

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XIV

ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

XIV

Металлогения
Урало-Монгольского пояса



МОСКВА

"НАУКА"

1985



4356

В книге произведен анализ современного состояния металлогенической науки и освещаются общетеоретические проблемы металлогении. Основной раздел книги отводится статьям, отражающим результаты новейших исследований по металлогении крупнейшего палеозойского Урало-Монгольского пояса, показана связь его отдельных геологических структур и металлогенических зон – Урала, Среднеазиатского сектора, Алтае-Саянской области, складчатых областей юга Сибирской платформы, Монгольского региона и области смыкания этого пояса с тихоокеанскими структурами. Более детально рассмотрена металлогения Казахстанского сегмента. Приведены материалы по опыту применения формационного анализа при металлогенических исследованиях и охарактеризованы железорудные формации, формации цветных и благородных металлов, редкометальные и редкоземельные и др.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, особенно тех, которые изучают рудные месторождения.

Редакционная коллегия:

академик В.И. СМЕРНОВ (главный редактор),
А.А. АБДУЛИН, Е.М. КАМШИЛИНА, С.Е. ЧАКАБАЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проникновение под покров мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности открыло великолепную картину палеозойских складчатых структур, протягивающихся вдоль восточного борта Урала в Среднюю Азию и Казахстан, уходящих далее на территорию юга Сибири и Монголии и завершающихся близ берегов Тихого океана, где они срезаются поперечным к ним Дальневосточным звеном молодых циркумтихоокеанских структур. Эта грандиозная зона длиной 10 тыс. км и шириной от 1 до 3 тыс. км получила название Урало-Монгольского геосинклинально-складчатого пояса. Пояс, несущий огромную информацию о палеозойском отрезке геологической истории, насыщен разнообразными рудными месторождениями, обусловившими живой интерес к его металлогении. Поэтому рассмотрение особенностей металлогении Урало-Монгольского пояса, состоявшееся в сентябре 1983 г. в Алма-Ате на X Всесоюзном металлогеническом совещании, привлекло внимание широких кругов геологов, среди которых присутствовали крупнейшие специалисты нашей страны в области геологии, поисков, разведки и оценки рудных месторождений. Принимая во внимание повышенный интерес к проблемам геологии и металлогении Урало-Монгольского пояса Научный совет по рудообразованию Академии наук СССР счел необходимым посвятить очередной, XIV том "Закономерностей размещения полезных ископаемых" этому региону.

Книга открывается общим обзором геологии и металлогении Урало-Монгольского пояса. В нем показано, что его геосинклинальное развитие началось в байкальский этап, с которым связано формирование железистых кварцитов и древних пегматитов. На ранней стадии каледонского этапа, в венд-кембрийское время, повсеместно прогрессировал геосинклинальный режим с базальтоидным магматизмом, обусловившим возникновение ранних колчеданных, хромитовых, железорудных скарновых и других месторождений. На поздней стадии каледонского этапа, в ордовикско-силурийское время, в одних частях пояса продолжался затянувшийся геосинклинальный режим с образованием колчеданных руд, на других площадях в связи с главными фазами каледонской складчатости господствовал гранитный магматизм, сопровождавшийся формированием скарновых и гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов. В связи с этим к среднему палеозою вся территория Урало-Монгольского пояса распалась на блоки каледонской консолидации и обрамляющие их пояса, продолжающие геосинклинальное развитие на герцинском этапе. На ранней стадии этого этапа, в девонско-раннекаменноугольное время, в консолидированных блоках преобладали граниты с редкометальными месторождениями, а в подвижных зонах — продукты базальтового магматизма с характерными колчеданными рудами, магматическими хромитами и титаномагнетитами. Поздняя стадия герцинского этапа, позднекаменноугольного-триасового времени, отвечает окончательному завершению геосинклинального развития Урало-Монгольского пояса, полной его консолидации, сопровождающейся гранитоидным магматизмом с обильным постмагматическим рудообразованием. Местами геосинклинально-складчатая система пояса затронута процессами мезозойской активизации с проявлением магматизма щелочного профиля с соответствующим флюоритовым и редкометальным оруденением.

Помимо общей характеристики геологии и металлогении Урало-Монгольского пояса, книга содержит информацию о геологическом строении и рудоносности его отдельных звеньев. Для анализа металлогении территории Казахстана предложены три модели — структурно-металлогенических зон, металлогенических формаций, а также региональных блоков и подвижных поясов. Металлогения Среднеазиатского сектора пояса рассмотрена с позиции классической геосинклинальной концепции, отвечающей каледонскому и герцинскому этапам геологической истории, с резким преобладанием гранитофильного рудообразования последнего. Особенности металлоносности Уральской части пояса, наоборот, освещаются с позиции рифтогенной геосинклинальной системы, как считается, характерной для протяженного позднерифейского-позднепалеозойского отрезка геологической истории. Металлогения юга Сибири характеризуется зональной

сменой древних складчатых областей все более молодыми по направлению от южного края Сибирской платформы. Алтае-Саянская провинция рассматривается как область направленного полициклического развития, интенсивность рудообразования которой в сильнейшей степени определяется глубиной дифференциации и степенью контрастности магматических пород. Рудоносность территории Монгольской Народной Республики рассмотрена с применением структурно-формационного анализа металлоносных комплексов горных пород, подкрепленного исследованием рядов рудных формаций. Металлогения самого восточного отрезка Урало-Монгольского пояса определяется наличием древних, протерозойско-палеозойских рудных месторождений и проявлением мезо-кайнозойского оруденения, характерного для соседнего Тихоокеанского пояса, выраженного вольфрамовой, оловянной, молибденовой и флюоритовой минерализацией.

Книга содержит новый материал по стратиформным месторождениям как всего Урало-Монгольского пояса, так и территории Казахстана. В ней также освещается проблема связи металлогении Казахстана с особенностями глубинного строения верхней части литосферы, в трактовке которой использованы методы глубинной геофизики.

Особый интерес могут представить материалы по применению формационного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях, позволяющих сводить многообразие геологических обстановок рудообразования к сравнительно ограниченному их числу, акцентирующему закономерности возникновения и размещения рудных месторождений.

Освещаются также некоторые теоретические аспекты металлогении, касающиеся металлогенической роли глубинных флюидов и геохимических сторон рудообразования.

Книга в целом призвана продемонстрировать прогресс металлогении в области анализа как общих проблем связи рудообразования с региональными геологическими явлениями, так и конкретных особенностей геологического строения и геологической истории крупных структур Земли и их отдельных звеньев.

Академик В.И. Смирнов

УДК 553.078 (470.5 + 574 + 517.3)

А.А.Абдулин, А.Е.Шлыгин, П.К.Жуков

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

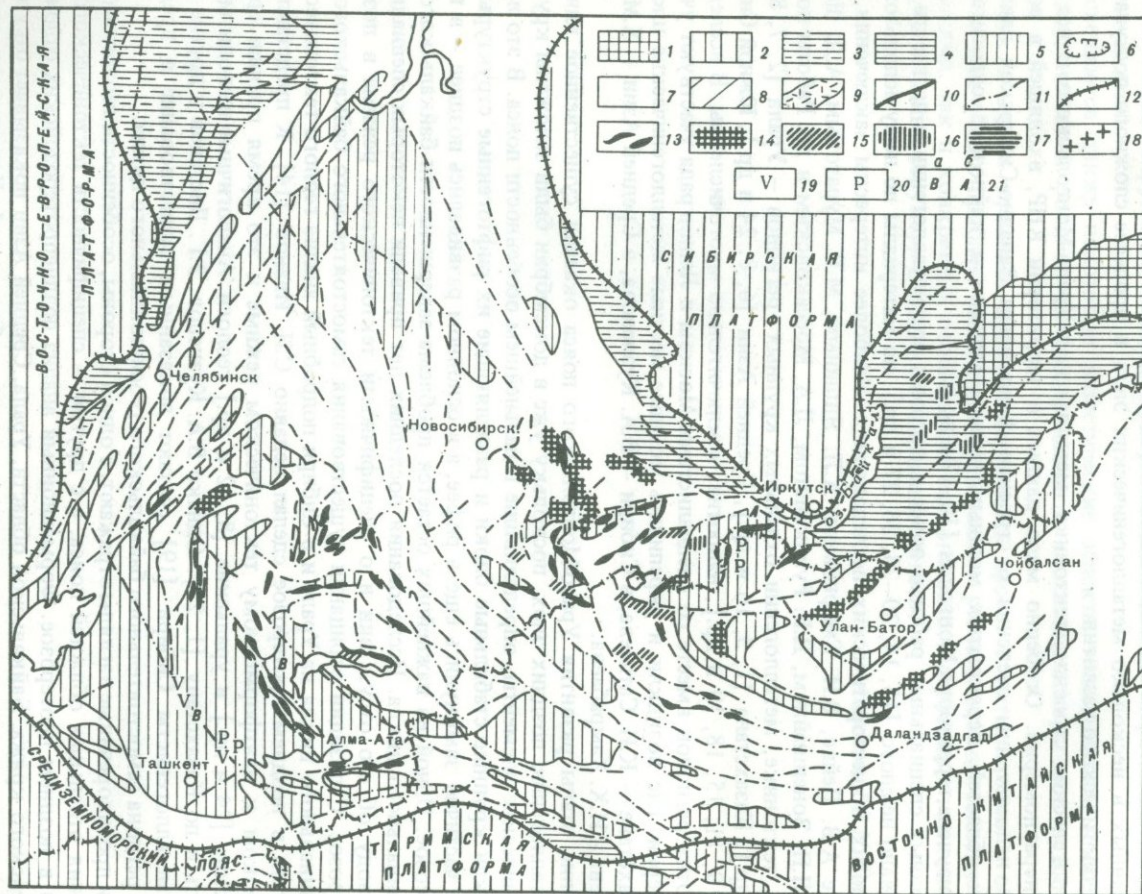
Урало-Монгольский складчатый пояс представляет собой тектоническое сооружение глобальных размеров, сформированное в позднем протерозое и палеозое на месте подвижного, геосинклинального пояса в центральной части и на западе Азиатского материка. С его становлением связано появление разнообразных полезных ископаемых, сформированных в несколько металлогенических эпох в процессе сложного поступательного геологического развития.

Геологическое строение, тектоника, металлогения Урало-Монгольского пояса изучены неравномерно. Особенно мало данных о территории КНР, входящей в состав пояса; недостаточны сведения о строении фундамента Западно-Сибирской плиты и других областей, перекрытых мощным чехлом мезозоя и кайнозоя; относительно слабо изучена территория Монголии [10, 17 и др.].

Сводных специальных работ о поясе в целом и его металлогении в частности опубликовано немного [13, 14, 20–23, 26, 27 и др.], но материалы по нему использованы во многих общетеоретических исследованиях. Наиболее интересны заключения, сделанные А.В. Пейве, В.И. Смирновым, А.Л. Яншиным, М.В. Муратовым, А.Д. Щегловым, Л.П. Зоненшайном, Д.В. Рундквистом, Л.А. Моссаковским и др. Работы по геологии, тектонике, металлогении отдельных крупных регионов – Урала [2, 7, 8, 12, 25 и др.], Казахстана [1, 3, 16 и др.], Средней Азии [6, 8, 24 и др.], Южной Сибири [4, 5, 9, 11, 15, 18, 19 и др.], напротив, исключительно многочисленны. В исследованиях этих регионов вместе со специалистами Москвы и Ленинграда участвуют ученые периферии, где возникли и укрепились мощные местные металлогенические школы: в Казахстане – К.И. Сатпаева, в Сибири – В.А. Кузнецова, в Средней Азии – Х.М. Абдуллаева и И.Х. Хамрабаева.

Ранние этапы развития Урало-Монгольского пояса оказали существенное влияние на металлогению поздних эпох, поскольку уже в докембрии были заложены крупные тектонические элементы, определившие в дальнейшем особенности пояса. В это время возникли крупные стабильные блоки и разделяющие их рифтогенные структуры, которые частично замкнулись еще в рифее, а в основном развивались позднее – в венде и палеозое. Одной из важнейших остается проблема завершенности байкальского геосинклинального цикла. Исследования последних лет привели некоторых специалистов к выводу об его отсутствии и о специфичности тектонического режима в позднем протерозое. С позиции отрицания существования самостоятельного байкальского геосинклинального цикла на Урале и в Сибири подробный анализ геолого-тектонического развития в позднем протерозое сделал недавно С.Н. Иванов [14]. К представлению о близком к платформенному тектоническом режиме и это время пришли среднеазиатские [24 и др.] и уральские [8, 12 и др.] геологи. Аналогичные выводы можно сделать и по Казахстану [1, 23]. Однако В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов и другие ведущие металлогенисты Сибири [19] считают доказанным существование в пределах этого региона самостоятельного байкальского геосинклинального цикла.

Эти противоречивые взгляды отражают, с одной стороны, особенности геологического строения отдельных областей пояса, а с другой – специфичность тектонического развития в позднем протерозое. Формационный анализ позднепротерозойских отложений Инисейского кряжа, Байкальской области, Урала, Средней Азии показывает отсутствие типичной последовательности эвгеосинклинальных образований. Установлено, что вул-



Фиг.1. Схема размещения важнейших рудных проявлений Урало-Монгольского пояса венда – раннего ордовика

1 – щит дорифейской платформы; 2 – дорифейские платформы (для Таримской и Восточно-Китайской – с выступами фундамента и позднепротерозойскими прогибами); 3 – краевые части дорифейских платформ, вовлеченные в позднепротерозойские тектонические процессы, но не затронутые палеозойской геосинклинальной переработкой; 4 – краевые части дорифейских платформ, вовлеченные в позднепротерозойские и палеозойские геосинклинальные процессы; 5 – внутригеосинклинальные относительно устойчивые дорифейские массивы и линейные блоки, отчасти переработанные геосинклинальными процессами, местами перекрытые молодыми комплексами; 6 – контуры дорифейских массивов и линейных блоков (см. фиг. 2–5); 7 – площади глубокой геосинклинально-складчатой переработки в каледонскую и герцинскую тектономагматические эпохи; 8 – площади каледонской консолидации (см. фиг. 2, 3); 9 – наиболее важные районы распространения субсеквентных вулканитов (на фиг. 2 – каледонских, на фиг. 3 – герцинских, на фиг. 4 – позднегерцинских); 10 – контуры распространения вулканического и гранитоидного магматизма мезозойской активизации (см. фиг. 5); 11 – крупные региональные разломы; 12 – граница Урало-Монгольского пояса; 13 – ультрамафитовые тела и участки развития связанных с ними полезных ископаемых; 14 – 18 – площади развития оруденения: 14 – железорудного, 15 – медного и молибденово-медного, 16 – свинцово-цинкового и полиметаллического, 17 – олово-молибденово-вольфрамового, 18 – ртутного; 19 – районы распространения ванадиеносных углеродистых кремнистых образований (19), фосфоритов (20), бокситов и алюмофосфатов (21a),

канинты основного—среднего состава большей частью похожи на рифтогенные или платформенные. Для осадочных пород характерны грубообломочные, терригенные молассового типа, терригенно-карбонатные, платформенные кварцевые песчаники, реже кремнистые и магнетит-гематитовые накопления. Нередко встречаются кислые вулканинты. Известны позднепротерозойские, довендские ультрамафиты (не исключено, что альпийнотипные), интрузивы гранитоидов, щелочных пород. В целом для пояса тектономагматический режим позднего протерозоя или его отдельных интервалов не может быть назван ни геосинклинальным, ни платформенным. Сейчас он получает название "рифтогенный", хотя этот термин не вполне удовлетворителен, поскольку тектономагматический режим позднего протерозоя Урало-Монгольского пояса не соответствовал таковому типичных рифтов.

Геологическое развитие в это время было закономерно направленным и, видимо, необходимым для появления типичного геосинклинального режима в венде—палеозое. Исключать при этом возможность появления геосинклинальных условий ранее, в рифее (байкальский цикл), в отдельных системах пояса, очевидно, нельзя, хотя она могли быть ограничены по площадям. В то же время рифтогенный режим не обязательно сменялся геосинклинальным, местами ход процесса прерывался, режим становился стабильным, платформенным.

Позднепротерозойский этап Урало-Монгольского пояса в целом, по-видимому, правильнее всего считать предгеосинклинальным, подготовительным для собственно геосинклинального режима. Этот этап предопределил многие черты тектоники и магматизма собственно геосинклинального этапа. Предгеосинклинальный этап был сложным и длительным. Его главная особенность заключалась в начальной переработке земной коры, некотором ее утонении, метаморфизме и, возможно, базификации, проявлявшейся в выносе кремнезема и излияниях вулканинтов, в том числе кислых. Эти процессы, однако, в большинстве случаев не приводили к созданию типичных эвгеосинклинальных прогибов. Сплошное площадное распространение предгеосинклинальных рифтогенных или субплатформенных образований позволяет определить положение стабильных блоков с архейско-раннепротерозойским основанием, а их отсутствие указывает на возможное положение венд-палеозойских раздвигов. Эту особенность можно использовать при металлогеническом анализе палеозойского эндогенного оруденения, так как дифференциация вещества Земли в устойчивых блоках и межблоковых зонах раздвига существенно различалась. Кроме того, потери подвижных компонентов (H_2O , CO_2 , H_2 , N , CH_4 , щелочи и др.), разные в отдельных регионах, в позднем протерозое отражались на магматической и пневмато-гидротермальной деятельности палеозоя, что сказалось и на металлогении. Поэтому при районировании территории Урало-Монгольского пояса необходимо выделять раздвиговые (шовные) зоны, глубоко переработанные геосинклинальными процессами, и относительно устойчивые позднепротерозойские блоки, затронутые ими в меньшей степени (фиг. 1). Блоки многочисленны, особенно в каледонидах, и занимают обширную площадь; некоторые из них перекрыты палеозойскими и более молодыми отложениями — их существование с определенной долей уверенности можно предполагать по фаціальным особенностям перекрывающих образований, ксенолитам в магматитах и геофизическим данным.

Не останавливаясь на полезных ископаемых карельской и более древних металлогенических эпох, образование которых не связано со становлением Урало-Монгольского пояса, кратко остановимся на металлогении рифея, которая имеет самостоятельное значение. Рудные месторождения этого времени немногочисленны, в первую очередь, видимо, из-за ограниченности выходов древних толщ. К ним относятся гидротермально-осадочные (?) магнетит-гематитовые руды Енисейского кряжа, Алтае-Саяно-Северомонгольской области, Срединного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, осадочные (?) сидеритовые, магнезитовые и магматические титаномагнетитовые месторождения Урала, гидротермально-осадочные (?) колчеданно-полиметаллические месторождения Байкальской области и Енисейского кряжа, полиметаллические месторождения западного склона Урала. Оруденение этого этапа своеобразно и не может считаться ни платформенным, ни собственно геосинклинальным. Общие закономерности распределения полезных ископаемых рифея внутри пояса неопределенны, поскольку образования этого времени выходят в изолированных блоках и наметить размещение разнородных структурно-формационных зон и систем для этого времени невозможно.

Развитие Урало-Монгольского пояса, начавшееся в позднем протерозое, привело к деструктивным процессам венда—раннего палеозоя — резкому утонению земной коры

под влиянием тектонических, магматических и региональных пневмато-гидротермальных процессов, разрывам сплошности континентальной коры, возникновению раздвигов, формированию дугообразных или концентрически-овальных структур. Сжатие, последовавшее за раздвижением, замкнуло возникшие зоны отсутствия и малой мощности континентальной коры (раздвиги); площади с корой, близкой к океанической, были большей частью вновь перекрыты сомкнувшимися континентальными массивами, и о них можно судить только по выжатым блокам с ультрамафитами, базальтоидами, силицитами. Во время частной ранней инверсии, протекавшей в кембрии—ордовике, возникли ультрамафитовые пояса, обычно совмещенные с интрагеоантиклиналями, которые появились на месте раздвигов. В некоторых случаях ультрамафитовые пояса продолжают внутри древних массивов, обычно быстро выклиниваясь.

Привлекательно было бы отнести раннюю инверсию в каледонидах Урало-Монгольского пояса к одному геологическому уровню, однако имеющиеся данные противоречат такому заключению. На востоке, в Алтае-Саянской области и в Северной Монголии, становление ультрамафитовых поясов и интрагеоантиклиналей относят к раннему—среднему кембрию, а в Казахстане — к позднему кембрию—раннему ордовику, на Урале — к ордовику, возможно, среднему, позднему или даже к силуру. Закономерно ли это омоложение по направлению с востока на запад или это неточность геологических данных, сказать трудно. Сейчас в литературе появляется тенденция удревления возраста ультрамафитов на востоке и омоложения — на западе.

В кембрии—ордовике четко оформился план каледонских структур пояса (см. фиг. 1). Его характерная особенность — мозаичность. Различная ориентировка ультрамафитовых поясов и прогибов этого времени обособила блоки, слабее переработанные геосинклинальными процессами по сравнению с разделяющими их зонами. В это же время была заложена концентрически-овальная структура каледонских массивов, которая проявилась еще ярче в процессе складчатости и консолидации.

Отчетливо выделяются две концентрически-овальные структуры — Казахстанская и Сибирско-Монгольская, разделенные герцинской Зайсанско-Монгольской складчатой системой. Они обращены выпуклостью на запад и запад-северо-запад. Можно предположить, что в фундаменте Западно-Сибирской эпигерцинской плиты существует третья подобная структура.

В раннегеосинклинальный этап, до формирования ультрамафитовых поясов, когда доминировали растягивающие усилия и прогибание, оруденение интенсивно проявилось на относительно стабильных блоках, но отмечено также и в раздвиговых зонах. На фиг. 1 показано размещение месторождений, возникших в венде—кембрии и в самом начале ордовика. Это время отвечает раннегеосинклинальному этапу, включающему формирование ультрамафитовых поясов, в Казахстанском сегменте; раннему и, возможно, началу среднего (инверсионного, островодужного) этапа в Алтае-Саянской области и Северо-Западной Монголии. Урал в это время, видимо, находился на раннегеосинклинальной стадии развития, но образование каледонских ультрамафитовых поясов произошло позднее, в среднем—позднем ордовике или начале силура. Поэтому становление каледонских ультрамафитовых поясов на Урале на фиг. 1 не показано.

