенетических свинцово-цинковых месторождений. Прежде всего необходимо учитывать, что внутри рудных полей тектонические нарушения могут вызвать внутрислоевое перераспределение рудного вещества и тем самым создать предпосылки для образования богатых руд, контролируемых этими нарушениями. В этом смысле роль структурно-тектонических процессов как в поисках, так и при разведочных работах должна, несомненно, учитываться. Однако эта тектоника не имеет никакого отношения к первичному возникновению стратиформного оруденения.

К сингенетически-эпигенетическому типу отнесены те месторождения и рудопроявления, которые образуются в стадии ката- и метагенеза за счет повышенных сингенетических концентраций цветных металлов в осадочных формациях и диагенетических рудных залежей. Если для концентрации сингенетически-диагенетического типа оруденения складчатые и разрывные нарушения в действительности не играли существенной роли, то для формирования сингенетически-эпигенетического оруденения в карбонатных породах они имели большое значение. Рудные тела месторождений упомянутого типа связаны со второстепенными тектоническими нарушениями, которые не тяготеют к крупным зонам разрывов. Нередко оруденение приурочено к краевым частям синклинальных структур, осложненных нарушениями. Из изложенного видно, что роль разрывных и складчатых структур в размещении различных типов свинцово-цинкового оруденения была далеко не одинаковой. В связи с этим при оценке структурного критерия к отдельным районам необходимо подойти дифференцированно, учитывая, что структурные факторы не всегда являются определяющими для концентрации стратиформного оруденения.

При перспективной оценке тех или иных рудных районов важное значение имеют минералогические критерии. Дело в том, что вышеуказанные генетические типы сульфидного оруденения в осадочных формациях отличаются по соотношению минералов, образующих рудные за-

лежи промышленного значения. Важно установить, к какому же генетическому типу относится то или иное вновь открытое месторождение или рудопроявление. Здесь определенную роль играет знание минерального состава месторождений. Установлено, что в сингенетически-диагенетических месторождениях большинства рудных районов основные рудообразующие минералы — галенит и сфалерит; пирит присутствует в качестве примесей. В отдельных районах развития сингенетически-эпигенетических месторождений наряду с галенитом ведущее место принадлежит сфалериту и особенно пириту, и рудные залежи нередко носят колчеданный характер. На основании вышеуказанных соотношений главных рудообразующих минералов можно судить о принадлежности вновь открытого месторождения к тому или иному генетическому типу, что весьма важно при оценке перспективности объекта и направлении методики детальных геологоразведочных работ.

При оценке генетической принадлежности того или иного рудного объекта немаловажное значение имеет знание данных об элементах-примесях главнейших рудообразующих минералов. Установлено, что элементы-примеси сингенетически-эпигенетических и сингенетически-диагенетических месторождений в целом близки. В них в качестве элементов-примесей присутствуют серебро, кадмий, галлий, сурьма, мышьяк и ртуть; отсутствуют висмут, молибден, бериллий, теллур, вольфрам и олово, т. е. элементы-спутники, которые обычны для заведомо гидротермально-метасоматических месторождений. Отсутствие в составе первичных руд и минералов вышеотмеченных элементов-примесей, по видимому, является одним из характерных признаков первично-осадочных свинцово-цинковых месторождений, образующихся без участия явных влияний глубинных процессов и впоследствии подвергшихся диа-, ката- и метагенетическим преобразованиям. На основании знания данных об элементах-примесях можно более уверенно сделать заключение о принадлежности того или иного рудного объекта к определенному генетическому типу и, следовательно, о направлении дальнейших углубленных исследований.

При проведении поисковых работ необходимо обратить внимание на различные диагенетические образования, встречающиеся в разрезе тех или иных осадочных формаций и в рудах. Наличие в разрезе диагенетических карбонатных, пиритовых, халцедоновых, баритовых конкреций, оолитов и сутуро-стилолитов свидетельствует о том, что в ходе литификации осадков происходили интенсивные процессы перераспределения отдельных элементов, в результате чего образовались отдельные центры их концентраций в виде новообразованных конкреций и желваков. Нередко с диагенетическими конкрециями тесно связано и сульфидное оруденение в виде вкрапленностей внутри или вокруг этих образований. Следует обратить внимание на псевдоморфозы сульфидных минералов, в частности пирита, галенита и сфалерита, по фа-

унистическим остаткам. В случае обнаружения псевдоморфоз сульфидов следует тщательно изучать пласты и слои, вмещающие их. Дело в том, что рудные минералы, рассеянные во вмещающей породе и нередко пропускаемые визуально, в процессе диагенеза, перераспределяясь, часто замещают остатки организмов. Поэтому можно считать, что присутствие в породе конкреционных образований и псевдоморфоз нередко служит прямым поисковым критерием для нахождения сульфидного оруденения во вмещающих породах.