К эпохе венд—ранний ордовик в Алтае-Саянской области и Западной Монголии относятся важные гидротермально-осадочные и скарновые железорудные месторождения, возможно, метаморфизованные гидротермально-осадочные (Тельбесская, Кондомская и другие группы), медные проявления, локализованные в эвгеосинклинальных зонах. Полезные ископаемые сравнительно стабильных массивов существенно различаются. На них формировались залежи вендских и кембрийских геосинклинальных фосфоритов и в меньшей степени алюмофосфатов Казахстана (Малокаратауский бассейн, месторождение Сарысай в Байконурском синклинии) и Северной Монголии (Хубсугульский бассейн), кремнистых пород и баритов (месторождение Чиганак в Западном Прибалхашье), углеродистых ванадиеносных сланцев Большекаратауского бассейна и других районов Казахстана, содержащих разнообразные рудные элементы (молибден, свинец и др.). Скорее всего, эти группы месторождений имеют гидротермально-осадочное происхождение. Их появление связано либо с движением эндогенных растворов по зонам разломов в пределах массивов, либо с поступлением полезных ископаемых из близлежащих зон раздвигов, где была активной вулканическая деятельность. В зонах активной консолидации, протекавшей в позднем протерозое, в венд-раннеордовикский этап возникало колчеданно-полиметаллическое и связанное

с карбонатными толщами полиметаллическое оруденение (месторождение Озерное и др. Западно-Забайкальской зоны, проявления западных миогеосинклинальных зон Урала). Здесь также не исключено гидротермально-осадочное происхождение.

Со становлением ультрамафитовых поясов и последующим изменением их пород связано формирование месторождений хрома, никеля, кобальта, титаномагнетита, меди, асбеста. Они встречаются во всех каледонских поясах, но интенсивность оруденения неодинакова. Резко выделяется разнообразием и размахом оруденения этого типа ордовикский ультрамафитовый пояс Урала. В Алтае-Саянской области, Казахстане, Монголии такое оруденение выражено много слабее. Возможно, это обусловлено крайним положением Уральской системы, большей длиной и глубиной и шириной раздвигов.

С ордовикскими ультрамафитами Урала связаны хромитовые месторождения Кемпирсайской группы, кобальт-никелевые месторождения коры выветривания, завершившие формирование в мезозое. В массивах дунит-клинопироксенитовой формации ультрамафитового пояса эвгеосинклинальной зоны Урала в силуре (?) образовались титаномагнетитовые месторождения (Качканар и др.) и месторождение меди (Волковское).

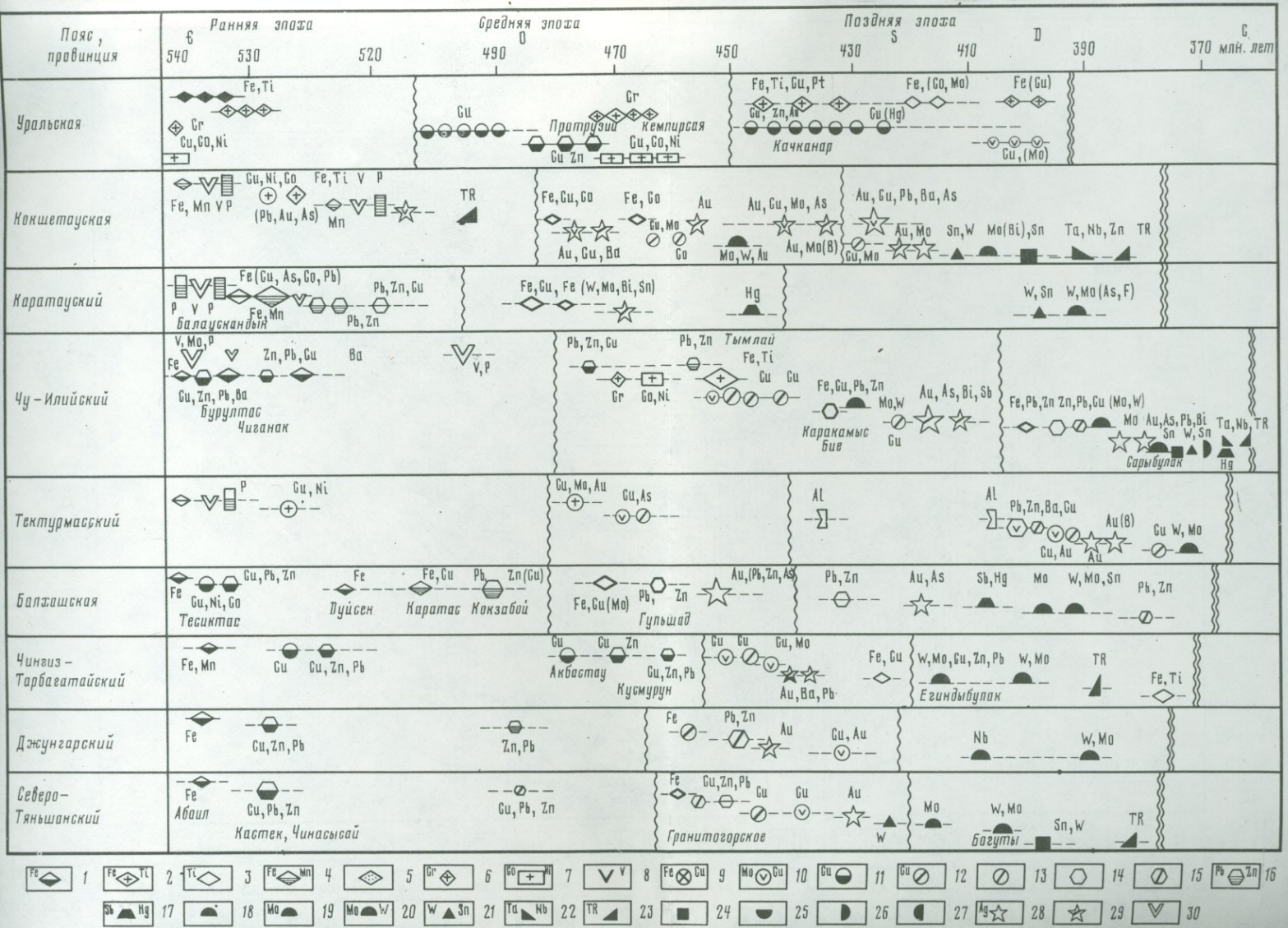
После ранней инверсии происходило появление внутригеосинклинальных поднятий на месте раздвигов и полос предшествующего утонения земной коры и формирование ультрамафитовых поясов, а зоны наиболее глубокого прогибания переместились на края устойчивых массивов вблизи интрагеоантиклиналей. Структурные зоны дифференцировались: по одну сторону поднятий активизировалась андезит-базальтовая вулканическая деятельность, по другую — происходило терригенное и кремнисто-терригенное осадконакопление. Эта особенность, наиболее хорошо выраженная в Казахстане, проявлена и в других областях. Инверсионный этап в Восточном Казахстане охватывал ордовик и силур, в Салаиро-Саянской области он начался в кембрии, возможно, даже в среднем, и был более длительным. В Уральской системе в каледонских зонах, в том числе в западных зонах эвгеосинклинальной полосы, инверсионные комплексы проявились в силуре, раннем и среднем девоне.

Инверсионный этап отличается широким внедрением гранитоидов преимущественно гранит-гранодиоритовой формации. Время внедрения батолитов неодинаковое. На востоке (Алтае-Саянская область, Северная Монголия) они более древние, позднекембрийские—ордовикские, на Алтае, в Казахстане, в Тянь-Шане — позднеордовикские, возможно, силурийские, в каледонских зонах Урала — позднедевонские.

В зонах активного вулканизма инверсионного этапа интенсивно выражено медноколчеданное, колчеданно-полиметаллическое оруденение, развиты железорудные скарны. Оруденение разновозрастное, что зависит от времени начала инверсионного этапа — времени становления ультрамафитовых поясов, но укладывается в рамки каледонской эпохи (фиг. 2).

Наиболее интенсивно в инверсионный каледонский этап металлогения была проявлена также на Урале, где возникли известные медноколчеданные месторождения, связанные с базальтоидным магматизмом — с контрастной базальт-липаритовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-липаритовой формациями, медные скарновые и жильные, скарновые железорудные объекты, связанные с габбро-плагиогранитными комплексами. В Казахстане, в Чингиз-Тарбагатайской системе, оруденение данного этапа представлено колчеданно-полиметаллическими месторождениями (Акбастау, Майкаин и др.). В Заилийско-Ерментауских зонах послербатолитовые объекты представлены скарновой железорудной (Атансор и др.), железо-медной жильной, меднопорфировой минерализацией. В каледонидах Алтае-Саянской области и Монголии металлогения ордовика—силура проявлена слабее, но колчеданно-полиметаллическое оруденение (Маинское) может относиться к этому времени. Характерно, что оруденение ранних этапов довольно отчетливо следует дугообразному положению структурно-формационных зон.

Консолидация в конце ордовика, в отдельных зонах в силуре и среднем—верхнем девоне существенно изменила тектоно-магматическую обстановку. Значительные площади пояса вступили в орогенный этап развития. Возникли крупные консолидированные массивы: Сибирско-Монгольский, примкнувший к Сибирской платформе, и Казахстанско-Тяньшанский, обособленный от платформенных областей и Сибирско-Монгольского массива герцинскими геосинклинальными системами. Консолидацию в девоне, по-видимому, испытали и западные зоны Уральской системы; это касается, по крайней мере, ее южного фланга [2] и ее миогеосинклинальных структур.

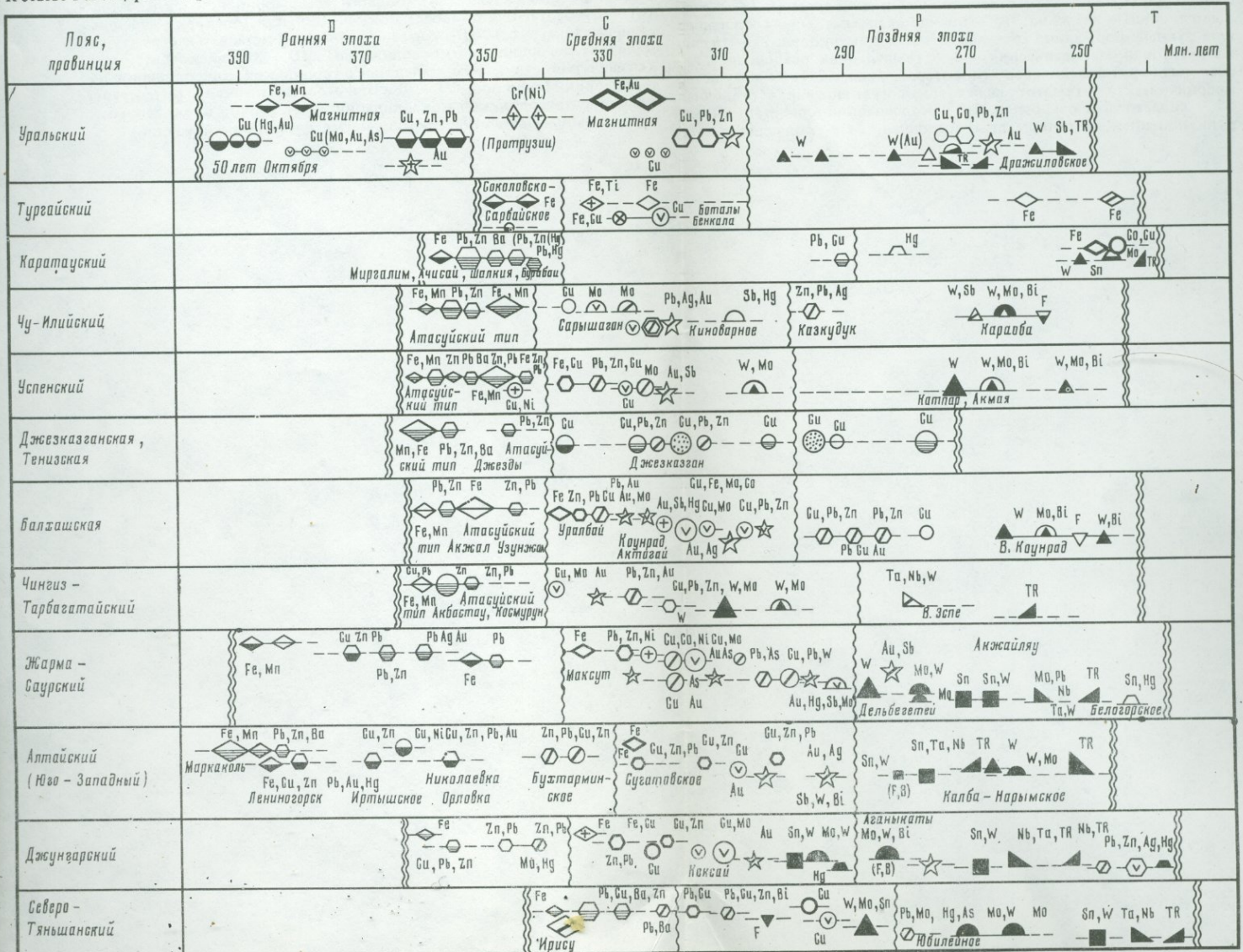


Фиг. 2. Каледонские рудно-формационные серии и ряды поясов и провинций Казахстана

Главные формации: 1 — кремнисто-железистая; 2 — титано-железистая магматическая; 3 — титановая элгогитовая; 4 — железо-марганцевая кремнисто-карбонатная; 5 — оолитово-железистая; 6 — хромовая магматическая; 7 — кобальт-никелевая сульфидная; 8 — ванадиевая углисто-кремнистая; 9 — железо-медная скарновая; 10 — молибдено-медная порфировая; 11 — медноколчеданная; 12 — медистых песчаников; 13 — медная кварцевожильная; 14 — полиметаллическая скарновая; 15 — полиметаллическая колчеданная; 16 — свинцово-цинковая

стратиформная; 17 — сурьмяно-ртутная пропилитовая; 18 — молибденовая пропилитовая ("порфировая"); 19 — молибденовая кварцевожильно-грейзеновая; 20 — молибден-вольфрамовая кварцевожильно-грейзеновая; 21 — вольфрамовая (с оловом) кварцевожильно-грейзеновая; 22 — тантал-ниобиевая пегматитовая; 23 — редкоземельная фтористая; 24 — оловянная кварцевожильно-грейзеновая; 25 — кварцевожильно-грейзеновая; 26 — висмутовая кварцевожильно-грейзеновая; 27 — редкометаллическая пегматитовая; 28 — золото-серебряная скарновая; 29 — золото-серебряная кварцевожильная; 30 — золото-пропилитовая

К статье Г.Н. Щербы и др.



Фиг. 3. Герцинские рудно-формационные серии и ряды поясов и провинций Казахстана

Условные обозначения те же, что на фиг. 2

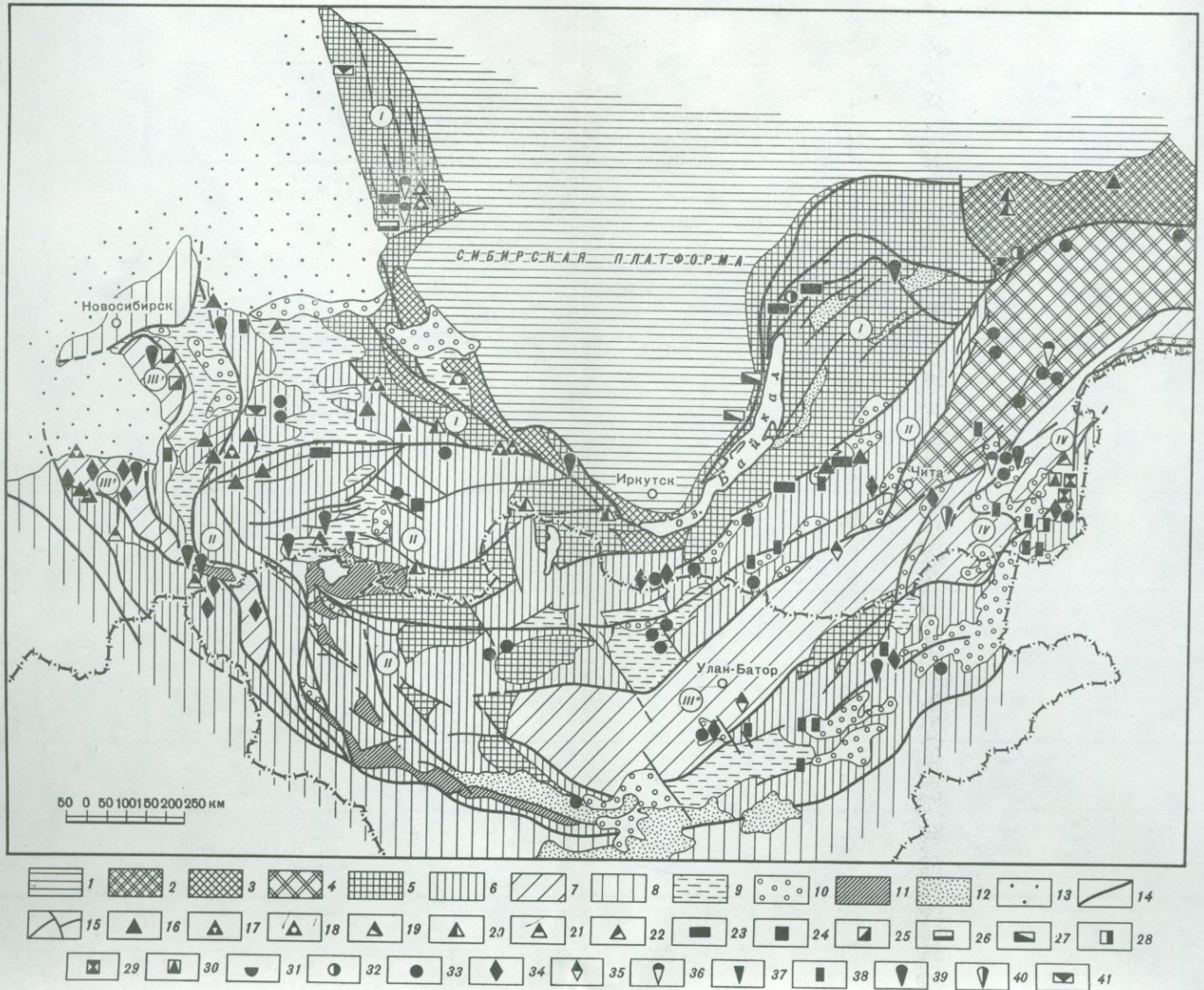
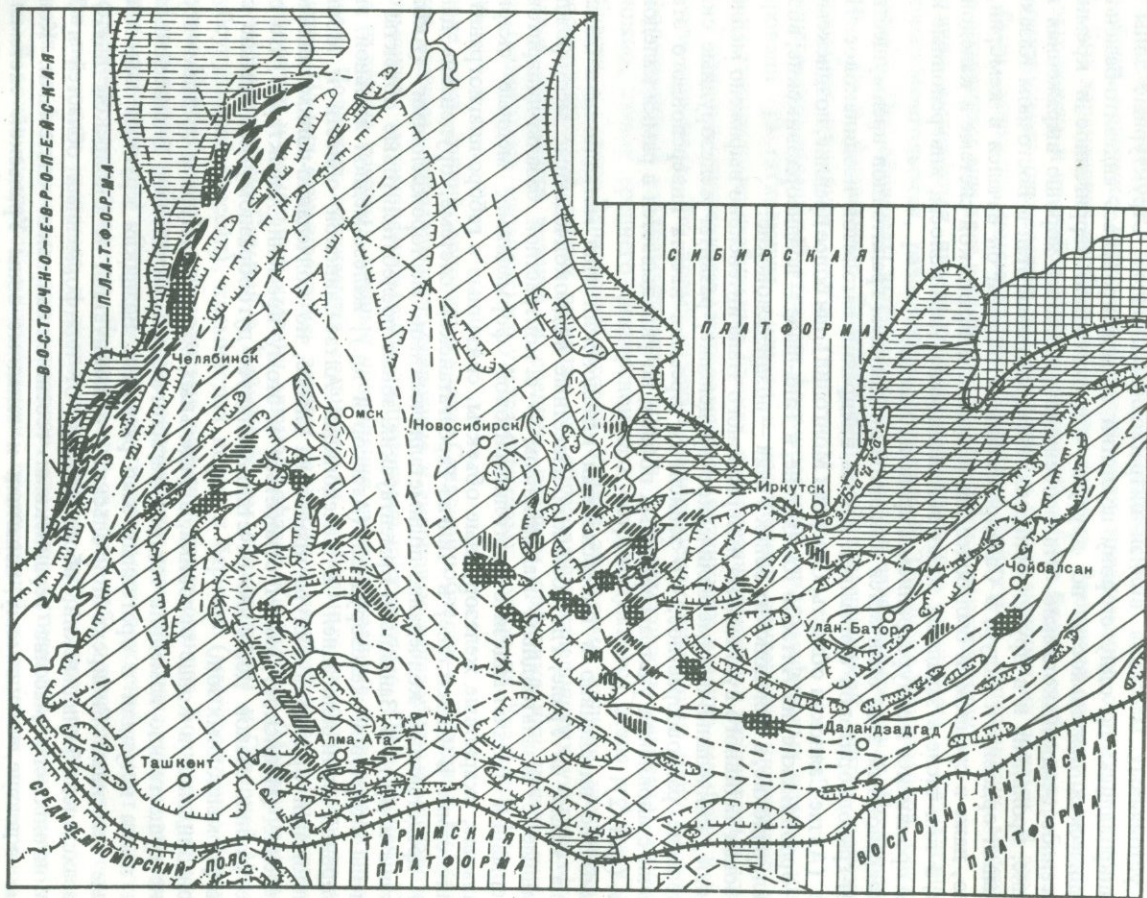


Схема размещения главнейших рудных формаций и тектонических структур Южно-Сибирской металлогенической провинции

1 – Сибирская платформа; 2 – Алданский щит; 3 – выступы древних структур, сложенных породами архея, в складчатом обрамлении Сибирской платформы; 4 – области нижнепротерозойской складчатости Станового хребта; 5 – области байкальской (верхнепротерозойской) складчатости и выступы пород основания в каледонских структурах; 6 – области каледонской складчатости; 7 – области каледонско-герцинской консолидации; 8 – области герцинской складчатости; 9 – герцинские унаследованные и наложенные (орогенные) прогибы; 10 – мезозойские терригенно-вулканогенные (дейтероогенные) прогибы и впадины; 11 – мезокайнозойские терригенные межгорные впадины; 12 – кайнозойские впадины; 13 – чехол Западно-Сибирской плиты; 14 – главные глубинные разломы; 15 – прочие разломы; 16–41 – главнейшие рудные формации: 16 – магнетитовая скарновая, 17 – титано-магнетитовая магматическая, 18 – гематитовая осадочная, 19 – флюорит-барит-сидеритовая гидротермальная, 20 – железистых кварцитов, 21 – гематит-магнетитовая вулканогенная осадочная, 22 – сидеритовая осадочная, 23 – колчеданно-полиметаллическая вулканогенная гидротермально-осадочная, 24 – колчеданно-поли-

металлическая вулканогенная гидротермальная, 25 – колчеданно-полиметаллическая плутоогенная гидротермальная, 26 – свинцово-цинковая гидротермально-осадочная, 27 – свинцово-цинковая стратиформная в карбонатных породах, 28 – полиметаллическая скарновая, 29 – свинцово-цинковая гидротермальная, 30 – полиметаллическая гидротермальная, 31 – медистых песчаников, 32 – медно-никелевая сульфидная, 33 – медно-молибденовая, 34 – молибден-редкометалльно-вольфрамовая грейзеновая, 35 – редкометалльно-вольфрам-оловянная грейзеновая, 36 – сурьмяная, 37 – никель-кобальтовая арсенидная, 38 – флюоритовая гидротермальная, 39 – мышьяково-сурьмяно-ртутная гидротермальная, 40 – ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, 41 – марганцевая вулканогенно-осадочная; I–IV – металлогенические зоны (цифры на схеме): I – Байкало-Саяно-Енисейская (области докембрийской складчатости); II – Алтае-Саяно-Забайкальская (области салаирско-каледонской складчатости); III – Алтае-Салаирская (складчатые структуры каледонско-герцинской консолидации); III – Хангайско-Хэтэйская (складчатые структуры каледонско-герцинской консолидации на территории Монголии); IV – Восточно-Забайкальская (структуры каледонско-герцинской консолидации с интенсивно проявленными процессами мезозойской тектоно-магматической активизации)





Фиг. 2. Схема размещения важнейших рудных проявлений Урало-Монгольского пояса нижнего ордовика – среднего – верхнего девона
Условные обозначения те же, что на фиг. 1

турных элементов, прилегающих к Восточно-Европейской платформе. Характерными структурно-магматическими образованиями массивов каледонской консолидации были орогенные вулканические пояса, отдельные впадины (мульды) и прогибы, сложенные обычно контрастными вулканитами "порфировых" формаций, красноцветными терригенными, реже морскими сероцветными отложениями. Наиболее четко такие вулканиты проявлены в Казахстане ("девонский вулканический пояс" Центрального Казахстана). С субсеквентными вулканитами связаны вторичные кварциты с присущими им нерудными полезными ископаемыми, бедной медной и полиметаллической минерализацией и меднопорфировые месторождения. Они отчетливо проявлены в Казахстане.

В районах ордовикской и силурийской консолидации, особенно на площадях древних массивов, внедрялись девонские интрузивы лейкократовых и аляскитовых гранитов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые и комплексные редкометальные месторождения. Поясы таких объектов изучены в Казахстане (Кокчетавская глыба, Чу-Балхашский и Заилийский районы). К девонским щелочным породам приурочены магматогенные месторождения алюминия и железа (Казахстан, Алтай-Саянская область).

В западных зонах Уральской системы, возможно, включая Тагильский и магнитогорский синклиории, как указывалось выше, переход к орогенному режиму произошел в девоне, причем, видимо, неодновременно. В позднем девоне в Центрально-Уральском поднятии в древних относительно стабильных блоках внедрялись гранодиорит-гранитовые плутоны и формировались бедная редкометальная минерализация. В миогеосинклинальных зонах западного склона Урала в девоне на рифовых поднятиях неоднократно развивалась кора выветривания и возникли месторождения бокситов.

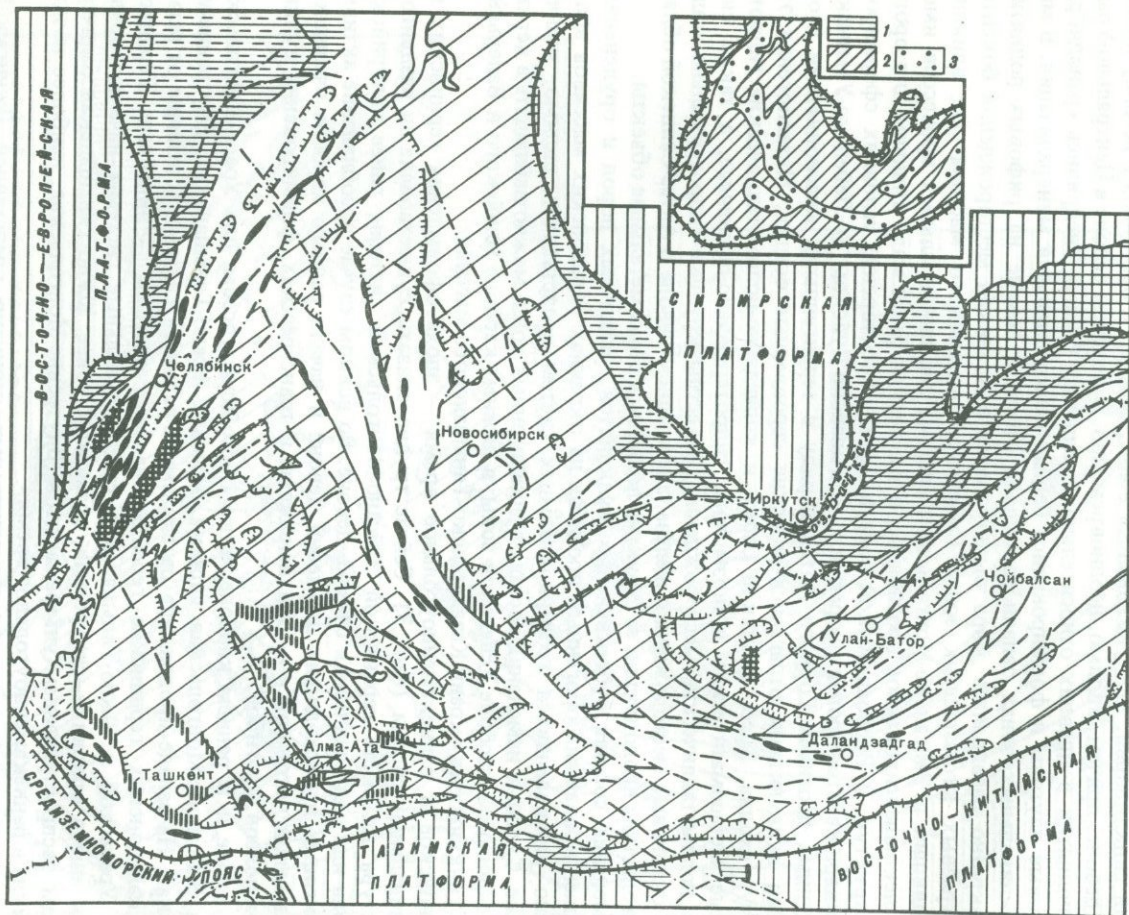
В краевых юго-западных зонах Сибирско-Монгольского массива под влиянием проходивших в Зайсанско-Монгольской системе геосинклинальных процессов имело место некомпенсированное прогибание, и отложения были мало типичны для орогенных структур. В Рудноалтайской зоне в прибрежно-морских условиях сформировалась кварц-кератофировая формация. В Ануйско-Чуйском и Лебедско-Уйменском наложенных прогибах Горного Алтая наряду с терригенными красноцветами и орогенными вулканитами отлагались морские сероцветные осадки. Металлогения этих структур сходна. Здесь возникли барит- и колчеданно-полиметаллические гидротермальные метасоматические и, возможно, гидротермально-осадочные, а также скарновые полиметаллические месторождения. Известны крупные гидротермально-осадочные и скарновые месторождения железа, а в позднем девоне в Алтай-Саянской области и монгольском продолжении ее структур появились редкометальные объекты.

Изменение состава субсеквентных вулканитов, осадочных пород и оруденения в некомпенсированных орогенных прогибах на окраинах каледонских массивов вблизи активно развивающихся геосинклинальных систем представляет, видимо, типичное явление. Сходные изменения состава вулканогенных толщ можно наблюдать в верхнем девоне—нижнем карбоне Успенской зоны, в нижнем карбоне Илийского и Валерьяновского синклиория окраин Казахстанско-Тяньшанского массива.

Девонское и раннекаменноугольное время — эпоха оформления герцинских геосинклинальных систем (фиг. 3). Сейчас трудно сказать, существовала ли раздвиговая структура на месте герцинской Зайсано-Монгольской системы ранее силурийского периода или она возникла в силуре—девоне. Во всяком случае преобладание активных раздвиговых и нисходящих движений девона и начала раннего карбона очевидно на значительной части пояса — они выражены в трансгрессиях, формировании вулканических поясов, прогибов.

В девоне и в раннем карбоне четко обособились осевая для Урало-Монгольского пояса Зайсанско-Монгольская система, краевые Южно-Тяньшанская, Внутренне-Монгольская. На западе продолжала развиваться Уральская система. В отличие от мозаичных каледонских герцинские геосинклинальные системы — линейные. Герцинская часть Уральской и Южно-Тяньшанская геосинклинальные системы начали формироваться еще в ордовике—силуре или, возможно, ранее. Южно-Тяньшанская отличается слабым распространением ультрамафитов. Внутренне-Монгольская, наиболее поздняя, возникла в раннекаменноугольное время.

Третий тип герцинских геосинклинальных структур представлен Джунгаро-Балхашской и Хангайско-Хэнтэйской, или, иначе, Монгольско-Забайкальской, системами. Они принципиально отличаются от других герцинских систем, представляют собой



Фиг. 3. Схема размещения важнейших рудных проявлений Урало-Монгольского пояса верхнего девона — среднего карбона

Условные обозначения те же, что на фиг. 1; на врезке схема размещения площадей разновозрастной консолидации: 1 — рифейской, 2 — каледонской, 3 — герцинской

остаточные прогибы, находившиеся в центральных частях концентрически-овальных структур. Их развитие началось в каледонскую эпоху, когда образовались ультрамафитовые пояса (в Джунгаро-Балхашской системе в раннем ордовике — Итмурунды-Тюлькуламский пояс), в то же время, что и в каледонидах, но инверсионный этап был растянутым и завершился, как и в большинстве герцинских систем, в среднекаменноугольную эпоху. Характерно распространение в их пределах терригенных формаций среднего палеозоя и отсутствие герцинских альпинотипных ультрамафитов. Консолидация отдельных зон в них (по крайней мере в Джунгаро-Балхашской системе) происходила центростремительно в несколько этапов.

Рудные процессы позднего девона—раннего карбона были активными в каледонских массивах, особенно в их краевых частях; здесь консолидация была неустойчивой и возникали парагеосинклинальные глубокие прогибы (вторичные геосинклинали) и вулканические пояса, проявлялись интрузивный магматизм и пневматолито-гидротермальные процессы.

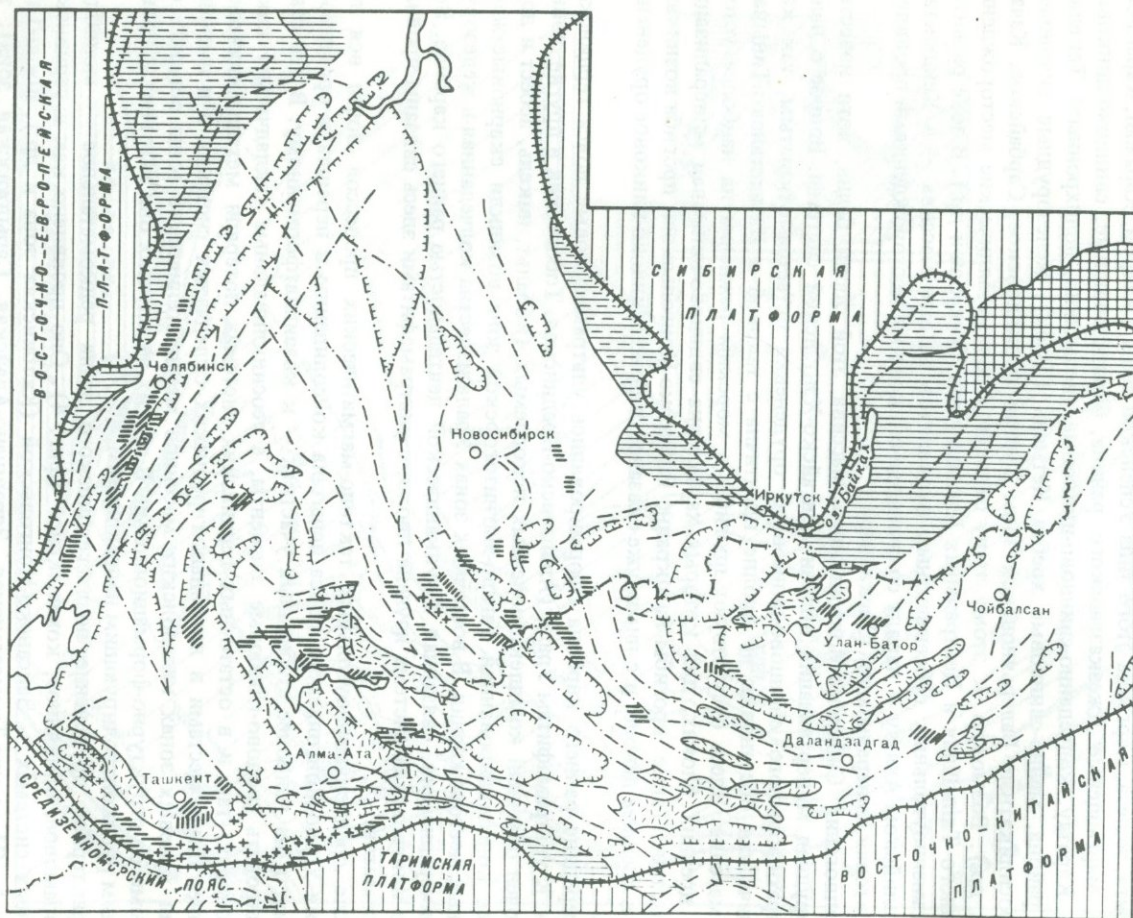
Для Казахстанско-Тяньшанского консолидированного массива характерно позднедевонское—раннекаменноугольное барит-свинцово-цинковое, железо-марганцевое и железное оруденение, распространенное в основном по периферии массива. Оно часто стратиформное гидротермально-осадочное и гидротермально-метасоматическое, нередко полигенное, иногда скарновое. Наиболее известны месторождения свинца, цинка, барита, железа, марганца этого типа Успенской зоны (Жайрем, Каражал, Карагайлы и др.), марганцевые Джекказганского района, барит-свинцовые, свинцово-цинковые хребта Каратау, колчеданно-свинцово-цинковые (возможно, полихронные) Текелийского района, медно-свинцовые хребта Кетмень (Туюк), железорудные скарновые и гидросиликатные Валерьяновской зоны Тургая (Соколовское, Сарбайское, Качарское и др.). Возможно, к этому этапу относятся полиметаллические месторождения Срединного Тянь-Шаня и Центральных Кызылкумов (Учкулач и др.). В зоне развития раннекаменноугольных субсеквентных вулканитов на юге массива — в Кендыктасе и в Заилийском Алатау — наряду со свинцово-цинковыми месторождениями проявлена флюоритовая минерализация (Таскайнар).

Металлогения Сибирско-Монгольского массива этой эпохи бедна, хотя известна железорудная минерализация вблизи Хангайско-Хэнтэйской системы. Вопрос о наличии стратиформного свинцово-цинкового оруденения остается открытым, так как тектоническая обстановка не вполне идентична с таковой в Казахстанско-Тяньшанском массиве. Здесь отсутствуют прогибы с морским режимом на наиболее устойчивых древних блоках, для которых характерна свинцово-цинковая минерализация в Казахстане. Такие прогибы на окраине Сибирско-Монгольского прогиба возникали ранее, в среднем девоне, и с ними, уже сказано, связано свинцово-цинковое оруденение Алтая.

В середине раннего карбона сформировались ультрамафитовые пояса герцинских систем. К ультрамафитам Урала (Алапаевско-Брединская, Тобольская и другие зоны) приурочен обычный комплекс полезных ископаемых (кобальт, никель, асбест и др.). В ранее консолидированной Тагило-Магнитогорской зоне возникли скарновые железорудные месторождения. В восточных зонах Урала известна колчеданная и железорудная минерализация, связанная с вулканической деятельностью раннего карбона. Внутренне-Монгольская система изучена плохо, с ультрамафитами здесь связаны проявления хромитов.

После среднекаменноугольных тектоно-магматических процессов почти вся территория Урало-Монгольского пояса испытала консолидацию и перешла к орогенному режиму, а на наиболее стабильных участках — к квазиплатформенному. В ней стали доминировать сводово-глыбовые элементы, а геосинклинальные (складчатые) как в каледонидах, так и в остаточных герцинских системах потеряли металлогеническое значение. Лишь местами в линейных герцинских складчатых системах и в смежных с ними краевых зонах каледонских массивов металлогенические зоны остались согласными со структурно-формационными. В других же случаях они тяготеют к новым секущим рудоконтролирующим направлениям.

Характерное оруденение позднегерцинского этапа редкометальное — молибденово-вольфрамовое, оловянное, комплексное (фиг. 4). Оно проявлено как в герцинских линейных системах — Зайсанско-Монгольской (Калбинская зона и др.), Южно-Тяньшанской (Нуратино-Туркестанская, Зеравшано-Алайская, Сарыджазская зона), так и в унаследованных — в Джунгаро-Балхашской (Акчатау, Восточный Коунрад и др.).



Фиг. 4. Схема размещения важнейших рудных проявлений Урало-Монгольского пояса среднего-верхнего карбона - раннего триаса
Условные обозначения те же, что на фиг. 1

Оруденение этого типа слабее в Уральской системе. Оно менее распространено также в монгольских структурах, но не исключено, что здесь некоторые редкометальные месторождения, отнесенные к мезозойскому этапу активизации, на самом деле могут быть позднепалеозойскими. Редкометальная минерализация развита также в краевых частях каледонских массивов (например, Горный Алтай, Караоба в Центральном Казахстане).

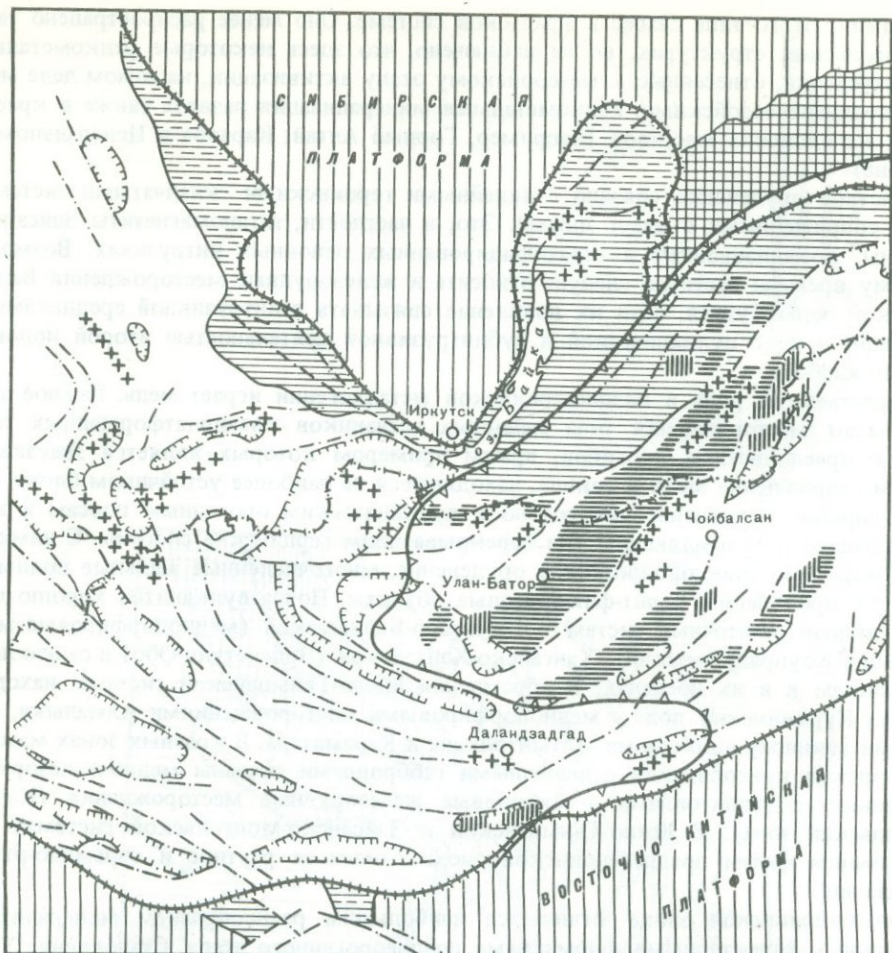
Железное оруденение связано с линейными герцинскими складчатыми системами или с сопряженными с ними зонами. Это, в частности, титаномагнетиты Зайсанской системы, локализованные в стратифицированных основных интрузивах. Возможно, к этому времени частично следует относить и железорудные месторождения Валерьяновской зоны Тургая, если их появление связывать с интрузивной среднекаменноугольной, а не с вулканической и субинтрузивной деятельностью второй половины раннего карбона.