В осадочных толщах, вмещающих свинцово-цинковое оруденение, нередко встречаются разнообразные кальцитовые, доломитовые и реже кварцевые и баритовые прожилки, которые являются продуктом катагенетических процессов и секущие породу в самых различных направлениях. Нередко в этих прожилках встречаются сульфидные минералы, в частности пирит, галенит, сфалерит и халькопирит. Наличие в прожилках вышеуказанных минералов служит указанием на присутствие этих же минералов во вмещающих породах. Поэтому при обнаружении сульфидных минералов в прожилках необходимо детальное обследование не только прожилков, но и, главным образом, вмещающих их карбонатных пород. Нередко в непосредственной близости от прожилков сульфидные минералы могут не оказаться, так как цветные металлы, находящиеся вокруг прожилков, мигрируют в трещины, в результате чего около прожилков образуется ореол с низким содержанием свинца, цинка и других элементов. Таким образом, факт отсутствия около прожилков сульфидных минералов не должен отрицательно влиять на оценку металлоносности вмещающих их пород. Проведенное исследование показало, что во многих случаях сульфидные минералы в прожилках появляются в том случае, когда во вмещающих их породах присутствует свинцово-цинковое оруденение или имеются повышенные концентрации этих элементов.

Следует отметить, что большинство поисковых критериев и методика прогнозирования, разработанные на примере месторождений свинца, цинка и меди, могут быть использованы при поиске и прогнозировании ртути, сурьмы, золота, серебра, молибдена, вольфрама, олова, ванадия, кобальта, бария, стронция, а также пирита, флюорита и др., связанных с осадочными и осадочно-метаморфическими формациями. Таким образом, вышеописанные поисковые критерии приобретают более широкое значение и могут служить основой при поиске цветных, редких, благородных и других металлов в осадочных и осадочно-метаморфических формациях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Стратиформное оруденение цветных металлов в существенно карбонатных формациях имеет преимущественно палеозойский возраст (около 65 % от общих суммарных ресурсов месторождений этого типа). Наиболее продуктивными в отношении стратиформного свинцово-цинкового оруденения являются девон — карбон и кембро-ордовик (масштабность оруденения соответственно 36 и 28 % от общих запасов свинцово-цинковых месторождений). Основная масса руд свинца, цинка, ртути, бария и флюорита локализуется в доломитовых фациях краевых зон карбонатнакопления (пологих склонов палеоподнятий и палеопрогибов вблизи областей денудации и сноса). Металлоносные осадки прибрежно-морских мелководных и полузамкнутых осолоненных бассейнов седиментации представлены специфическими высокоорганическими, восстановительными рудообразующими геохимическими фациями. Стратиформные месторождения ртути и сурьмы в терригенно-карбонатных формациях (ртутно-доломитовый и сурьмяно-ртутно-джаспероидный типы) формировались в каледонскую, герцинскую (главную) и киммерийско-альпийскую металлогенические эпохи. Протерозойские месторождения этого типа практически не проявились, а собственно ртутные месторождения в докембрийских отложениях неизвестны. Крупные сурьмяно-ртутные месторождения стратиформного типа локализованы в терригенно-карбонатных формациях девон-каменноугольного миеогеосинклинального (Южно-Ферганский пояс) и кембрийского субплатформенного (КНР, Сибирь, СССР) типа. Пластообразные рудные залежи преимущественно развиты на контакте подстилающих карбонатных и перекрывающих терригенно-сланцевых отложений в кровле рудовмещающих разрезов, где часто наблюдаются рудоносные палеокарсты. Последние получили широкое распространение также на свинцово-цинковых месторождениях в разновозрастных карбонатных структурах (Ачисай, Сардана, Барвинское и др. в СССР, Олькуш в ПНР, Райбль в Италии и другие месторождения карстовой группы). Редкометалльно-вольфрамовое оруденение стратиформного типа максимально проявилось в раннем палеозое, среднем и позднем протерозое.