Существенную роль в позднегерцинской металлогении играет медь. Важное значение имеют месторождения типа медистых песчаников квазиplatformенных терригенных красноцветных прогибов, ярким примером которых является Джеккаганское месторождение меди и свинца, находящееся на наиболее устойчивом блоке. Меднопорфировое оруденение приурочено к вулканическим орогенным поясам и крупным впадинам, окаймляющим или перекрывающим герцинские системы. С ними связано скарновое свинцово-цинковое оруденение, многочисленные жильные полиметаллические проявления, барит-флюоритовые объекты. Пояса вулканитов хорошо выражены вблизи остаточных систем — Джунгаро-Балхашской (меднопорфировые месторождения Коунрад, Актогай), Хангайско-Хэнтэйской (Эрденетуин-Обо) и около линейных систем и в их пределах. В обрамлении Южно-Тяньшанской системы находится Бельтау-Кураминский пояс с меднопорфировыми месторождениями Алмалыка, скарновыми свинцово-цинковыми Алтынопкана и Карамазара. В краевых зонах массивов каледонской консолидации с щелочными габброидами связаны медно-железорудные скарновые, с гранитоидами — скарновые железорудные месторождения (Каратау-Чаткальская зона). В Южно-Тяньшанской и Зайсанско-Монгольской системах к завершающим фазам позднегерцинской эпохи относится ртутное и сурьмяно-ртутное оруденение.

Позднегерцинская эпоха отличается наибольшим разнообразием минерализации, связанной с характерными формациями позднеорогенного этапа. Становление Урало-Монгольского пояса завершилось в начале триаса. Металлогенические процессы закончили направленное развитие с формированием единой последовательности рудных формаций, закономерно сменяющих друг друга во времени в каждой из зон, но в разных зонах не совпадающих по времени их проявления.

После окончательной консолидации Урало-Монгольского пояса в Забайкалье, Восточной Монголии и Алтае-Саянской области в мезозое формировались месторождения эпохи активизации (фиг. 5). Распределение рудной минерализации этой эпохи мало зависело от контуров разновозрастных складчатых систем — месторождения возникали и на площадях каледонских и герцинских структур, и на переработанных в палеозое древних блоках. В Забайкалье и Восточной Монголии распределение минерализации поясовое, оно тесно связано с магматизмом, как вулканогенным, так и особенно интрузивным — с гранит-щелочно-гранитовыми и гранит-лейкогранитовыми комплексами раннемезозойского этапа, толеит-трахибазальт-липаритовой, щелочно-базальтоидной формациями позднемезозойского этапа, контролируемые крупными разрывными дислокациями. Характерно, что оруденение этой эпохи идентично такому орогенных этапов. Это раннемезозойские редкометальные (Хапчеранский, Джидинский и другие рудные районы), полиметаллические, преимущественно свинцово-цинковые (Восточно-Забайкальская зона), висмут-кобальт-никелевые арсенидные месторождения триас-юрского времени Забайкалья и Восточной Монголии; ртутное, флюоритовое оруденение позднеюрского-мелового времени Восточной Монголии и Забайкалья; ртутное, кобальтовое (с висмутом, медью и др.) — мезозоя Алтае-Саянской области.

Интересно изучить количественные соотношения между собственно орогенным оруденением, возникшим в конце герцинской эпохи, и киммерийским оруденением эпохи активизации. Не исключено, что яркое проявление металлогении этапа активизации связано с относительной бедностью минерализации позднегерцинского орогенного этапа.



9554

Фиг. 5. Схема размещения важнейших рудных проявлений мезозоя в центральной и восточной частях Урало-Монгольского пояса

Условные обозначения те же, что на фиг. 1

Сделанный обзор геолого-тектонических и металлогенических особенностей пояса во времени позволяет высказать следующие соображения.

1. Урало-Монгольский пояс представляет собой глобальный структурный элемент, развивающийся в позднем протерозое и палеозое в едином плане, подчиняясь общим закономерностям. Существующие различия между юго-западными и северо-восточными областями, разделенными Зайсанско-Монгольской линейной герцинской системой, выраженные в некотором опережении процессов на северо-востоке, не настолько велики, чтобы предполагать, что эти области были разобщены палеоокеаном. Однотипность развития структур определяет и общие закономерности металлогении пояса.

2. В Урало-Монгольском поясе обособляются площади, консолидированные в каледонскую и герцинскую эпохи, и блоки, сохранившие стабильность с позднего протерозоя. В областях каледонской и герцинской консолидации выделяются зоны, консолидированные в разное время.

В каледонскую эпоху складчатости возникли Казахстанско-Тяньшанский и Сибирско-Монгольский консолидированные массивы, состоящие из мозаики докембрийских блоков, разграниченных интрагеоантиклиналями и ультрамафитовыми поясами, складчатыми зонами различной ориентировки, сформированными на месте геосинклинальных прогибов раннего и инверсионного этапов. В блоках обнаруживаются выступы дорифейского основания и рифейского рифтогенного чехла, в различной степени преобразованных геосинклинальными процессами; иногда развит сингеосинклинальный чехол срединных массивов. Широкое распространение и расположение блоков доказывают, что они представляют собой реликты древнего раздробленного кратона, на месте

которого возник пояс. Расположение блоков, площадей разновозрастной консолидации, складчатых элементов, интрузивных тел определило дугообразное или концентрически-овальное строение каледонских массивов, которому подчиняется металлогеническая зональность. Металлогения отдельных каледонских систем близка, но несколько отличается временем возникновения конкретных рудных формаций и интенсивностью их проявления.

3. В герцинскую эпоху существовали осевая Зайсанско-Монгольская и краевые Южно-Тяньшанская и Внутренне-Монгольская геосинклинальные системы, в которых видимое геосинклинальное развитие началось относительно поздно. Особым характером развития отличалась краевая Уральская система, в которой наряду с герцинидами существуют зоны позднекаледонской (девонской) консолидации. От этих систем отличаются остаточные Джунгаро-Балхашская, Хангайско-Хэнтэйская, начало формирования которых относится к раннекаледонской эпохе, а завершение — к герцинской. Рудная минерализация каждой из систем своеобразна.

4. Металлогения практически во всех системах, группах структурно-формационных зон или отдельных зонах развивалась в обычной, хорошо известной последовательности. В предгеосинклинальное время возникли месторождения гидротермально-осадочных железных руд и колчеданно-полиметаллическое оруденение. На ранних этапах в относительно устойчивых блоках формировалась гидротермально-осадочная минерализация — кремнистые породы, фосфориты, бариты, железо-марганцевые руды, ванадиевое с молибденом оруденение, а в межблоковых зонах — оруденение, связанное с ультрамафитами, гидротермально-осадочное железное и марганцевое. На инверсионном этапе ведущим было медноколчеданное, медное жильное, колчеданно-полиметаллическое, меднопорфировое, скарновое железное оруденение, распределение которого было подчинено геосинклинальной зональности, развивающейся параллельно интрагеоантиклиналям. Оруденение орогенного этапа представлено железом, медью, оловом, вольфрамом, молибденом, магматогенным алюминием в характерных формациях. Особым разнообразием и интенсивностью оруденения отличаются краевые зоны массивов каледонской консолидации вблизи герцинских систем на геосинклинальных и орогенных этапах развития последних, где распространены месторождения свинца и цинка, меди, железа, редких металлов и др.

5. Металлогенические процессы в разных системах и зонах, хотя и не были синхронными, в целом развивались поступательно от предгеосинклинальных металлогенических формаций к орогенным, позднеорогенным и квазиplatformным без повторения этапов. Это свидетельствует о том, что полицикличности в точном смысле этого слова, ни металлогенической, ни геологической, в отдельных металлогенических зонах не было. Заключение о полицикличности можно принимать лишь с оговорками, рассматривая разные металлогенические зоны или повторяемость формирования месторождений тех или иных металлов на разных уровнях тектоно-магматического развития, которые надо относить, однако, к разным металлогеническим формациям.

6. Влияние сложного строения Урало-Монгольского пояса на металлогению, существование структур раздвига и сжатия, относительно устойчивых, но в той или иной степени переработанных древних блоков, различная дифференциация вещества на предшествующих этапах его жизни заставляют при металлогеническом анализе учитывать не только обстановку, синхронную изучаемому периоду рудообразования, но и совокупность всех данных о предшествующих явлениях геологической и металлогенической истории.

Существование блоков с древней континентальной корой, зон раздвигов и глубокой геосинклинальной переработки, в том числе базификации, определяет геохимическую специализацию. Системам с преобладанием древних блоков свойственна салическая или фемически-салическая специализация магматизма и металлогении. Преобладание площадей, на которых проявились раздвиги и базификация, определило фемическую или салически-фемическую специализацию. Поэтому подобная специализация зависит не столько от особенностей внутреннего развития систем, сколько от того, каким образом проводятся их границы. Так, существование древних, относительно устойчивых массивов на северо-востоке Уральской системы, перекрытых мезозойскими и кайнозойскими отложениями, может существенно изменить ее геохимическую специализацию, если металлогения древних блоков (пока еще не изученная) будет принята во внимание.

Общий обзор строения и металлогении Урало-Монгольского пояса показывает, что

в его пределах существуют однотипные и близко одновозрастные геологоструктурные элементы, различающиеся в какой-то мере особенностями известного в настоящее время оруденения. Их сравнительный анализ может и должен дать ценные металлогенические результаты — объяснить существующие закономерности распространения оруденения и содействовать прогнозам на те или иные металлы.

Так, например, сопоставление каледонского этапа развития Уральской и Южно-Тяньшанской систем объясняет отсутствие медноколчеданного оруденения в пределах последней. На Урале такое оруденение развито в прогибах, формировавшихся после становления каледонских ультрамафитовых поясов, которые в Южном Тянь-Шане отсутствуют. Общий анализ металлогении Казахстанско-Тяньшанского массива каледонской консолидации доказывает перспективность на свинец и цинк его западной (приуральской, тургайской) окраины.

Сопоставление строения Казахстанской и Монгольской овально-концентрических структур вызывает мысль об идентичности или близости их металлогении. Детальный сравнительный геологоструктурный, тектоно-магматический и металлогенический анализ таких структур должен явиться одной из важнейших задач в области изучения металлогении Урало-Монгольского пояса в ближайшие годы.

Геологический анализ металлогенических проблем пояса в целом столь актуален сейчас, как и ранее. Тщательные исследования структурно-тектонических аспектов металлогенических проблем и особенно более точное определение возраста эндогенных рудных месторождений, несомненно, позволят яснее раскрыть богатство этой огромной геологической структуры.

Л и т е р а т у р а

1. *Абдуллин А.А., Шлыгин А.В.* Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 312 с.
2. *Абдуллин А.А., Касымов М.А., Шлыгин А.В.* О возрасте консолидации западных структурно-формационных зон юга Урала. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 1—8.
3. *Абдуллин А.А., Баймухамедов Х.Н., Каюпов А.К.* и др. Основные черты эндогенной металлогении Казахстанско-Среднеазиатского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 29—39.
4. *Алабин Л.В.* Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 111 с.
5. *Александров Г.В., Булин Н.К., Кормилицын В.С.* и др. Металлогения активизированных структур Забайкалья. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 316—323.
6. *Баймухамедов Х.Н., Туляганов Х.Т., Хамрабаев И.Х.* и др. Металлогения Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата: Наука, 1983, т. 1, с. 64—74.
7. *Верховцев В.А., Грязнов О.И.* Орогенная минералогия Урала. — В кн.: Тектоника и металлогения Урала. Свердловск, 1980, с. 55—60.
8. Геологическое развитие и металлогения Урала/К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.
9. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья/Д.И. Горжевский, Н.А. Фогельман, Е.А. Алекторова и др. М.: Недра, 1970. 232 с.
10. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра. Т. 1, 1973. 584 с.; Т. 2, 1973. 752 с.; Т. 3, 1977. 703 с.
11. *Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Понамарев В.Г.* Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1978, т. 12, с. 162—168.
12. *Дымкин А.М., Нечухин В.М.* Металлогенические этапы и типы структурно-металлогенических зон Уральской рифтогенной геосинклинали. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата: Наука, 1983, т. 1, с. 57—63.
13. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
14. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и Сибири. — Геотектоника, 1981, № 5, с. 47—63.
15. *Ильинский Ю.В., Кузнецов В.А.* Основные черты металлогении Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата: Наука, 1983, т. 1, с. 75—83.
16. *Каюпов А.К., Ли В.Г., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А.* Металлогения Казахстана. — В кн.: Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 150—198.
17. *Коваленко Б.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Главнейшие геологические и рудные формации и проблемы металлогении МНР. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Алма-Ата: Наука, 1983, т. 1, с. 87—92.
18. *Кузнецов В.А.* Проблема металлогении Тувы. — Геология и геофизика, 1981, № 2, с. 9—19.

19. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Сняжков В.И. и др. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири. — В кн.: Металлогения Урало-Монгольского пояса. Алма-Ата: Наука, 1983, т. 1, с. 83—87.
20. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
21. Муратов М.В. Урало-Монгольский пояс. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 5—11.
22. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР/В.А. Амантов, Е.В. Быковская, Г.А. Генко и др. Л.: Недра, 1979. 303 с.
23. Паталаха В.И. О состоянии современной тектонической теории: Урало-Монгольский складчатый пояс. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 1—12.
24. Региональная металлогения центральной части Средней Азии/М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, О.П. Горьковой и др. Ташкент: Фан, 1979. 267 с.
25. Сергиевский В.М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Л.: ВСЕГЕИ, 1971. 61 с.
26. Тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1980. 220 с.
27. Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—36.

УДК 553.078 (574)

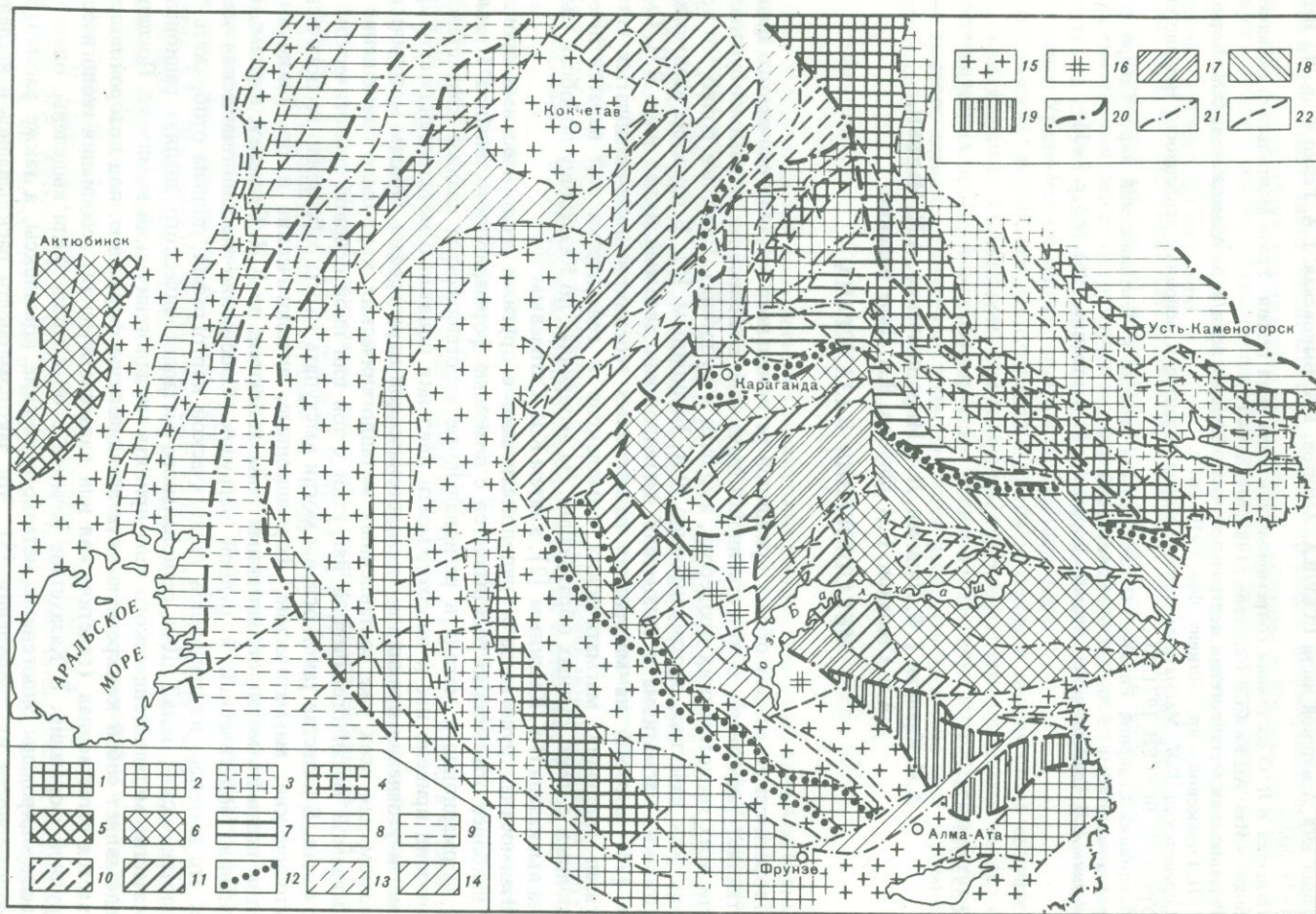
А.К. Каюпов, Г.Ф. Ляпичев, Л.А. Мирошниченко, А.М. Мычник,
А.Е. Степанов, Б.И. Юнусов, В.А. Цареградский

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАЗАХСТАНА

Теоретическую основу общих принципов регионального металлогенического анализа составляет положение о естественноисторической взаимосвязи и взаимообусловленности всех геологических процессов, включая и рудогенез. Наиболее полно это положение, как известно, сформулировано Ю.А. Билибиным [1]. В изучение взаимосвязи тектоники, магматизма и эндогенной металлогении весомый вклад внес В.И. Смирнов [7], который на материалах разнотипных геосинклинально-складчатых систем показал эволюцию магматических комплексов и генетически или парагенетически связанных с ними рудных образований. На материалах по Казахстану подобная мысль была высказана Н.Г. Кассиным [2], а затем К.И. Сатпаевым [6].

Взаимосвязь рудогенеза и рудолокализации с другими геологическими процессами наиболее объективно раскрывается с помощью формационного анализа. Применение формационного метода в регионально-металлогеническом анализе казахстанских палеозойд привело нас к необходимости введения понятия о металлогенической формации и уточнения принципов металлогенической картографии. Общим методическим приемом для всех уже составленных металлогенических карт было совмещение так называемой металлогенической нагрузки с той или иной основой геологического содержания. В качестве такой основы могли выступать карты собственно геологические, тектонические, магматические, формационные, литологические и др. Такие карты нельзя называть металлогеническими; они являются, по К.И. Сатпаеву, картами совмещения геологической и рудной нагрузок. Собственно металлогеническая карта, как это вытекает из принципов геологической картографии, должна отображать "металлогенические тела". Для регионального металлогенического анализа рационально в качестве металлогенического тела принять металлогенический комплекс. Последний представляет собой конкретную металлогеническую формацию, под которой подразумевается естественная (генетическая или парагенетическая) ассоциация геологической и рудной формаций. В Казахстане начиная с 60-х годов были выделены, описаны и классифицированы эндогенные металлогенические комплексы, а также рассмотрены закономерности их проявления [5]. Эти закономерности раскрывались и исследовались с помощью карт металлогенических комплексов, которые уже содержали элементы металлогенического прогноза. Результаты проведенного металлогенического анализа опубликованы в коллективной многотомной монографии "Металлогения Казахстана".

Пространственные и хронологические закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре целиком зависят от истории развития тех геосинклинальных



структур, в которых они возникли. Если говорить об эндогенной металлогении, то в конечном счете особенности магматизма более, чем другие факторы, обуславливают как металлогеническую специализацию отдельных структурных зон и блоков, так и локализацию промышленной минерализации. Магматические формации разной кислотности, уровня и типа щелочности, различного типа и степени дифференциации группируются в три вертикальных палеозойских геолого-формационных ряда, которым отвечают три группы тектонических структур (фиг. 1): а) ортогеосинклинальный, содержащий в основании вулканогенный или вулканогенно-осадочный член офиолитовой ассоциации; б) парагеосинклинальный, содержащий в основании формации более древней континентальной коры; в) медиогеосинклинальный, не содержащий в основании ни офиолитовой ассоциации, ни формаций-индикаторов более древней континентальной коры. Соответственно этому выделяются три группы позднекембрийско-палеозойских металлогенических зон [3, 4], отражающих как особенности пространственного и хронологического размещения рудных формаций, так и закономерности корреляции вещественного состава и строения материнских магматических и связанных с ними рудных формаций (см. таблицу).

Ортогеосинклинальные зоны. Для ортогеосинклинальных зон характерен такой набор рудных элементов: главные — медь, цинк, фосфор, ванадий; второстепенные — тантал, ниобий, вольфрам, олово, титан, железо, марганец, свинец, барий; сопутствующие — молибден, кобальт, никель, рений, редкие земли, редкие щелочи. Только в этих зонах встречаются значительные концентрации ванадия и фосфора и заметные скопления редких земель и редких щелочей. Все другие элементы по масштабам накоплений соответствуют средним (медь, цинк) и мелким (вольфрам, олово, тантал, ниобий, железо, марганец) объектам. Среди сопутствующих компонентов следует выделить рений и молибден. Эти элементы — постоянные спутники стратифицированных фосфорно-ванадиевых (Каратауская зона) и медных (Бошекульская зона) руд.