Среди месторождений свинца, цинка, барита, флюорита, а также ртути и сурьмы выделяются группы рудных образований платформ и складчатых областей. В платформенной группе различаются месторождения внутренних структур древних (Мидконтинент США, Русская, Сибирская, Китайская) и молодых (районы Севен во Франции и Силезско-Краковский в ПНР) платформ, а также месторождения периферии древних (Пайн-Пойнт в Канаде, Восточно-Приалданская рудная зона СССР; Сигуаньшань в КНР) и молодых (Ирландия, Северный Кавказ) платформ. К группе месторождений складчатых областей относятся рудные

объекты миогеосинклинальных и краевых прогибов (Срединный и Южный Тянь-Шань, Западное Прибайкалье, западные склоны Урала, Южные Аппалачи, Северно-Известковые Альпы), срединных массивов (Колымский, Чукотский, Иранский, Родопский, о-в Сардиния, Оранская Месета и др.). Стратиформное оруденение нередко развивается на границе разнотипных геоструктур, в складчатых зонах, переходных от мио- к эвгеосинклинальным или лептогеосинклинальным (Южный Тянь-Шань, Южно-Известковые Альпы), океанических и континентальных.

Среди групп рудоносных карбонатных формаций выделяются доломитовые, известняковые, известняково-доломитовые и рифовые формации. Подавляющая масса свинцово-цинкового и ртутного оруденения локализуется в доломитовых формациях аридного типа литогенеза. В рудовмещающем трансгрессивном ритмокомплексе рудоносной часто является средняя карбонатная формация, подстилаемая нижней терригенной и перекрываемая верхней терригенно-карбонатной (с гипсами и ангидритами) формациями, практически безрудными. Значительные месторождения полиметаллов связаны с рифогенными формациями.

В фациально-палеогеографическом отношении рудоотложение происходило в краевых зонах карбонатакопления, расположенных на пологих склонах палеоподнятий и палеопрогибов вблизи континентальных областей денудации и сноса. Рудообразующие восстановительные литофации формировались в прибрежно-морских мелководных условиях полузамкнутых осолоненных бассейнов. Наблюдаемая синхронность осадконакопления, палеотектонических движений и процессов рудообразования свидетельствует о седиментационной исходной природе характеризуемого оруденения. Веский аргумент исходного сингенетического происхождения — региональная геохимическая специализация рудоносных формаций на типоморфные рудные элементы рассматриваемых стратиформных месторождений цветных и редких металлов.

Наблюдаемая ритмичность строения продуктивных толщ, многоярусность и пространственное обособление оруденения свидетельствуют о том, что накопление рудных элементов в ходе общего осадкообразования было длительным и прерывистым. Рудные концентрации возникали лишь при определенных благоприятных фациально-палеогеографических и палеотектонических условиях, периодически повторяющихся в ходе осадконакопления, и обусловлены региональной химической дифференциацией вещества. Устанавливаемые явления возрастной миграции рудообразующих фаций, свойственные полиметаллическим рудам осадочного происхождения, также связаны с периодическими (ритмическими) колебаниями дна бассейнов при накоплении рудоносных осадков.

На формирование стратиформного сульфидного оруденения, развивающегося преимущественно в краевых частях структур прогибания, на склонах сопряженных с ними древних поднятий, определенное влияние оказывали водонапорные палеосистемы. Характерной палеогидро-

геологической особенностью рудных районов является закономерное расположение их в зонах разгрузки седиментогенных подземных вод. Такие ослабленные зоны обеспечивали миграцию метеорных вод инфильтрационных гидрогеологических этапов, отвечающих периодам поднятий и денудаций.

Для многих рудных районов развития стратиформного оруденения (Тристейт, Миссисипи-Миссури, Силезия и др.) устанавливается рудоконтролирующая роль региональных зон глубинных разломов рифтогенного типа в пределах платформ и их щитов. Во многих складчатых областях рудоносные зоны с оруденением стратиформного типа также контролируются длительно развивающимися глубинными разломами (Западное Прибайкалье, Тянь-Шань и другие регионы Урало-Монгольского пояса). Структурные факторы стратиформного рудообразования, проявленные как на ранних, так и особенно поздних его этапах, необходимо использовать для целей прогнозирования в тесном сочетании с формационными, литостратиграфическими, фашиально-палеогеографическими и другими геологическими факторами.