Ортогеосинклинальные зоны по химизму и особенностям дифференциации рудоносных формаций расчленяются на два типа — чингизский и уральский. Для зон чингизского типа характерно фосфорное, ванадиевое, свинцово-цинковое (каратауский комплекс) и медное (бошекульский комплекс) оруденение. Подчиненное значение имеет оловянная, тантало-ниобиевая, редкоземельная и редкощелочная минерализация (калбинский комплекс). Медному оруденению сопутствуют молибден, рений, кобальт, фосфорно-ванадиевому — тантал, ниобий, рений, молибден. Оруденение этих миогеосинклинальных зон чингизского типа отличается по целому ряду признаков. Так, в ортогеосинклинальных зонах проявлена молибденово-медная минерализация порфирового типа с рением и кобальтом (бошекульский комплекс). Редкие объекты стратиформной колчеданно-полиметаллической, железной и железо-марганцевой минерализации (аягузский комплекс) не выходят за рамки мелких рудных проявлений. Ортомиогеосинклинальные металлогенические зоны выделяются прежде всего фосфорным и ванадиевым оруденением (каратауский комплекс), а также широко проявленной оловянной, тантало-ниобиевой, вольфрамовой, редкоземельной и редкощелочной минерализацией (калбинский комплекс). Особенностью отдельных зон этого типа является бариевая и свинцово-цинковая минерализация, составляющая одну рудную формацию с фосфорным и ванадиевым оруденением.

Структурно-металлогенические зоны уральского типа имеют в основном феми-

Фиг. 1. Схема металлогенического районирования палеозойд Казахстана (орто-, медио- и парагеосинклинальные зоны с докембрийским сиалическим циклом)

1 — 4 — ортогеосинклинальные металлогенические зоны чингизского типа: 1 — медные эвгеосинклинальные, 2 — бариево-свинцово-цинково-фосфорно-ванадиевые миогеосинклинальные, 3, 4 — свинцово-цинково-молибденово-медные миогеосинклинальные (3 — существенно свинцово-цинковые, 4 — существенно молибденово-медные); 5, 6 — ортогеосинклинальные металлогенические зоны уральского типа: 5 — цинково-медные эвгеосинклинальные, 6 — молибденово-медные миогеосинклинальные; 7 — 9 — медиогеосинклинальные металлогенические зоны алтайского типа: 7 — железо-медно-свинцово-цинковые, 8 — молибденово-медно-железорудные, 9 — свинцово-цинково-медные; 10 — 14 — медиогеосинклинальные зоны степнякского типа: 10 — 12 — эвгеосинклинальные (10 — медные, 11 — железо-рениево-молибденово-медные, 12 — вольфрамово-медные); 13, 14 — миогеосинклинальные (13 — золотые, 14 — бариево-свинцово-цинковые); 15 — 19 — парагеосинклинальные металлогенические зоны: 15 — оловянные кокчетавского типа, 16 — фтор-вольфрамово-молибденовые бурунтауского типа, 17 — 19 — вольфрамово-молибденовые прибалхашского типа (17 — существенно вольфрамово-молибденовые, 18 — существенно молибденовые, 19 — существенно свинцово-цинковые); 20 — границы складчатых систем; 21 — границы структурно-формационных зон; 22 — разломы

Металлогеническая специализация структурно-формационных зон палеозойд Казахстана

Структурно-формационная зона		Рудная специализация			Предполагаемые новые типы оруденения, возраст
группа	тип	главная	второстепенная	сопутствующая	
Ортогеосинклинальная	Уральский эвгеосинклинальный	Cu, Zn	Mn, Mo	V, Ba, As, Cd, In, Pb, Co, Ni, Re	Порфировый молибденово-медный, PZ ₃ Березитовый, C ₃ -P
	миогеосинклинальный	Cu, Fe, Mo	Mn, Co	P, Ba, W, Zn, Pb, Sn, Te, Bi, Fe, Re	
	Чингизский эвгеосинклинальный	Cu	Zn, Pb, Mo, Re	Ba, W, As, Sb, Se, Te, Bi, Co, Ni	Колчеданно-медно-свинцово-цинковый, Cm ₁ -Cm ₂ Стратиформный бариевый, бариево-свинцово-цинковый, Cm ₁ -Cm ₂
	миогеосинклинальный	P, V, Ta, Nb, Sn	F, Ba, Zn, Pb, Fe	Mn, W, P.З., P.Щ., Co, Ni, Mo, Re	
Медиогеосинклинальная	Степнякский	Ba, Cu, Zn, Pb, Mo	Fe	P, V, Mn, Sr, Se, Te, Bi, Sn	Стратиформный колчеданно-медно-свинцово-цинковый, свинцово-цинковый, D ₃ -C ₁ s
	Алтайский	Cu, Zn, Pb, Fe	P, Ba	As, Se, Te, Cd, In, Bi	
Парагеосинклинальная	Кокчетавский		Zr, Ta, Nb, Sn	P, Ti, Mn, Ba, W, Cu, Zn, Pb, In, Se, Bi	Березитовый, PZ ₃ Стратиформный фторный, D ₃ -C ₁ Стратиформный бариево-стронциевый со свинцом и цинком, D ₃ -C ₁ Стратиформный рениевый, C ₂ -P ₁ Грейзеновый тантало-ниобиевый
	Бурунтауский	Fe, W, Mo	Ta, Nb, Sn	Zr, In, Bi, P.З., Re	
	Прибалхашский	W, Mo	Cu, Zn, Pb, Fe	F, P.З., P.Э., Se, Te, Cd, In, Bi, Co, Re	
	Казахстанский на каледонском основании	Fe, Mn, Ba, Cu, Pb, Zn, Fe	F, Sr, Ta, Nb, Zr, P.З.	Se, Te, V, W, Cd, Sb, Hg, Te, Co, Re	
	на герцинском основании		Ta, Nb, Zr, P.З., Sn		

ческий профиль оруденения. Главные рудные компоненты — медь и цинк; второстепенные — молибден, железо, марганец, ванадий, титан, кобальт; сопутствующие — никель, барий, фосфор и др. В эвгеосинклинальных зонах выделяют четыре рудные формации — колчедано-цинково-медную (мугоджарский рудный комплекс), марганцевую (шуудакский рудный комплекс), медисто-титаново-ванадиево-железородную (караобинский рудный комплекс) и колчеданно-молибденово-медную (джиландинский рудный комплекс). Среди миогеосинклинальных зон выделены два подтипа. Зоны сакмарского подтипа граничат с платформой. Рудная минерализация здесь развита слабо; она представлена мелкими проявлениями меди, иногда колчеданного типа, и стратиформной марганцевой (косистекский рудный комплекс) минерализацией, для которой специфичны фосфор, вольфрам, барий, редко свинец и цинк. Терригенно-сланцевые миогеосинклинали сакмарского подтипа изучены весьма слабо. По аналогии с другими регионами в этом подтипе зон можно предполагать наличие промышленно-ценных скоплений колчеданных руд, типичных для сланцевых эвгеосинклиналей (по Г.А. Твалчрелидзе). Североджунгарский подтип зон отвечает терригенным ортомиогеосинклиналям с достаточно мощным орогенным гранитоидным магматизмом. Оруденение здесь представлено молибденово-медной минерализацией саякского комплекса, а также редкими и мелкими месторождениями с березитовой, грейзеново-молибденовой, грейзеново-молибденово-вольфрамовой минерализацией.

Медиогеосинклинальные зоны. В этой группе выделены возрожденные медиогеосинклинали (алтайский тип) и новообразованные (степнякский тип).

В алтайском типе зон отчетливо выделяются три подтипа. Зоны риддерско-южноалтайского подтипа характеризуются кремнисто-железной и колчеданно-полиметаллической минерализацией. Руды железа ассоциируют с кварц-кератофировыми вулканитами (пневско-холзунский рудный комплекс). Месторождения железа принадлежат к гидротермально-осадочному вулканогенному типу. Железные руды содержат повышенные концентрации фосфора. В карбонатных разрезах яряду с железным развито свинцовое оруденение. Колчеданно-полиметаллическая минерализация проявляется на протяжении всего геосинклинального этапа, включая завершающие интрузивные образования габбро-гранодиорит-плагиогранитовой формации. По условиям отложений выделяются гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические руды. Первые (риддерский рудный комплекс) играют незначительную роль в рудном балансе, и выделение их в самостоятельный тип пока вызывает острые дискуссии. Основные концентрации руд связаны с гидротермально-метасоматическим рудообразованием (зырянский рудный комплекс). На ряде объектов наблюдается совмещение гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического рудопроявлений с формированием комбинированных месторождений (рудноалтайская ассоциация) — свинцово-цинковых с подчиненной ролью меди и обогащенных рассеянными элементами (селен, теллур и др.).

Космурунско-николаевский подтип зон отвечает полициклическим структурам типа вторичных островных дуг. Свинцово-медно-цинковая минерализация здесь характеризуется широкими вариациями основных рудных компонентов при постоянном преобладании в рудах меди и цинка (космурунский и иртышский рудные комплексы). Другая особенность рудной минерализации заключается в сравнительно широком развитии бариевого оруденения. Чаще всего распространено колчеданное медное, медно-цинковое, свинцово-медно-цинковое, барит-полиметаллическое оруденение. Из сопутствующих элементов обычны селен, теллур, мышьяк, сурьма, индий, молибден, кадмий, висмут. В космурунско-николаевском подтипе, как и в риддерско-южноалтайском, формирование большинства месторождений двуэтапное. С первым этапом связаны бедные медью и цинком серноколчеданные гидротермально-осадочные руды (акбастауский рудный комплекс), а со вторым — богатые колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические гидротермально-метасоматические руды (космурунский и иртышский рудные комплексы).

Тектонотипом тургайского подтипа медиогеосинклинальных металлогенических зон может служить позднегерцинский Зауральский структурно-формационный пояс. Его позднегерцинские структуры представляли собой медиогеосинклинали, возникшие на месте раннегерцинских ортогеосинклиналей. Геосинклинальный магматизм здесь сравнительно интенсивный, хотя и кратковременный. Наряду с последовательно дифференцированной андезитово-дацитово-гранитовой формацией проявлена комагматичная ей габбро-тоналитовая. Тектоно-магматические и металлогенические особенности, возможно, отражают

своеобразие геосинклинальных структур, подобных позднегерцинским зауральским. Можно предполагать, что они возникли в процессе раздвига блоков земной коры, но, вероятно, менее глубокого заложения, чем в структурах уральского типа. Металлогения описываемого подтипа зон определяется скоплениями скарновых магнетитовых руд и молибденово-медной минерализацией порфирирового типа (бенкала-сарбайский рудный комплекс). Постоянные примеси железных руд — медь и кобальт, молибденово-медных — рений. На скарново-железорудных полях интенсивно проявлен хлорный и щелочной, натриевый метасоматоз, изменяющий как вулканогенно-осадочные, так и интрузивные породы. В результате формируются крупные поля скаполитовых и альбитовых метасоматитов, почти лишенных железа первичных пород. Другой характерной чертой этого подтипа структурно-металлогенических зон являются титаномагнетитовое оруденение в габброидах и стратиформная медная (медистые песчаники), медно-свинцово-цинковая (колчеданного типа), свинцово-цинковая и железная минерализация.

Медиогеосинклинальные металлогенические зоны степнякского типа по особенностям строения формационных рядов делятся на три подтипа. Первый, крыккудукский, подтип включает зоны, соответствующие новообразованным структурам рифтового типа (карсакпайская, сарытумская, степнякская и др.). Второй, акбакай-бестюбинский, подтип объединяет зоны, возникшие на месте структур типа магматизированных швов (дагаделинская, коккас-акбакайская и др.), которые развиваются на бортах древних рифтовых структур. Третий, котырасанский, подтип включает медиогеосинклинальные структуры, образовавшиеся на границе ортоструктур и континентальных блоков.

Зоны крыккудукского подтипа выделяются сравнительно мощным раннегеосинклинальным вулканизмом, представленным контрастно-дифференцированными сериями и интенсивным островодужным магматизмом. Роль железа, несмотря на большое количество железорудных месторождений, в них незначительна. Характерна следующая минерализация: главная — березитовая и скарново-железная; второстепенная — порфирировая молибденово-медная, скарновая и кварцевожильная медная. С гранодиоритовой формацией ассоциируют месторождения скарновых железных и кобальтово-железных, скарновых и жильных медных и порфирировых молибденово-медных руд. Железорудная минерализация проявлена в основном в полях интенсивной альбитизации и калишпатизации как гранитоидов, так и вмещающих их основных и средних эффузивов.

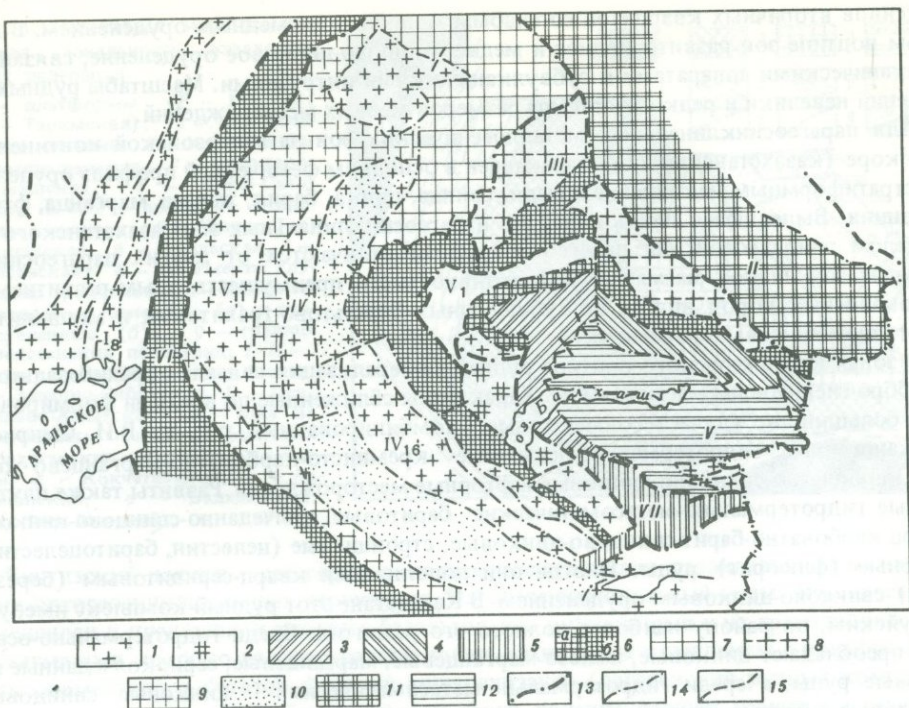
Зоны акбакай-бестюбинского подтипа — шовные структуры, с интенсивным андезитобазальтовым вулканизмом и диорит-гранодиоритовыми интрузиями. Для них характерна медная минерализация.

Зоны котырасанского подтипа представляют собой шовные медиогеосинклинали с очень слабым раннегеосинклинальным и достаточно мощным островодужным магматизмом, проявленным как в эффузивной, так и в интрузивной форме. Раннегеосинклинальный базальтово-плагиолипаритовый вулканизм развит лишь в узких приразломных поясах, более широко распространены тоналит-гранодиорит-плагиогранитовые интрузии. Металлогения таких зон определяется месторождениями ренийо-молибденово-медной формации. Скопления меди, молибдена и рения сосредоточены в месторождениях типа порфирировых руд.

Парагеосинклинальные зоны. К этим зонам приурочены месторождения меди, свинца, цинка, бария, железа, марганца, вольфрама, молибдена, фтора. Отмечаются небольшие скопления тантала, ниобия, циркония, олова, никеля, фосфора. Из сопутствующих элементов распространены висмут, таллий, ртуть. Среди парагеосинклинальных металлогенических зон [5] выделяются зоны, наложенные на палеозойскую и допалеозойскую континентальную кору (фиг. 2).

Последние подразделяются на три типа — активизированные срединные массивы кокчетавского и бурунтауского типов и парагеосинклинали прибалхашского типа — так называемые вулканические пояса.

Кокчетавский тип зон представляет собой жесткие дорифейские блоки, слабо переработанные палеозойскими геосинклиналями и имевшие тенденцию к преимущественному воздыманию. Здесь кристаллический дорифейский цоколь перекрыт прерывистым, в основном осадочным чехлом. Характерен мощный гранитоидный интрузивный магматизм, более кислый, чем в синхронных формациях геосинклинальных зон. Типовыми металлогеническими формациями являются перидотит-пироксенит-норитовая с сульфидным медно-никелевым оруденением (златогорский рудный комплекс) и щелочно-ультраосновная с титаново-фосфорно-редкоземельно-железорудным оруденением (красномайский рудный комплекс). С монзонит-граносиенитовым магматизмом свя-



Фиг. 2. Парагеосинклинальные металлогенические зоны

1 — оловянные кокчетавского типа; 2 — фтор-вольфрамово-молибденовые бурунтауского типа; 3 — 5 — вольфрамово-молибденовые прибалхашского типа: 3 — существенно вольфрамово-молибденовые, 4 — существенно молибденовые, 5 — существенно свинцово-цинковые; 6 — 12 — зоны казахстанского типа: 6 — железо-марганцево-бариево-свинцово-цинковые (а — существенно бариево-свинцово-цинково-вольфрамово-молибденовые, б — существенно железо-марганцево-бариево-стронциево-свинцово-цинковые), 7 — ртутно-сурьмяные, 8 — фтор-редкоземельные, 9 — медно-железорудные, 10 — свинцово-цинково-ренийево-медные, 11 — редкоземельные, 12 — вольфрам-молибденовые; 13 — границы складчатых систем; 14 — границы структурно-формационных зон; 15 — разломы

зана мышьяковая, висмутовая и оловянная минерализация. Рассматриваемый тип структурно-металлогенических зон характеризуется в целом слабой рудоносностью.

Бурунтауский тип парагеосинклинальных зон выделяется позднекембрийско-раннепалеозойским, преимущественно осадочным чехлом и развитием каледонского и герцинского, главным образом интрузивного гранитоидного магматизма. Особенно широко развиты гранодиорит-гранитовые и гранитовые формации, а нередко и дацит-липаритовые вулканиты. Магматизм в основном ареальный, обусловленный, вероятно, проплавлением кровли неглубоко залегающих очагов и выбросом огромного количества пирокластического материала. Оруденение в большинстве случаев редкометальное-вольфрамово-молибденовое, оловянное, тантало-ниобиевое. Слабо развита железо-марганцевая и свинцово-цинковая минерализация, принадлежащая к проявлениям стратиформного типа. Промышленно-ценные скопления образуют только вольфрам, молибден и фтор. Характерная особенность зон этого типа заключается в относительно широко распространенной, но убогой оловянной минерализации и в богатстве вольфрамово-молибденовых руд висмутом (караобинский рудный комплекс).

Зоны прибалхашского типа представляют собой парагеосинклинали с очень мощным фемическим и особенно сиалическим магматизмом. Наблюдается многократное повторение андезит-липаритовых, андезит-базальтово-липаритовых, базальтово-липаритовых формаций разного уровня щелочности, всегда сопровождающихся комагматичными гранодиорит-гранитовыми и монзонит-граносиенитовыми комплексами. Здесь широко развиты нормальные и существенно калишпатовые граниты, аляскиты, щелочные граниты. Выделяются два подтипа — северобалхашский и илийский. Металлогенический профиль зон северобалхашского подтипа определяют вольфрам, молибден, медь, свинец, цинк. Промышленные концентрации образуют только вольфрам и молибден. Все остальные элементы широко распространены, но в крупных скоплениях не встречаются. Особенностью металлогенических зон этого подтипа является широкое распространение

массивов вторичных кварцитов со слабым молибденово-медным оруденением. В илийском подтипе зон развито медное и медно-свинцово-цинковое оруденение, связанное с вулканическими аппаратами и субвулканическими интрузиями. Масштабы рудных проявлений невелики и редко достигают размеров мелких месторождений.

Для парагеосинклинальных металлогенических зон на палеозойской континентальной коре (казахстанский тип) характерен в основном фемический профиль оруденения со стратиформным накоплением меди, свинца, цинка, бария, железа, марганца, фтора и стронция. Выделяются шесть подтипов парагеосинклинальных зон казахстанского типа. В целом эпипалеозойские парагеосинклинали отличаются от других парагеосинклинальных зон низкой магматической активностью и преимущественным развитием высококалийных пород вплоть до субщелочных базальтово-трахитовых и монзонит-сиенит-граносиенитовых формаций.

В зонах караджальского подтипа рудная минерализация связана с трахибазальтовым и габбро-сиенитовым магматизмом. Характерны сближенные по времени формирования и в большинстве случаев совмещенные (комбинированный тип, по В.И. Смирнову) вулканогенные гидротермально-осадочные кремнисто-карбонатно-марганцево-железные, карбонатно-свинцово-цинковые и фторные месторождения. Развита также плутоногенная гидротермально-метасоматическая баритовая, колчеданно-свинцово-цинковая, кварц-карбонатно-барит-свинцово-цинковая, стронциевая (целестин, баритоцелестин) и фторные (флюорит) руды. Иногда они дополняются кварц-серицитовым (березитовым) свинцово-цинковым оруденением. В Казахстане этот рудный комплекс именуется атауским, по району наиболее полного его развития. Среди гидротермально-осадочных преобладают цинковые, железо-марганцевые, марганцевые, серноколчеданные и баритовые руды, а среди гидротермально-метасоматических — цинковые, свинцовые и баритовые с ртутью, таллием и другими сопутствующими компонентами. Промышленно-значимые скопления железа, марганца, барита, реже свинца и цинка связаны с гидротермально-осадочным рудообразованием. Значительная масса цинка, свинца, а также высокие концентрации барита принадлежат к гидротермально-метасоматическому типу. Двойственное гидротермально-осадочное и гидротермально-метасоматическое происхождение, видимо, имеет стронциевая и фторная минерализация.

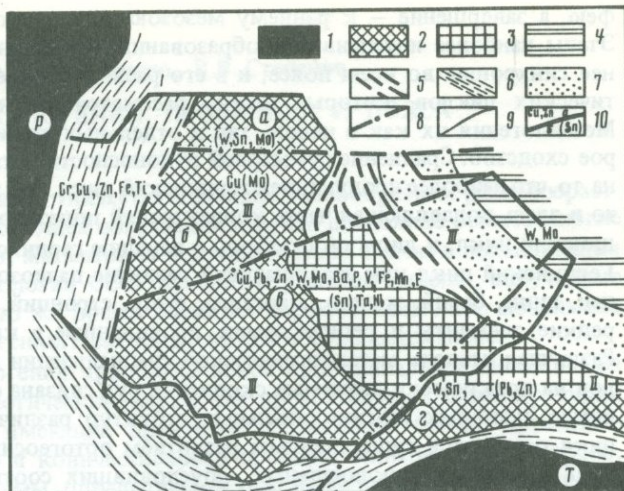
Зоны джезказганского подтипа представляют собой герцинские, длительно развивавшиеся парагеосинклинали, возникшие на месте медно-геосинклинальных структур степняцкого типа и остаточных ортогеосинклиналей, находившихся в палеозойское время в условиях очень вялого тектоно-магматического режима. Магматизм в них проявлен крайне слабо и во многих случаях только предполагается. В рудоносных толщах достоверно установлены только туфы основного состава. Известны послескладчатые гранитоидные интрузии, принадлежащие к монзонит-гранитовой формации. В рассматриваемых структурно-металлогенических зонах основное значение имеет медное оруденение типа медистых песчаников. В парагенезисе с медью в повышенных концентрациях присутствуют свинец, цинк, рений и кобальт (джезказганский рудный комплекс). Подчиненную роль играет марганцевая минерализация (Джезды, Жаксыкотр), а также железное свинцово-цинковое с барием оруденение. В рудных полях марганцевых месторождений отмечаются силлоподобные тела базальтов, которые приводятся в качестве аргумента в пользу связи марганцевого оруденения с вулканизмом. Парагенезис рудных элементов в зонах этого подтипа типично фемический, характерный для месторождений, связанных с базальтовым магматизмом. Природа источника меди в песчаниках дискуссионна. Новейшие материалы доказывают совпадение бедной сингенетичной и богатой эпигенетичной медной минерализации в отдельных месторождениях.

Ирисуйский подтип зон представляет собой герцинские парагеосинклинали, наложенные на каледонские ортомиogeосинклинальные структуры. Для них характерно спорадическое развитие комагматичной ассоциации щелочных базальтоидов, трахитов, пироксенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. С вулканитами этой ассоциации связаны мелкие скопления слабо титанистых магнетитовых руд с апатитом (даубабинский рудный комплекс), а плутоногенный магматизм сопровождается среднemasштабной скарновой медно-железной минерализацией с кобальтом и цинком (ирисуйский рудный комплекс).

Карагайлинский подтип парагеосинклинальных металлогенических зон объединяет площади консолидированных каледонских медиogeосинклиналей. Эти зоны отличаются весьма слабым герцинским монзонит-граносиенитовым магматизмом, сопровождаемым бедной ртутно-сурьмяной минерализацией с мышьяком.

Фиг. 3. Поперечная металлогеническая зональность казахстанских палеозоид

1 — платформы (P — Русская, T — Таримская); 2 — 4 — мозаичные системы: 2 — Кокчетав-Северотяньшанская, 3 — Джунгаро-Балхашская, 4 — Алтае-Саянская; 5 — 7 — линейные складчатые системы: 5 — Чингиз-Тарбагатайская, 6 — Уральская, 7 — Зайсанская; 8 — фрагменты глубинных разломов; 10 — полезные ископаемые основные (a) и второстепенные (б); 9 — граница казахстанских палеозоид; I—II — ветви Урало-Сибирского пояса: I — Западно-Сибирская II — Центрально-Азиатская; III — зона их сочленения; блоки мозаичных казахстанских складчатых систем: a — Кокчетавский, б — Акмолинский, в — Балхашский, г — Тянь-Шанский



Чингизский подтип — это герцинские парагеосинклинали, развивавшиеся на каледонских ортогеосинклинальных структурах. Парагеосинклинальный магматизм здесь очень интенсивен и представлен андезито-базальтовыми вулканитами и их гранодиоритовыми комагматами, широко распространены также гранитовые комплексы с вольфрамовой, редкоземельной и богатой фторной минерализацией (дегеленский рудный комплекс). Из металлогенических особенностей зон этого подтипа следует отметить кремнисто-железисто-марганцевую гидротермально-осадочную минерализацию в фамене, аналогичную по условиям проявления и стратиграфическому положению месторождениям Ата-суйского района. Отличия заключаются в бедности фаменских рудоносных отложений чингизского подтипа свинцом, цинком и барием. Пространственное совмещение стратифицированных кремнисто-железистых горизонтов с редкоземельной плутоногенной минерализацией приводит к формированию метаморфических магнетитовых руд и как следствие к появлению полигенных рудных образований (в частности, скарново-магнетит-редкоземельных), генетически связанных с разными этапами геологической истории этих зон.

В жарминском подтипе парагеосинклинальных зон широко развиты формации гранитового семейства, среди которых заметная роль принадлежит щелочно-гранитовой формации, определяющей основной редкометалльно-редкоземельный металлогенический профиль таких зон. В их пределах известно медно-никелевое оруденение (максутский рудный комплекс), тектоно-магматическая позиция которого не может считаться твердо установленной. Не исключено, что это наиболее поздний парагеосинклинальный комплекс, связанный с магматизмом траппового типа.

Помимо рассмотренной продольной металлогенической зональности, существует поперечная зональность (фиг. 3). Статистический анализ показывает, что более половины всех месторождений казахстанских палеозоид приходится на область смыкания Западно-Сибирской и Тяньшанской ветвей Урало-Монгольского складчатого пояса (Балхашский блок). Это часть палеозоид характеризуется гораздо большим разнообразием рудных формаций и полезных компонентов. Основной причиной такой руднонасыщенности Балхашского блока надо считать его повышенную магматическую проницаемость и связанную с ней тектоническую подвижность. Они, вероятно, обусловлены диагональным положением Балхашского блока по отношению к континентальной раме Урало-Монгольского пояса. Такое положение блока определило постоянные вертикальные и горизонтальные движения литосферных блоков при любом плане тангенциальных напряжений.

Таким образом, выделенные по тектоно-магматическим признакам три группы тектонических структур четко различаются по особенностям металлогении. Это еще раз подтверждает обоснованность и конструктивность такого расчленения тектонических структур, что позволяет использовать принятую классификацию в качестве одного из важных прогнозно-оценочных факторов.

Развитие казахстанской части позднекембрийско-палеозойского Урало-Сибирского складчатого пояса представляется как единый процесс, начало которого относится к ри-

фею, а завершение — к раннему мезозою, после чего он стал молодой платформой. Этапы наиболее интенсивного образования коры континентального типа более или менее синхронны во всем поясе, и в его развитии выделяется несколько тектоно-магматических циклов, которые можно рассматривать и как металлогенические циклы. Металлогения их как в целом, так и отдельных стадий отличается, хотя есть и некоторое сходство. Сравнение суммарной рудоносности металлогенических циклов указывает на то, что наиболее продуктивен герцинский цикл. Что же касается отдельных элементов, то и здесь подавляющая часть концентраций полезных компонентов приходится на герцинский цикл, и лишь по фосфору и ванадию герцинский цикл уступает каледонскому. Герцинский цикл как завершающий развитие палеозойд специализирован на медь, свинец, цинк, барий, железо, марганец, фтор, стронций, а также на вольфрам, молибден, редкие элементы и редкие земли, проявленные в каледонском цикле незначительно. Различная степень металлогенической специализации каледонского и герцинского циклов на практически значимые скопления руд связана с разным соотношением в каждом цикле активных геосинклинальных структур различного типа. В целом каледонский цикл отличается существенным развитием ортогеосинклинальных структур, а герцинский — парагеосинклинальных, обусловивших соответствующую металлогеническую специализацию этих циклов.

Таковы главнейшие закономерности пространственного и хронологического размещения в казахстанских палеозойдах рудных формаций, которые лежат в основе металлогенического районирования. Можно считать, что установлена связь определенного набора эндогенных месторождений с определенным типом тектонических структур и определенным типом магматических формаций, а также выявлены общие петролого-петрохимические и другие прогнозно-оценочные критерии для отдельных типов оруденения. Все это позволяет не только давать перспективную оценку слабо изученных регионов, но и обосновывать прогноз на новые типы оруденения в пределах известных структурно-формационных зон. Однако для перспективной оценки известных рудных узлов, особенно на промышленное оруденение, а также для обоснования глубинных поисков необходим более высокий уровень знания вещественных особенностей как рудоносных магматических формаций, так и ассоциирующих с ними рудных проявлений. В свете этого одной из первоочередных задач регионально-металлогенических исследований Казахстана нужно считать изучение естественных парагенезисов рудообразующих элементов в разных рудных формациях и минерально-парагенетический анализ материнских магматических формаций. Другой задачей является уточнение и детализация пространственных и хронологических закономерностей проявления рудных формаций с точки зрения выяснения характера связи оруденения с пространственно-хронологическими факторами эволюции геосинклинальных структур. Решение этой задачи позволило бы уточнить вопросы о месте рудообразования в ходе геологического развития структур, глубине заложения рудогенерирующих процессов, а также об источнике рудного вещества и взаимосвязи рудогенеза и основного геологического процесса. Эта задача не может быть решена без палеомагматических, палеотектонических и палеометаллогенических реконструкций.

Л и т е р а т у р а

1. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Наука, 1955. 85 с.
2. Кассин Н.Г. Металлогенические процессы Казахстана. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Вторая сер., 1938, 67, вып. 2, с. 333–364.
3. Ляпичев Г.Ф., Нурлыбаев А.Н., Старов В.И., Панченко А.Г. Плутонизм и тектоника. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 101–139.
4. Металлогения Казахстана: Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозойд. Алма-Ата: Наука, 1977. 190 с.
5. Металлогения Казахстана: Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата: Наука, 1983. 208 с.
6. Сатаев К.И. Избранные труды. Т.3. Алма-Ата: Наука, 1968. 313 с.
7. Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1961, т. 5, с. 17–82.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ, ПРОВИНЦИИ И ПОЯСА

Обширная территория Казахстана отличается большим разнообразием разновозрастных геологических структур, их хорошей обнаженностью, что позволило решить многие вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма и металлогении. Сейчас в подавляющем числе обобщающих трудов по геологии СССР находят отражение выводы, полученные на казахстанском материале. В то же время остаются нерешенными либо возникают новые важные проблемы металлогении. Некоторые из них обсуждаются ниже.

Следует признать, что металлогения приобрела новое принципиальное значение: из чисто познавательной ветви геологической науки она превратилась в синтезирующий теоретический раздел геологии, имеющий практическое значение. Сейчас металлогения — это основа качественного и количественного прогноза минеральных ресурсов, главный элемент логической системы, определяющей основные направления поисково-разведочных работ. Рассмотрим ее некоторые современные проблемы на материалах Казахстана.

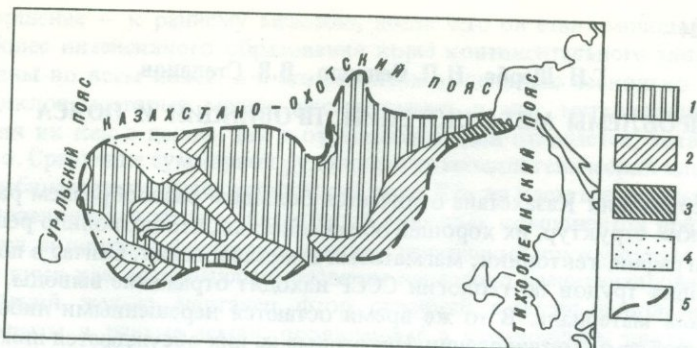
РАЙОНИРОВАНИЕ

Поскольку металлогения является одной из форм геологического развития, то самой естественной основой районирования должна служить геотектоника, ибо она наиболее полно отражает результаты геологического формирования конкретного региона. Учитывая фрагментарно-аккреционный стиль строения земной коры Казахстана, установленный еще в 1935 г. Н.Г. Кассиным, естественно выделить два класса структур — относительно устойчивые блоки и соединяющие их подвижные области, названные нами геотектоногенами соответственно каркасного и линейного типов. Можно заметить, что и последующее деление на геоструктуры все убывающих рангов может быть выдержано по тому же принципу (поднятия и сопряженные прогибы, геоантиклинории и геосинклинории, блоки и обрамляющие разломы зоны) со своим вещественным выражением (структурно-формационные зоны и подзоны — магматогенные, терригенные, вулканогенно-осадочные и хемогенные).

В структурном отношении территория Казахстана состоит из трех главных элементов: части Русской платформы (Прикаспий), Уральской складчатой системы (Южный Урал, Мугоджары, Тургай) и Восточного Казахстана — гетерогенной ассоциации устойчивых блоков, спаянных складчато-магматогенными системами.

Еще в 1958 г. на I Всесоюзном металлогеническом совещании Г.Н. Щерба [4] выступил с предложением выделить на территории нашей страны и мира редкометалльные и многометалльные пояса различного ранга, в том числе и Срединный, или Казахстано-Байкало-Охотский, пояс. В то время по этому вопросу прозвучала резкая и несправедливая критика. Поэтому теперь можно испытать известное удовлетворение по поводу того, что X совещание (1983 г.) проходило с признанием значения именно этого пояса.

Урал очень популярен у наших металлогенистов, и Уральский пояс "протягивают" в различные стороны: к востоку (Урало-Сибирский, Урало-Монгольский, Урало-Охотский), юго-востоку (Урало-Тяньшанский), югу (Урало-Оманский) и даже к северу (Циркумполярный) [2, 3]. Может быть, правильнее "оставить" Уралу уральские структуры, выраженные меридиональной шовной структурой между Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформами и представляющие собой стык двух континентов — Европы и Азии. Сложную и в целом субширотную непрерывно-мозаичную аккреционную зону, спаявшую две части Азиатского материка, лучше называть Казахстано-Охотским поясом, выделяя внутри него Казахстано-Центрально-Азиатский и Монголо-Охотский сегменты. К тому же у этих двух регионов различий в строении и металлогении гораздо больше, чем сходства. Металлогения субдолготного Урала уникальна и характеризуется поперечной линейной зональностью. Восточнее расположена совершенно иная структура. Это в общем протяженная трансасиатская субширотная Арало-Байкало-Охотская зона многократной деструкции и аккреции. Она может рассматриваться как полициклический рудный пояс (байкальско-каледонско-герцинско-киммерийский) II ранга длиной 5000 км и шириной 700—1000 км с разнообразным эндо- и экзогенным



Фиг. 1. Обзорная схема Казахстано-Охотского пояса

1—3 — структуры тектоно-магматических циклов: 1 — байкальско-каледонского, 2 — герцинского, 3 — киммерийского; 4 — породы чехла; 5 — границы пояса

оруденением, упорядоченным в пределах металлогенических провинций и поясов III ранга с их раскрытием и омоложением к востоку (фиг. 1). К югу от рассматриваемой зоны расположена другая субширотная система такого же масштаба — Кавказско-Тяньшанско-Приморская, а еще южнее — Тетис.

Несмотря на предпринятую еще Е.Т. Шаталовым и его группой разработку принципов районирования, в этом вопросе до сих пор не удалось достигнуть единого подхода. Учитывая многолетний казахстанский опыт, предлагается в пределах Казахстана выделять элементы металлоносных территорий III ранга (размеры — сотни километров); металлогенические провинции на месте относительно более устойчивых блоков типа срединных массивов и металлогенические пояса на месте спаявшихся эти блоки линейных складчато-магматогенных аккреционных зон [4, 5, 9]. Таким образом, предлагается в качестве основы иметь не площадные, а объемные элементы структуры земной коры.

Прежнее понимание металлогенической провинции как территории с ярко проявленной монометалльной минерализацией (ртутная, серебряная, медная, фторная и т.д.) не имеет универсального значения, поскольку все сколько-нибудь крупные геологические структуры многометалльны, а монометалльность в большей степени сохранила свое значение лишь в масштабе отдельных частей провинций и поясов, в подчиненных им отдельных зонах. Даже такая, казалось бы, общеизвестная медная провинция, как Джезказганская, на самом деле является цинково-свинцово-марганцево-рениево-медной. Предложенное разделение устраняет многие противоречия в отношении монометалльных провинций, когда они либо были частями поясов, областей и районов, либо далеко выходили за их пределы.

Металлогенические провинции и пояса, включающие промышленные месторождения, именуется рудными провинциями и поясами. Распределение оруденения в первых — сетчато-узловое, во вторых — линейно-узловое. В тех и других выделяются металлогенические зоны, рудные районы, рудные зоны, рудные узлы и поля.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Структуроформирующей геодинамической моделью развития земной коры принимаются глубинные подвижные зоны — области активного взаимодействия верхней мантии и расслоенной земной коры в условиях ротационного режима планеты. Эта модель объясняет ступенчатое развитие земной коры.

Вопрос о влиянии строения земной коры на состав металлоносности верхних ярусов рассматривался на примере Центрального и Южного Казахстана еще в 1960 г. Тогда было установлено, что над наиболее мощной сиалитизированной корой расположены площади с редкометальным оруденением, над промежуточной — с полиметаллическим и над наименее мощной (43 км и менее) — с медным и сидерофильным. Главные рудные зоны на глубине отмечены уступами в рельефе поверхности М. Следовательно, основные структурные элементы были сформированы до фанерозоя и в последующем не претерпевали существенного пространственного смещения и изменения за исключением областей киммерийско-альпийского континентального горообразования (Алтай, Джунгария, Тянь-Шань).

В последующем было обращено внимание на соотношение слоев внутри земной ко-

ры, их мощностей, приближенности к поверхности. Было установлено, что начальные этапы каждого геотектонического цикла сопровождались утонением земной коры, разрывами и раздвиганием метагранитного слоя в осевых частях глубинных подвижных зон, ее деструкцией, гребнеобразным поднятием ранее сформированного metabазальтового слоя, насыщением основными магматитами, регенерацией [9]. Последнее воспринималось обычно как новообразование океанической коры.

Таким путем в рассеченных многослойных плитах с их внутренними дифференцированными перемещениями создавалась резкая неоднородность строения стержневой части глубинной подвижной зоны и прилегающих крыльев, определившая в последующем различие степени преобразования земной коры и полосовое расположение структурно-формационных зон, а вместе с этим и различие металлогенических зон. Оно находилось в соответствии со степенью базальтоидности (K_B), дифференцированности ($K_{ДФ}$) и гранитизации (K_G) регенерированной земной коры, определяемой по отношению мощности соответствующих слоев к суммарной мощности земной коры (без седиментационного слоя). Эти показатели имеют значение при прогнозировании металлоносности перекрытых территорий [1, 5, 8].

В связи с индивидуальными особенностями геологического развития у каждого типа структур нет строгой универсальности, как нет и полной аналогии в металлоносности.

ЦИКЛИЧНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Каждый элемент земной коры прошел сложную историю развития, включая и металлогению. Еще на I Всесоюзном металлогеническом совещании В.И. Смирнов [4, 6] выступил с обоснованием полицикличности металлогении геосинклиналей. В последующем эта идея нашла широкое подтверждение. Одновременно с геотектоническим циклом, формированием серий и рядов геологических формаций образовывались и соответствующие серии и ряды рудных формаций, создавая продуктивные этажи и ярусы (фиг. 2, 3, см. вкл.). В полициклических структурах происходило наслаивание, пропитывание либо регенерация этажей и ярусов (ступенчатое развитие земной коры). Полицикличность имеет глобальное значение и распространяется на все виды структур, в том числе и на консолидированные блоки, в которых она выступает в виде так называемых активизаций. Отмечается скольжение во времени начала и завершения циклов и эпох, асинхронность, волнообразность, как бы мигрирующая в пространстве по поверхности планеты в рамках поясов и провинций разных рангов. В пределах Казахстано-Охотского пояса наблюдается общее омоложение циклов по направлению с запада на восток (байкалиды → альпиды). В Казахстане для начала раннегерцинской эпохи намечается обратное скольжение — с востока на запад (со скоростью 50 км за 1 млн. лет). Здесь же проявлены протерозойский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский циклы (два последних в основном деструктивные) продолжительностью 170—130 млн. лет и эпохи — 43—60 млн. лет. Основными для Казахстана являются каледонский и герцинский циклы, каждый с тремя эпохами [5, 9].

В результате возникла первичная зональность разного порядка. *Вертикальная зональность* включает *мегазональность* в рамках накладывающихся слоев земной коры и продуктивных этажей, *макрозональность* — продуктивных ярусов, *зональность* — рудных узлов, полей и месторождений, *микрорональность* — рудных тел. В целом она подчиняется определенным ритмам с увеличением литофильности кверху. Зональность каждого цикла в первом приближении трехслойная и представлена продуктами ранней, средней и поздней эпох. В целом мы имеем многослойную ритмичную эволюционно-циклическую зональность, распространяющуюся на значительные глубины (первые десятки километров). Экзогенные концентрации металлов заняли господствующее положение в киммерийский и альпийский циклы.

Формированию месторождений с высокой концентрацией элементов предшествовала сложная история геологического преобразования вещества, многократная дифференциация, смешение, взаимодействие, миграция. Поэтому изотопные и радиохронологические исследования редко дают однозначные результаты для определения возраста оруденения и его источников. Пока недостает и реперных данных для внесения корректив в получаемые значения.