Процессы регионального метаморфизма имеют важное рудоконцентрирующее значение для редкометалльно-вольфрамовых месторождений стратиформного типа. В полиметаллических месторождениях метаморфизм выступает главным образом в роли консерватора руд. Для сурьмяно-ртутных месторождений региональный метаморфизм выше зеленосланцевой фации является неблагоприятным (рудоуничтожающим) фактором рудообразования.

Магматизм в стратиформном рудообразовании служит источником рудного вещества (подводный вулканизм) и трансформирующего фактора. Сурьмяно-ртутные месторождения стратиформного типа не характерны для зон проявления субаэрального вулканизма и интрузивного магматизма.

По генезису и источнику рудообразующих веществ среди стратиформных месторождений цветных металлов различаются четыре группы: 1) осадочная (Мансфельд, Миргалимсай, Шалкия, Сумсарское и др.); 2) гидротермально (вулканогенно)-осадочная (Жайрем, Холоднинское, Мегген, Раммельсберг и др.); 3) осадочно-эпигенетическая (осадочно-экзогенно-гидротермальная (Ачисай, Пайн-Пойнт и др.) и 4) осадочно-вулканогенно-метаморфизованная (Брокен-Хилл, Маунт-Айза и др.). Наблюдаемая направленная эволюция во времени стратиформного рудообразования выражена ограниченным набором минеральных типов стратиформных месторождений на ранних этапах геологического развития Земли (колчеданные руды и медистые песчаники) с расширением его в рифее (руды колчеданно-полиметаллические, вольфрама, золота и др.), палеозое и особенно мезозое, когда формировались крупные месторождения свинца, цинка, сурьмы, ртути, бария, стронция, фтора и других химических элементов, несвойственных ранним этапам развития земной коры.

Большинство рассмотренных стратиформных месторождений выступает в качестве поли- или гетерогенных (экзогенно-эндогенных) и полихронных (разновозрастных полистадийных) рудных образований с признаками конвергентности и перманентности их развития. Особенно это относится к вулканогенно (гидротермально)-осадочным месторождениям, сложный механизм формирования которых обусловлен сочетанием эндогенных и экзогенных процессов, проявлявшихся как на ранних (синдиогенетических), так и поздних (эпигенетических) этапах рудообразования. Формирование эпигенетических (экзогенно-гидротермальных) руд часто зависит от палеогидрогеологических позиций рудных месторождений, зон и районов, определяемых их близкими пространственно-тектоническими соотношениями с палеогибями — крупными артезианскими, нередко нефтегазоносно-соленосными бассейнами. Эпилитогенные трансформации первичных рудных залежей связаны с внутренними и внешними геохимическими факторами миграции рудообразующих веществ. При прочих равных условиях протекания преобразующих процессов эпигенеза намечаются ряды устойчивости цветных и редких металлов при трансформации стратиформных месторождений (от менее геохимически подвижных и более устойчивых — к более подвижным к менее устойчивым): вольфрам — цинк — свинец — медь — сурьма — ртуть. Рудные концентрации последних двух элементов, особенно ртути, вообще не характерны для зон высокотемпературного метаморфизма и магматизма. Регионально- и контактово-метаморфизованные месторождения ртути и сурьмы практически неизвестны. Гранитоидный магматизм и метаморфизм выше фации зеленых сланцев выступают в качестве отрицательных критериев прогнозирования (неблагоприятных рудообразующих факторов) сурьмяно-ртутного оруденения в терригенно-карбонатных толщах. Вольфрам в этих условиях как наиболее устойчивый элемент образует рудные концентрации.

Исходя из главных рудоконтролирующих факторов стратиформного рудообразования и закономерностей размещения основных типов стратиформных месторождений цветных и редких металлов, в качестве ведущих определяются геотектонические, формационные, литостратиграфические, фациально-палеогеографические и палеогидрогеологические поисковые критерии. Для вольфрамовых месторождений стратиформного типа важное рудоконцентрирующее значение приобретает, кроме того, метаморфический фактор. Локализация сурьмяно-ртутных руд определяется структурами межформационного экранирования и внутриформационного расслоения.

Дальнейшие задачи изучения стратиформных месторождений цветных и редких металлов сводятся к следующему.

1. Типизация геодинамических и палеогидрогеологических обстановок стратиформного рудообразования с сопровождением палеоструктурно-фациальных реконструкций конкретных рудных районов и зон

в свете новых геологических теорий и концепций (неомобилизма, рифтогенеза и др.).

2. Углубленное познание закономерностей вулканогенно (гидротермально)-осадочного лито- и рудогенеза, явлений конвергентности и гетерогенности стратиформных рудных образований различного генезиса, а также сходства и отличия высокотемпературных парагенезисов осадочно-вулканогенных, метаморфогенных и магматогенно-эндогенных руд; выявление способов и условий комбинирования эндо- и экзогенных рудоносных систем.

3. Количественная оценка рассеянного (кларковского) и концентрированного (рудного) состояния металлов в осадочных формациях, углубленное изучение источников рудообразующих веществ, их условий миграции и механизма концентрации с определением физико-химических, термодинамических параметров стратиформного рудообразования.

4. Создание разномасштабных палеофациальных, палеотектонических и прогнозно-металлогенических карт для потенциально рудоносных геохронологических уровней, а также геолого-генетических моделей типовых стратиформных месторождений в качестве научно-методических основ их прогнозирования.

5. Разработка эффективных прогнозно-поисковых критериев известных и принципиально новых, нетрадиционных типов стратиформных рудных месторождений.

Успешное решение указанных задач будет способствовать совершенствованию теории рудообразования, ликвидации разрыва между рудно-геологической теорией и практикой, ускорению научно-технического прогресса в геологии и укреплению минерально-сырьевой базы страны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдуллин А.А., Шлыгин А.Е.* Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1983.
2. *Алексеевко В.А.* Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Ростов, изд-во Ростовского ун-та, 1981.
3. *Асаналиев У.* Современное состояние и задачи изучения стратиформных месторождений. — В кн.: Происхождение стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов. Фрунзе, Изд. Фрунзенского политех. ин-та, 1982, с. 5–28.
4. *Асаналиев У.* Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1984.
5. *Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.
6. *Генезис рудных месторождений.* Т. 1 /Под ред. В.И. Смирнова, М., Мир, 1980.
7. *Горжевский Д.И., Макеева И.Т.* Стратиформные месторождения цветных металлов. Итоги науки и техники (ВИНИТИ), серия Рудные месторождения, т. 12, 1982.
8. *Домарев В.С.* Формация рудных месторождений в истории земной коры. Л., Недра, 1984.
9. *Константинов М.М.* Происхождение стратиформных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
10. *Колчеданные месторождения мира.* Под ред. В.И. Смирнова. М., Недра, 1979.
11. *Кривцов А.И., Макеева И.Т.* Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., изд. ВИНИТИ, 1981.
12. *Кутырев Э.И.* Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л., Недра, 1984.
13. *Минеральные месторождения Европы*, т. 1, Северо-Западная Европа, 1982, т. 2, Юго-Восточная Европа. Под ред. В.И. Смирнова, М., Мир, 1984.
14. *Наркелюн Л.Ф., Трубочев А.И., Салихов В.* Медистые песчаники и сланцы мира. М., Недра, 1983.
15. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи.* Под ред. В.И. Смирнова, М., Мир, 1980.
16. *Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М., Недра, 1980.
17. *Попов В.В., Яковлев Г.Ф.* Полигенные стратиформные месторождения руд цветных металлов. 27 МК. Металлогения и рудные месторождения. Доклады, т. 12. М., Наука, 1984, с. 56–63.
18. *Попов В.В., Яковлев Г.Ф.* Основные типы полигенных полиметаллических месторождений. — Сов. геология. 1985, № 3, с. 27–37.
19. *Попов В.М., Асаналиев У., Наркелюн Л.Ф.* Современное состояние и задачи изучения стратиформных месторождений цветных металлов и золота. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. — Новосибирск, 1980, с. 5–17.
20. *Рудные месторождения США.* Т. 1. Ред. Дж. Ридж. М., Мир, 1972.
21. *Рудоносность и геологические формации структур земной коры.* Под ред. Д.В. Рундквиста. Л., Недра, 1981.
22. *Ручкин Г.В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. М., Недра, 1984.
23. *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные полиметаллические руды в известково-сланцевых формациях. М., Недра, 1980.
24. *Смирнов В.И.* Соотношение сингенетических и эпигенетических процессов

при формировании стратиформных месторождений цветных металлов. МГК, 24 сессия, докл. сов. геологов. М., Наука, 1972, с. 7–20.

25. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. 4-е изд. М., Недра, 1982.

26. *Смирнов В.И.* Периодичность рудообразования в геологической истории. 27 МГК. Металлогения и рудные месторождения. Доклады, т. 12, М., Недра, 1984, с. 3–10.

27. *Стратиформные* месторождения цветных, редких благородных металлов и других полезных ископаемых. — Тезисы докл. Фрунзе, Изд. Фрунзенского политехн. ин-та, 1981.

28. *Стратиформные* свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии / Отв. ред. В.А. Кузнецов, А.Л. Яншин. Новосибирск, Наука, 1979.

29. *Стратиформные* редкометалльные месторождения / В.К. Денисенко, В.Л. Лобков, И.Г. Гапошин, М.Ф. Кутырева. Л., Недра, 1986.

30. *Стратиформные* месторождения Урало-Монгольского складчатого пояса / У. Асаналиев, В.В. Попов, И.Д. Турдукеев и др. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14, М., Наука, 1986.

31. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1962.

32. *Твалчрелидзе Г.А.* Металлогения земной коры. М., Недра, 1985.

33. *Условия* образования, методы изучения и прогноза стратиформных месторождений редких и благородных металлов. Фрунзе, Изд. Фрунзенского политехн. ин-та, 1983.

34. *Условия* образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов. Тезисы докл. I Всесоюзной конференции, ч. 1, Фрунзе, Изд. Фрунзенского политехн. ин-та, 1985.

35. *Щеглов А.Д., Говоров И.Н.* Нелинейная металлогения и глубины Земли, М., Наука, 1985.

36. *Щерба Г.Н.* Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1981.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. Общие сведения о стратиформных месторождениях и их стратиграфическая позиция. | 7 |
| Позднепротерозойские месторождения. | 14 |
| Палеозойские месторождения | 38 |
| Мезозойские месторождения | 53 |
| Кайнозойские месторождения | 58 |
| Глава II. Геотектонические закономерности размещения и формирования месторождений | 59 |
| Месторождения платформ | 69 |
| Месторождения складчатых областей | 76 |
| Глава III. Периодичность и эволюция в рудообразовании. | 80 |
| Глава IV. Формационные и литологические закономерности размещения месторождений | 100 |
| Глава V. Геохимическая специализация рудоносных геологических формаций | 108 |
| Глава VI. Палеоклиматические и фациально-палеогеографические условия формирования оруденения | 126 |
| Глава VII. Ритмичность рудоносных горизонтов, многоярусность и возрастное скольжение оруденения | 133 |
| Глава VIII. Палеогидрогеологические условия рудообразования. | 142 |
| Глава IX. Роль структурных факторов в рудообразовании. | 150 |
| Глава X. Метаморфические и магматические процессы в рудообразовании. | 155 |
| Глава XI. Основные типы месторождений и их минералого-геохимические особенности. | 180 |
| Глава XII. Генетические особенности месторождений. | 194 |
| Глава XIII. Поисковые критерии | 209 |
| Заключение. | 214 |
| Список литературы | |

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Асаналиев Усенгазы,
Попов Виктор Васильевич,
Турдукеев Искандер Душуналиевич

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ
И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ В КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЯХ**

Заведующий редакцией *В. А. Крыжановский*
Редакторы издательства *Ю. А. Рожнов, Л. С. Цапина*
Обложка художника *К. В. Голикова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Н. С. Анашкина*
Корректор *Н. Г. Гаспарьян*
Оператор *И. В. Волкова*
ИБ № 6948

Подписано в печать 22.06.88. Т-06601. Формат 60×88¹/₁₆. Бумага офсетная № 2. Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Гарнитура «Пресс-роман». Печать офсетная. Усл. печ. л. 13,23. Усл. кр.-отт. 13,60. Уч.-изд. л. 15,14. Тираж 2150 экз. Заказ 6497/1333—2. Цена 2 р. 70 к.

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 издательства, полиграфии и
книжной торговли. 113054, Москва, Валовая, 28.

20007

2 р. 70 к.

4985

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва, М-71, Ленинский проспект, д. 15
Издательство «Наука»
Секция физико-математических наук
Секция геологии и географии
Секция биологии и химии
Секция медицины и ветеринарии
Секция технических наук
Секция сельскохозяйственных наук
Секция общественных наук
Секция литературы и искусства

НЕДРА