Прежние представления о существовавшем в Казахстане непрерывном геосинкли-

нальном процессе и простом эволюционном развитии его металлогении и зональности не подтверждаются современными данными.

Горизонтальная зональность соответствующих рангов выражена в расположении провинций и поясов, металлогенических и рудных зон, рудных узлов, полей, месторождений и рудных тел определенного состава. Центральная часть Казахстана с наиболее сиалитизированной корой насыщена халько-лиитофильным оруденением, по направлению к западу растет значение сидерофильного оруденения, а к востоку — халькофильного (медно-полиметаллического). К югу преобладающее медно-полиметаллическое оруденение сменяется редкометальным. Экзогенное оруденение является вторичным и в большинстве случаев повторяет контуры первичного эндогенного. Первичная горизонтальная неоднородность геохимического поля Казахстана еще усиливается вследствие неодинаковой эродированности различных частей разновозрастных и разных по рудонасыщенности продуктивных этажей и ярусов. В целом латеральная зональность имеет линейно-мозаичный характер.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Роль глубинных разломов для металлогении была достаточно оценена на I Всесоюзном металлогеническом совещании, и они использовались нами еще в первых прогнозных картах (1953 г.), составленных под руководством К.И. Сатпаева. Разломы являлись границами блоков, а их параллельные протяженные системы формировали глубинные подвижные зоны — основные кинематические и геодинамические системы геотектоногенов и их составляющих элементов — структурно-формационных зон, поясов магматизма, областей деструкции и регенерации земной коры, областей повышенной проницаемости и наиболее активного проявления тектонических, магматических и рудообразующих процессов. На сопряжении таких структур расположены наиболее крупные рудные районы (Атасуйский, Джекказганский, Каркаралинский, Кендыктасский и др.). Одновременно были выделены системы поперечных глубинных разломов, которые определяли размещение локальных образований — центров магматизма, рудоподводящих структур и основных рудных узлов в пределах поясов и провинций. Именно они существенно влияли на рудораспределение и обусловили "регулярное" размещение рудных объектов [1, 2, 4].

Рудоконтролирующие трещинные системы оказались довольно сложными, индивидуализированными для обособленных блоков. Общепланетарные регматические системы обычно не имеют прямого отношения к рудоносности. Круговые и дуговые системы трещин многообразны по происхождению: вулканотектонические, тектонические, интрузивные, унаследованные, диапировые, астроблемные и др. Рудоносны они в случае достаточной глубинности.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ПОЯСА КАЗАХСТАНА

Казахстан с его провинциями и поясами III ранга занимает западный фланг Казахстано-Охотского пояса II ранга. Земная кора имеет мощность, меняющуюся в широких пределах — от 30 км в Прикаспии до 60 км в Северном Тянь-Шане. Она принадлежит к зрелому континентальному типу, многослойная (слои — метабазальтовый, метадиоритовый, метагранитный, вулканогенно-осадочный и рыхлый осадочный). Ее древний метагранитный (гранито-гнейсовый) слой перекрыт байкальским, каледонским, герцинским этажами, а в понижениях — и киммерийско-альпийским осадочным чехлом. По структуре кора наклонно-скупенно-слоистая, обладает элементами дискретности с наличием более однородных фрагментарных континентальных блоков (обычно древней консолидации) и линейных областей неоднократной последующей регенерации.

В согласии с указанными выше принципами на территории Казахстана нами выделены следующие металлогенические провинции и пояса [1, 5, 9]: провинции — Прикаспийская, Аральская, Кокшетауская, Баянаульская, Тенизская, Джекказганская, Балхашская; пояса — Уральский (Мугоджарский), Турганский, Улытауский, Мангышлакский, Каратауский, Северо-Тяньшанский, Чу-Илийский, Успенский, Чингиз-Тарбагатайский, Жарма-Саурский, Алтайский.

Уже выполнено комплексное исследование ряда поясов (Алтайского, Успенского, Мугоджарского, Чу-Илийского, Жарма-Саурского, Каратауского, Чингиз-Тарбагатайского), проводится обобщение материалов до Джекказганской, Кокшетауской и Балхаш-

ской провинциям. Комплексные исследования регионов стали новым этапом в познании геологии и богатств недр Казахстана.

К настоящему времени в Казахстане выявлено большое количество рудных месторождений и рудопроявлений различных формаций, не считая многих точек минерализации и геохимических аномалий, в том числе железорудных, марганцевых, медных, свинцово-цинковых. Из докембрийских месторождений пока известны каледонские и герцинские.

Описание провинций и поясов, систематика формаций и другие более подробные сведения приведены в недавно изданных книгах [5, 7, 9], поэтому отметим лишь главные их особенности.

Провинции

Плиты провинций состоят из геоблоков—ячей, спаянных линейными и сетчатыми полосами магматитов, зонами складчатости. Каждый геоблок обладает специфической рудоносностью вследствие особенностей своего развития и степени вскрытости денудацией его зональных уровней. Наиболее выдержана минерализация сквозных зон магматизма (так называемых зон активизации, рифтогенеза), обычно отличающаяся по составу от соседних блоков. Повышенная силитичность ($K_r > 0,35$), меньшая степень регенерации земной коры обусловили большую литофильность оруденения, особенно для молодых циклов.

Распределение оруденения в провинциях мозаично-узловое либо сетчато-узловое. Расстояния между основными рудными узлами, расположенными на пересечении разломов, разделяющих блоки ("шаги"), обычно 20×30 и 40×60 км. Сидерофильное оруденение преобладает в приподнятых, более древних ярусах. Нередко здесь приближены к поверхности блоки метадiorитового и метагранитного слоев с протрузивными телами гранулитов, эклогитов и вмещающих диафторитов с высокобарическими (в том числе и углеродистыми) минералами, образовавшимися под воздействием экстремальных давлений в процессе протрузий жестких будин.

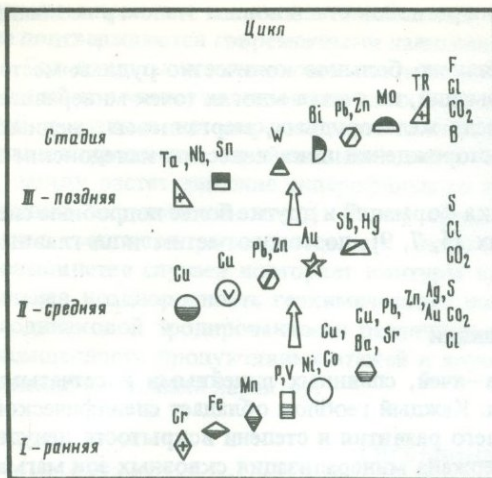
Большая часть площади провинций перекрыта киммерийско-альпийским чехлом с расплывчатыми ареалами экзогенного оруденения (бокситы, фосфориты, гидроокисные железные руды, морские и озерные россыпи ильменита, циркона). Для металлогенических провинций Казахстана характерны медь, алюминий, гидроокисное железо, россыпи, соли, уголь, нефть и газ.

Пояса

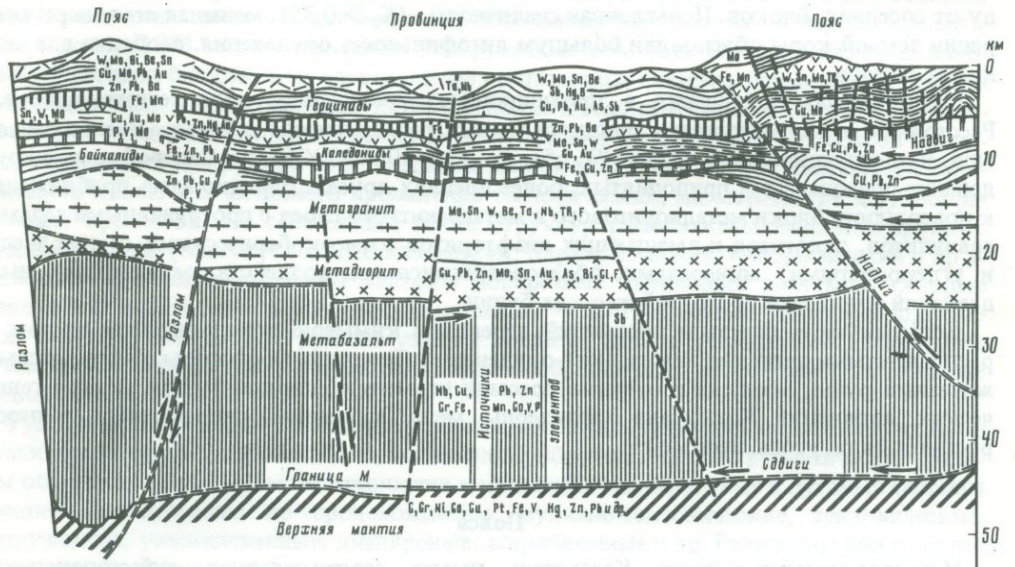
Металлогенические пояса Казахстана имеют северо-западное, субмеридиональное и северо-восточное простирание, протяженность 500—800 км и ширину 50—200 км. Металлогенические зоны в них параллельны основному направлению и обычно расположены симметрично относительно ранней осевой зоны. Пояса полизональны и полицикличны с преобладанием рудоносности одного-двух циклов, обычно каледонского и герцинского (фиг. 4). Симметричность нарушается при телескопировании и последующих тектонических перемещениях крупного масштаба (Успенский, Чингиз-Тарбагатайский районы). В частности, цепочки альпинотипных гипербазитов с хром-никелевым оруденением чаще всего расположены в осевых зонах поясов и на границах блоков провинций. Оруденение в них принадлежит более древним эпохам, но тела гипербазитов проникают в верхние этажи при сжатиях в средние стадии более молодых циклов.

Вследствие основательной деструкции и регенерации первичной коры в ранние эпохи осевые зоны обогащены сидерофильным оруденением, по мере последующей силитизации с обеих сторон к ним приращиваются зоны халькофильного, а затем и литофильного оруденения. Поперечная зональность некоторых поясов такова: Мугоджарский — Cu—Cr—Cu; Чу-Илийский — Pb—Fe—Cr—Pb—Sn—W; Алтайский — Sn, W—Pb, Zn, Cu—W. Отмечается общая синхронизация металлогенических эпох рудных поясов, расположенных на расстоянии 300—400 км, и прилегающих провинций. В пределах зон также выделяются рудные узлы, особенно на пересечении их поперечными и диагональными глубинными разломами. Такое распределение обычно заметнее у литофильного оруденения поздних эпох. Крупные рудные районы формируются на сопряжении поясов.

Все пояса полиметалльные, но каждый из них содержит преобладающее оруденение: железное — в Тургайском, полиметаллическое — в Алтайском, свинцово-цинковое и



Фиг. 4. Схема развития одного из палеозойских металлогенических циклов на коре прекембрийского типа



Фиг.5. Модель эволюции земной коры и развития металлогении в поясах и провинциях

фосфорное – в Каратауском регионах. Рудные пояса включают месторождения железа, хрома, свинца, цинка, фосфора, редких и благородных металлов [1, 5, 7].

В пределах Казахстано-Охотского пояса намечается геохимическое влияние субдолготных структур, обусловившее появление регулярных поперечных зон оловянности, полиметаллов на расстояниях 750 → 1500 км.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Ранее уже обсуждалась необходимость создания качественных прогнозных карт, принципов и методики их составления. В результате этого была открыта широкая дорога геологическим прогнозам. К настоящему времени отмечается не только высокая эффективность для народного хозяйства выполненных прогнозов, но и переход на следующий уровень – количественного прогнозирования.

Уже разработано много методик, проведен ряд совещаний разного уровня, но независимо от подхода в основе прогнозов должны лежать: 1) ясное понимание основных особенностей развития металлогении конкретного региона; 2) определение закономерностей размещения оруденения по данным предрваряющих качественных прогнозов (начальная стадия); 3) разномасштабность, этапность и дифференцированность прогнозирования.

Эти представления вырабатываются на основе геолого-геофизического картирования соответствующего масштаба, специальных тематических исследований и целевого мо-

делирования. В отдельных случаях можно воспользоваться аналогиями. Далее составляются необходимые комплекты карт. Такие работы рекомендованы и осуществляются для территории всего Казахстана.

На опыте прогнозирования по ряду регионов (Чу-Или, Алтай и др.) мы убедились в необходимости целевого подхода к разным формационным группам и использования нескольких методов (в том числе в качестве контрольного — метода аналогий и экспертных оценок). При этом металлогеническими предпосылками, той основой, на которой строились прогнозы, были изложенные выше принципы, закономерности развития металлогении в геотектоногенах каркасного и линейного типов. Чисто математические методы прогнозирования не заменяют понимания металлогенической сущности прогнозов.

Главным результатом количественных прогнозов стало выявление новых перспектив даже в самых детально опосредованных районах и, по крайней мере, удвоение ожидаемых ресурсов минерального сырья по сравнению с известными.

Выявившиеся основные закономерные особенности металлогении, установленные многими исследователями, могут быть сформулированы следующим образом.

1. *Одновременность и обусловленность* геотектонического и металлогенического развития. Каждому геотектоническому циклу свойствен синхронный металлогенический цикл, а его стадиям — металлогенические эпохи, затем периоды и этапы.

2. *Цикличность* — неоднократная эволюционная повторяемость серий и рядов рудных формаций соответственно сериям и рядам геологических формаций геотектонических циклов, формировавших земную кору (см. фиг. 2–4).

3. *Соответствие* геологических (материнских) и рудных (дочерних) формаций — каждая геологическая формация в процессе становления может порождать одну или несколько только ей свойственных рудных формаций.

4. *Зависимость* металлогенического профиля поясов и провинций от исходного типа разреза земной коры периода рудообразования, стиля и степени ее регенерации — в фемической коре рождается сидеро- и халькофильное оруденение, а в сиалической — существенно литофильное (фиг. 5).

5. *Сменяемость* рудных формаций в течение металлогенического цикла идет в направлении сидеро-→халько-→литофильность; с каждым новым циклом происходят направленные сдвиги в составах рудных формаций в сторону литофильности.

6. *Причинность* — магматогенное рудообразование является конечным звеном цепи событий: сжатые геологические пространства (накопление энергии, метаморфизм) → региональное и локальное разрежение (декомпрессия — растяжение, разрывы сплошности) → магматизм (разрежение тыловой области, фронтальная термоусадка) → сквозные системы (градиентные зоны тепломассопотоков) → области рудоотложения (локальное разрежение и сброс давления, погашение энергии, физико-химические барьеры).

7. *Неравновесность* — условие дифференциации геологического вещества и сепарации рудного; наличие резких градиентов физико-химических параметров (P , T , Eh , pH) между очагами зарождения рудогенерирующей системы (где она устойчива) и областью (уровнем) ее становления (где система неустойчива). Чем больше различия и резкие градиенты, тем быстрее идет распад системы и выделение рудной составляющей.

8. *Состав* рудной формации определяется петрогеохимическим составом источника и среды миграции и рудоотложения.

9. *Продуктивность* структурного разреза верхних частей земной коры характеризуется многослойностью, чередованием ярусов разного состава и распространяется на глубины более 10–12 км.

10. В эволюции рудогенерирующих процессов просматривается некоторая *ранговая упорядоченность*, регулярность, прослеживаемая от геотектонических и металлогенических циклов к эпохам и ярусам, сериям и рядам металлоносных формаций, рудным узлам, месторождениям и телам.

11. *Концентрация оруденения* в виде рудных узлов и крупных месторождений в пределах провинций и поясов характеризуется известной упорядоченностью; они причинно связаны с участками повышенной проницаемости земной коры в местах сопряжения продольных структурно-формационных зон с поперечными или диагональными разломами в структурном основании.

12. *Количественные прогнозы* ресурсов минерального сырья осуществляются для конкретных геологических структур, формационных групп и металлов на основе ка-

чественного прогнозирования и выявленных закономерностей развития металлогении в данном регионе при ранговом подходе (рудные поля → рудные зоны → рудные узлы → металлогенические зоны → пояса, провинции). Данные, полученные по некоторым рудным поясам и провинциям Казахстана, позволяют рассчитывать уровень перспективных ресурсов.

Полагаем, что указанные положения применимы и для остальной части Казахстано-Охотского рудного пояса.

Л и т е р а т у р а

1. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Т. 1–6. Алма-Ата: Наука, 1967–1969.
2. Закономерности размещения полезных ископаемых: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. М.: Наука, 1978, т. 12. 248 с.
3. Закономерности размещения полезных ископаемых: Орогенная металлогения. М.: Наука, 1981, т. 13. 328 с.
4. Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата: АН КазССР, 1959. 396 с.
5. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.
6. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4-е. М.: Недра, 1982. 670 с.
7. Чу-Илийский рудный пояс. Т. 1–6. Алма-Ата: Наука, 1979–1980.
8. Щерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 184 с.
9. Щерба Г.Н. Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 240 с.

УДК 553.062 (574)

В.Г. Ли, Г.Ф. Ляпичев, М.А. Абдулкабирова, Б.Р. Берикболов,
Х.А. Беспяев, Л.Б. Иванов, В.В. Колесников, Н.К. Кудайбергенова,
Т.М. Лаумулия, И.В. Орлов, Е.В. Пучков, Б.М. Руденко,
Ю.А. Халхалов, Б.Р. Юманов

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА И ИХ ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ

Регионально-металлогенические исследования Казахстана проводятся исходя из хорошо известного принципа о естественно-исторической взаимосвязи литогенеза, магматизма, тектоники, метаморфизма и рудогенеза, впервые сформулированного Ю.А. Билибиным. Сам принцип причинной взаимосвязи рудогенеза с другими геологическими процессами указывает на системно-формационный метод как на наиболее эффективный при исследовании этих процессов. Этот метод разрабатывался наряду со ВСЕГЕИ и в Институте геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР, где в 1974 г. было закончено составление первой в отечественной практике металлогенической карты, целиком построенной на формационном принципе анализа [2]. Несколько позднее казахскими и узбекскими геологами была составлена такая же металлогеническая карта Казахстанско-Среднеазиатского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса, которая демонстрировалась в 1979 г. на Всесоюзном металлогеническом совещании в Ташкенте [1].

Развитие формационного метода металлогенических исследований и параллельное совершенствование металлогенической картографии привело с одной стороны, к введению в металлогенический анализ некоторых новых понятий наряду с уточнением существующих, а также к упорядочению ранговых соотношений тектоно-магматических и собственно металлогенических категорий, а с другой — к признанию рациональности использования для регионально-металлогенического анализа в качестве основной структурно-вещественной классификации рудных формаций. Так, потребовалось введение новой категории рудно-формационных подразделений — металлогенической формации. Последняя определяется нами как генетическая или парагенетическая ассоциация рудной и материнской геологической формации. Из этого понимания металлогенической формации вытекает одноранговость рудной формации с геологической в классификационных шкалах. Под рудной формацией понимается естественное сообщество минеральных парагенезисов, обладающих устойчивым набором рудных элементов с определенными количественными их вариациями. Здесь именно

элементный состав имеет определяющее значение. Почти в каждой рудной формации выделяются статистически устойчивые группы сходных по составу минеральных парагенезисов. Они выделяются нами в качестве минеральных типов. Что же касается систематики рудных формаций, то для металлогенического анализа она должна основываться на их структурно-вещественных особенностях, поскольку только они являются единственными "свидетелями" условий рудогенеза и рудолокализации.

Региональному металлогеническому анализу эндогенной металлогении палеозойд Казахстана предшествовала огромная работа по выделению, характеристике, типизации и классификации металлогенических комплексов, которые являются конкретными металлогеническими формациями. Задача этой статьи — дать представление о главнейших результатах этой работы. Эти результаты достаточно подробно изложены в 11 изданных книгах серии "Металлогения Казахстана" [4].

Хорошо известно, что в подавляющем большинстве случаев связь месторождений с определенными геологическими формациями, а тем более их возраст прямо не определяются и почти всегда дискуссионны. Радиологических датировок оруденения не так много, а их интерпретация без серьезных геохимических исследований пока не может считаться надежной. Поэтому мы в своих исследованиях по выделению металлогенических комплексов отдавали предпочтение геологическим данным. При этом критерием правильности выделения таких ассоциаций служила их повторяемость вне зависимости от места и времени.

В казахстанских палеозойдах мы выделили 52 металлогенические формации. Закономерности пространственного и хронологического размещения их анализировались с помощью карты эндогенных металлогенических комплексов [5]. Она по своей сути является картой металлогенической специализации магматических формаций, пространственно-временные и тектонические особенности проявления которых отражены на картах "магматических формаций" и "тектонико-магматических комплексов", специально составленных под руководством Г.Ф. Ляпичева для металлогенического анализа. Магматические формации, показанные на этих картах, образуют вертикальные ряды трех типов — орто-, медио- и парагеосинклинальные, которые отличаются по щелочности, а также типом дифференциации и степени дифференцированности. Соответственно выделяются и три типа структур — орто-, медио- и парагеосинклинальные. Ортогеосинклинальные магматические формации преимущественно натриевые и нормальные. Медиогеосинклинальные — нормальные и калиевые, а парагеосинклинальные — преимущественно калиевые [3].

Типизация выделенных металлогенических формаций по составу приводит к той нетрадиционной схеме их классификации, которая показана в табл. 1. Металлогенические формации группируются в девять мегарядов, четко отличающихся по элементному составу рудных компонентов. В пределах некоторых мегарядов, в свою очередь, выделяются два-три ряда металлогенических формаций, отличающихся не только набором рудных элементов, но и количественными их соотношениями (см. схему). Систематическое положение месторождений первых трех мегарядов таблицы — хромитового, медно-никелевого, железо-редкоземельного и последнего — редкоземельного мегаряда, а также прогнозная оценка потенциальной рудоносности материнских магматических формаций хорошо известны. Ниже дается характеристика сложных мегарядов.

Месторождения железо-марганцево-фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинкового мегаряда (табл. 2) ассоциируют с группой недифференцированных и очень слабо дифференцированных базальтовых и комагматичных или габбровых и сиенит-габбровых формаций. Сюда относятся рудные формации, включающие месторождения фосфора (Малый Каратау), ванадия (Большой Каратау), марганца, железа, бария, свинца и цинка (Чиганак, Атасуйская, Каратауская и Текелийская группы). С ортогеосинклинальными структурами связаны скопления ванадия и фосфора. Основные концентрации бария, свинца, цинка, марганца и железа приурочены к парагеосинклинальным структурам (Атасуйская группа). Качественный состав и количественные соотношения полезных элементов, а также масштабы оруденения хорошо коррелируются с типом щелочности материнских магматических формаций: от формаций натриевой и нормальной щелочности к формациям калиевой щелочности оруденение эволюционирует от мелких месторождений марганца и железа к средним и крупным месторождениям железа, марганца, бария, свинца, цинка.

Важное значение для Казахстана имеет железо-медно-свинцово-цинковый мегаряд

Таблица 1
 Эндогенные рудные формации Казахстана
 (составлена А.К. Каюповым, В.Г. Ли, Г.Ф. Ляпичевым, Л.А. Мирошниченко)

Мегаряд формаций	Ряд формаций	Структуры		Формации				Рудный комплекс	Ассоциация рудных комплексов
		группа	тип	вулканогенные		плутоногенные			
				рудные	магматические	рудные	магматические		
Хромитовый	Хромитовый					Хромитовая	Альпинотипных гипербазитов	Кемпирсайский	
Медно-никелевый	Никелево-медный		Кокчетавский			Медно-никелевая	Перидотит-пироксенит-норитовая	Златогорский	
						То же	Перидотит-габбровая	Комкорский	
						Никелево-медная	Пироксенит-габбровая	Максутский	
Фосфорно-титаново-редкоэлементно-медно-железный	Редкоземельно-медно-железородный	Парагеосинклиальная	"	Фосфористотитанисто-железородная	Щелочных базальтоидов и лейцитифиров			Даубабинский	
						Медно-железородная	Щелочных габброидов и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов	Ирисуйский	
			Кокчетавский			Титаново-железо-фосфорно-редкоземельная	Щелочно-пироксенит-сиенит-карбонатитовая	Красномайский	
Железо-марганцево-фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинковый	Железо-марганцево-бариево-свинцово-цинково-фосфорно-ванадиевый	Ортогеосинклиальная	Уральский	Медисто-марганцевисто-железородная	Натролипарит-натробазальт-базальтовая	Ванадиево-титаново-железородная	Габбровая	Косистекский, тесиктас-косагалинский, ишимский	Караобинский

			Чингизский	Свинцово-цинково-бариево-фосфорно-ванадиевая	Калибазальтовая?		Каратауский		
	Фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинковый	Медиогеосинклинальная	Степнякский	Фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинковая	Базальт-калибазальт-базальтовая		Бурултасский		
	Железо-марганцево-бариево-свинцово-цинковый	Парагеосинклинальная	Казахстанский	Железо-марганцево-бариево-свинцово-цинковая	Трахит-трахибазальтовая		Каражальский, сууктубе-текелийский, североджунгарский		
						Бариево-свинцово-цинковая	Габбро-сиенитовая	Жайремский, сарычильдинский	Атасуйская
Железо-медно-свинцово-цинковый	Марганцево-цинково-медный	Ортогеосинклинальная	Уральский	Марганцевая	Базальт-плагиолипаритовая		Берчогурский		
			Чингизский			Колчеданно-цинково-медная	Габбро-плагиогранитовая	Мугоджарский	Мугоджарская
			Степнякский	Медно-свинцово-цинково-железурудная	Базальт-липаритовая	То же	То же	Карчигинский	
	Железо-медно-свинцово-цинковый	Медиогеосинклинальная		Медно-свинцово-цинковая	Базальт-трахибазальт-липарит-трахипаритовая			Карсакпайский	
			Алтайский	Свинцово-фосфорно-железурудная	Айдезит-липарит-калиево-липаритовая			Шатский	
				Колчеданно-медно-свинцово-цинковая	Базальт-липаритовая (кварц-кератофировая)			Пневско-холзунский	
								Риддерский	Рудноалтайская
						Колчеданно-медно-свинцово-цинковая	Габбро-гранодиорит-плагиогранитовая	Зыряновский, иртышский	
				Медисто-серноколчеданная	Базальт-лацитовая			Акбастауский	Акбастау-кусмурунская
						Колчеданно-свинцово-цинково-медная	Диорит-гранодиорит-плагиогранит-гранитовая	Кусмурунский	

Таблица 1 (продолжение)

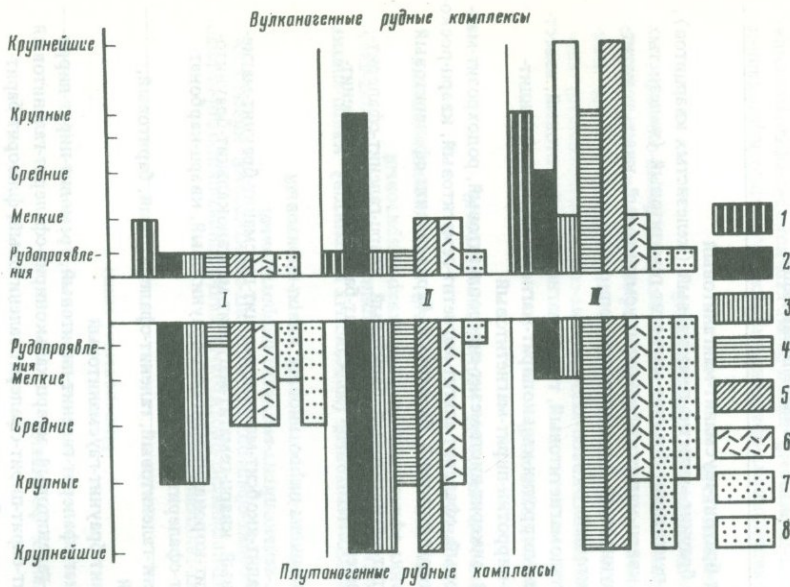
Мегаряд формаций	Ряд формаций	Структуры		Формации				Рудный комплекс	Ассоциация рудных комплексов			
		группа	тип	вулканогенные		плутоногенные						
				рудные	магматические	рудные	магматические					
Рениево-молибденово-железо-медный	Молибденово-медный	Ортогеосинклинальная	Чингизский	Молибденово-медная	Андезито-липаритовая	Рениево-молибденово-медная	Габбро-сиенитовая	Бошекульский	Кайдаул-бегалинская			
						Молибденово-медная	Гранодиорит-гранитовая	Бегалинский, сарышожинский				
						То же	Сиенодиорит-плагиогранит-гранитовая	Саякский, шекарабулакский				
	Рениево-молибденово-железо-медный	Медиогеосинклинальная	Алтайский	Медно-свинцово-цинково-железорудная	Андезито-дацитовая	То же	Рениево-молибденово-медно-железорудная	Габбро-тоналитовая	Елтайский	Тургайская		
									Рениево-молибденово-железо-медная		Тоналит-гранодиорит-гранит-плагиогранитовая	Коунрадский, атансорчувакский, четыркульский
									Рениево-молибденово-медно-железо-медная		Гранодиорит-гранитовая	Калмакэмельский
Железо-молибденово-медный	Парагеосинклинальная	Прибалхашский	Медная	То же	То же	Железо-молибденово-медная	Гранодиорит-гранитовая	Алмалинский	Алмалинская			
								Казахстанский		Свинцово-цинково-рениево-медная*	Джезказганский	
Мышьяковый	Сурмяно-мышьяковый	Ортогеосинклинальная	Чингизский	Сурмяно-мышьяковая	Андезит-трахидацит-дацитовая	Мышьяковая	Габбро-габбро-эссексит-плагиогранитовая	Бакырчикский	Бакырчик-акжальская			
								Акжальский				

Теллур-сурьяно-мышьяковый	Медиогеосин-клинальная	Алтайский	Медная	Калиевых базальтов и андезитов-базальтов			Спасский		
						Габбро-гранодиорит-плагиогранитовая		Акбокай-спасская	
		Степнякский			Сурьяно-мышьяковая Редкоэлементно-теллуровая	Габбро-диорит-гранит-плагиогранитовая	Акбокай-бестюбинский Степнякский		
Висмутово-мышьяковый	Парагеосин-клинальная	Кокчетавский			Висмутово-мышьяковая	Сиеногаббро-сиенодиорит-граносиенит-гранитовая	Васильковский		
		Прибалхашский	Молибденовая	Калиевых базальтов			Таскоринский	Кокзай-таскоринская	
			Медно-свинцово-цинковая	Нормальных и калиевых базальтов и андезитов	Висмутово-свинцово-цинковая	Монцонит-сиенодиорит-граносиенит-гранитовая	Кокзайский		
		Казахстанский			Ргутно-сурьяная	Сиенодиорит-граносиенитовая	Архарлинский, жусабайский		
							Тургайско-кумыстинский		
Висмутово-оловянно-танталово-ниобиево-редкоэлементно-молибденово-вольфрамовый	Редкоэлементно-редкоземельный	Ортогеосин-клинальная	Чингизский		Вольфрамово-оловянно-ниобиево-танталово-редкощелочная Хрустале-оловянно-вольфрамовая	Адамеллитовая	Калбинский		
						Нормальных гранитов	Монастырский		

Таблица 1 (окончание)

Мегаряд формаций	Ряд формаций	Структуры		Формации				Рудный комплекс	Ассоциация рудных комплексов
		группа	тип	вулканогенные		плутоногенные			
				рудные	магматические	рудные	магматические		
	Оловянно-молибденово-вольфрамовый	Парагеосин-клинальная	Кокчетавский			Оловянно-циркониево-танталово-ниобиевая	Натриевых аляскитов (альбитизированных гранитов?)	Лосевский	
Бурунтауский					Висмутово-оловянно-молибденово-вольфрамовая	Нормальных гранитов	Карабинский		
Прибалхашский					Танталово-ниобиево-оловянная	Нормальных и калиевых гранитов	Майкольский		
Казахстанский					Вольфрамово-молибденовая	Аляскитовых гранитов	Кызылпайский		
						Висмутово-молибденово-вольфрамовая	Субкалишпатовых гранитов	Акчатауский, восточнокоунрадский	
						Редкоэлементная	Аляскитовых гранитов	Дегеленский	
						Циркониево-ниобиево-церигово-иттриевая	Щелочных гранитов	Верхнеэспинский, каскеленский	
Редкоэлементно-редкоземельный	Редкоземельно-циркониево-танталово-ниобиевый	То же	Кокчетавский			Циркониево-танталово-ниобиевая	Щелочных и нефелиновых сиенитов	Борсуксайский	

* Джекказганский рудный комплекс в железо-молибденово-медном ряду выделен условно.



Соотношения накопления рудных элементов в вулканогенных и плутоногенных комплексах рудных ассоциаций

1 — марганец; 2 — железо; 3 — медь; 4 — свинец; 5 — цинк; 6 — золото; 7 — вольфрам; 8 — молибден; I—III — группы структур соответственно орто-, медио- и парагеосинклинальные

(табл. 3). Он охватывает основную массу колчеданно-медно-цинковых и колчеданно-медно-свинцово-цинковых месторождений. Для ортогеосинклинальных структур профилирующими являются медь и цинк, в медиогеосинклинальных структурах свинец и цинк преобладают над медью. Оруденение этого мегаряда приурочено главным образом к непрерывно-контрастным формациям базальто-липаритовой и габбро-плагиогранитовой групп. С существенно габбровыми и базальтовыми формациями ассоциируют цинково-медные месторождения. В рудных комплексах, связанных с базальто-липаритовыми формациями, наряду с цинком и медью значительная роль принадлежит и свинцу, значение которого в месторождениях, ассоциирующих с андезитодацитовыми формациями и их интрузивными комагматами, еще больше увеличивается (см. схему). К преимущественно липаритовым формациям тяготеет существенно цинково-свинцовые месторождения. Содержание меди прямо коррелируется с долей базальтов и отчасти андезитов в материнских формациях. В рассматриваемом рудно-формационном мегаряду с рудоносными формациями натриевого типа щелочности связаны исключительно месторождения цинково-медной формации. Материнские формации всех остальных рудных формаций мегаряда характеризуются породами двух или трех дифференциационных ветвей — натриевой, нормальной и калиевой. Проявление в рудоносных формациях наряду с натриевым калиевого дифференциационного тренда коррелируется с увеличением в рудах роли железа, свинца и, возможно, с уменьшением роли меди.

Рений-молибденово-железо-медный мегаряд (табл. 4) включает месторождения железа, меди, рения. Медь, молибден и рений — сквозные элементы мегаряда. Месторождения скарнового железа и порфировой меди рассматриваемого мегаряда приурочены только к медиогеосинклиналям, а медистых песчаников — к парагеосинклиналям. Рудная минерализация резко отличается молибденово-медные месторождения ортогеосинклинальных структур от молибденово-медных месторождений медиогеосинклиналей, в рудах которых мышьяк и кобальт присутствуют в весьма незначительном количестве. В парагеосинклинальных структурах расположены скопления меди и рения в песчаниках (Джезказган). Месторождения этого мегаряда связаны главным образом с интрузивными формациями. Последние относятся преимущественно к непрерывным бимодальным или близким к бимодальным. В вулканогенных формациях максимум в объемных соотношениях пород приходится на андезиты. При этом дополнительный максимум приходится то на андезито-базальты, то на дациты. С повышением в кислых дифференциатах рудоносных формаций содержания калия падает роль железного ору-

Таблица 2

Минеральные типы железо-марганцево-фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинкового мегаряда рудных формаций

Ряды формаций	Рудные формации		Рудные комплексы	Минеральные типы
	вулканогенные	плутоногенные		
Ортогеосинклинальный железо-марганцево-бариево-свинцово-цинково-фосфорно-ванадиевый	Медисто-марганцево-железорудная	Ванадиево-титаново-железорудная	Косистекский Тесиктас-косагаллинский	Кварц-апатит-браунит-гаусманит-манганитовый Кварц-пирит-браунит-магнетит-гематитовый (железистых кварцитов), кварц-пирит-пентландит-браунит-магнетит-гематитовый (железистых кварцитов), кварц-магнетит-браунит-гаусманитовый, кварц-гематит-магнетит-браунитовый, пропилит-халькопирит-пиритовый Кварц-браунитовый
			Ишимский Карабинский	Ильменит-титаномагнетитовый, титаномагнетит-магнетитовый, известково-скарново-пирротин-халькопирит-магнетитовый, пентландит-халькопирит-пирротин-пирит-магнетитовый
	Свинцово-цинково-бариево-фосфорно-ванадиевая		Каратауский	Гематитовый, анкерит-пистомезит-сидероплезитовый, родохрозит-манганокальцитовый, сфалерит-апатит-магнетит-гематитовый, кварц-роскоэлитовый, фторапатитовый, баритовый, барит-галенит-сфалеритовый
Медиогеосинклинальный фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинковый	Фосфорно-ванадиево-бариево-свинцово-цинковая		Бурултасский	Титаномагнетит-магнетитовый, баритовый, кварц-галенит-сфалерит-станный-касситеритовый, кварц-карбонат-барит-сфалерит-галенит-пиритовый
Палеогеосинклинальный железо-марганцево-бариево-свинцово-цинковый	Железо-марганцево-бариево-свинцово-цинковая	Бариево-свинцово-цинковая	Каражальский	Кварц-коронадит-якобсит-манганокальцит-гаусманит-браунит-магнетит-гематитовый, кварц-гематит-магнетит-манганокальцит-браунитовый, голландит-коронадит-манганит-браунитовый, кварц-карбонат-пирит-галенит-сфалеритовый
			Шалкия-миргалимсайский Североджунгарский Текелийский	Барит-сфалерит-галенитовый, галенит-сфалеритовый, баритовый, флюоритовый Кварц-манганит-браунит-гаусманитовый
			Жайремский Сарычильдикский	Кварц-карбонат-сфалерит-галенит-пиритовый, тремолит-пирит-пирротин-сфалерит-галенитовый, кварц-халькопирит-сфалерит-галенитовый Кварц-кальцит-барит-пирит-сфалерит-галенитовый, флюорит-барит-галенитовый, кварц-барит-халькопирит-галенитовый Кварц-барит-галенит-сфалеритовый, кальцит-галенит-сфалеритовый

Таблица 3
 Минеральные типы железо-медно-свинцово-цинкового мегаряда рудных формаций

Ряды формаций	Рудные формации		Рудные комплексы	Минеральные типы
	вулканогенные	плутоногенные		
Ортогеосинклинальный марганцево-цинково-медный	Марганцевая	Колчеданно-цинково-медная	Берчогуринский Мугоджарский	Кварц-гематит-гаусманитовый Кварц-серицит-кордиерит-биотитовый, халькопирит-пирротин-пиритовый, кварц-серицит-сфалерит-халькопирит-пиритовый, кварц-хлорит-сфалерит-халькопирит-магнетит-пирротиновый Хлорит-халькопирит-пирротиновый, кварц-пиритовый
		То же	Карчигинский	
Медиогеосинклинальный железо-медно-свинцово-цинковый	Медно-свинцово-цинково-железородная		Карсакпайский	Кварц-магнетит-гематитовый (железистых кварцитов), кварц-апатит-гематит-магнетитовый (железистых кварцитов), кварц-серицит-халькопирит-галенит-сфалерит-пиритовый, кварц-пиритовый
			Шатский	Барит-халькопирит-галенит-сфалеритовый, кварц-серицит-галенит-сфалерит-пиритовый
			Пневско-холзунский	Апатит-гематит-магнетитовый, кальцит-галенитовый
			Риддерский	Галенит-сфалерит-пиритовый
			Зыряновский, иртышский	Серицит-барит-хлорит-кварц-халькопирит-сфалерит-пиритовый, хлорит-серицит-кварц-халькопирит-сфалерит-пирротин-пиритовый, серицит-хлорит-кварц-галенит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, серицит-кварц-халькопирит-галенит-пирит-сфалеритовый, барит-серицит-кварц-халькопирит-галенит-сфалеритовый
Медисто-серноколчеданная	Колчеданная	Акбастауский	Халькопирит-пиритовый	
			Кварц-барит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, кварц-хлорит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, кварц-барит-халькопирит-сфалерит-пиритовый, кварц-хлорит-серицит-халькопирит-сфалерит-пиритовый	

Т а б л и ц а 4

Минеральные типы ренийево-молибденово-железо-медного мегаряда рудных формаций

Ряды формаций	Рудные формации		Рудные комплексы	Минеральные типы
	вулканогенные	плутоногенные		
Ортогеосинклинальный молибденово-медный	Молибденово-медная	Ренийево-молибденово-медная	Бошекульский	Кварц-серицит-хлорит-молибденит-халькопиритовый Вторично-кварцитово-молибденит-халькопиритовый Кварц-халькопиритовый, кварц-серицит-молибденит-халькопиритовый
		Молибденово-медная	Кайдаульский	
		То же	Бегалинский, сарышокинский Саякский, шекарабулакский	Пироксен-гранат-молибденит-борнит-кобальтин-магнетит-халькопиритовый, пироксен-гранат-боросиликатно-кварц-кобальтин-халькопирит-арсенопиритовый, кварц-серицит-молибденит-халькопиритовый, турмалин-кварц-молибденит-халькопиритовый, кварц-серицит-молибденит-халькопиритовый
Медиогеосинклинальный ренийево-молибденово-железо-медный	Медно-свинцово-цинково-железородная	Ренийево-молибденово-медно-железородная	Елтайский	Пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовый, галенит-сфалеритовый, магнетит-гематитовый Титаномагнетит-магнетитовый, альбит-гидрохлорит-эпидот-магнетитовый, пироксен-гранат-альбит-скаполит-магнетитовый, пироксен-гранат-флогопит-альбит-магнетитовый, анкерит-пирит-халькопирит-галенит-углеродистый, кварц-серицит-арсенопирит-галенит-сфалеритовый, кварц-серицит-молибденит-халькопиритовый Кварц-висмутин-гладит-кобальтин-халькопирит-углеродистый, кварц-серицит-турмалин-молибденит-халькопиритовый, кварц-баритовый, кварц-серицитовый, пироксен-гранат-альбит-дашкесанит-герсдорфит-магнетитовый, гранат-альбит-магнетитовый, пироксен-гранат-альбит-кварц-магнетитовый, гранат-халькопиритовый, кварц-турмалин-халькопиритовый Аргиллизит-молибденит-халькопиритовый, кварц-серицит-молибденит-халькопиритовый, вторично-кварцитовый рутиловый, серицит-кварц-галенит-сфалеритовый, серицит-кварц-молибденит-галенит-сфалерит-халькопиритовый, серицит-кварц-пирит-сфалерит-галенитовый Кварц-серицит-молибденит-халькопирит-магнетитовый
			Бенкала-сарбайский	
			Атансор-чувакский	
		Ренийево-молибденово-железо-медная	Коунрадский	
			Чатыркульский	

денения, заметно увеличивается интенсивность медного и медно-молибденового. Породы железоносных комплексов в отличие от молибденово-меденосных характеризуются другим соотношением титана и железа, а также отчетливым фанеровским трендом дифференциации. Характерно, что чем более длинными (по кремнекислотности) являются натриевые, нормальные и калиевые дифференциационные ветви материнских магматических формаций и чем более контрастны они по соотношению щелочей, тем продуктивнее их рудоносность.

Висмутово-оловянно-тантало-ниобиево-редкометально-молибденово-вольфрамовый мегаряд (табл. 5) включает месторождения вольфрама, молибдена, некоторых редких элементов, а также фтора. Месторождения проявлены во всех типах структур. Однако наибольший интерес представляют парагеосинклинальные структуры, которые вмещают все редкометальные месторождения. Все значимые редкометальные месторождения связаны с нормальными и существенно калиево-полевошпатовыми гранитами, но не с аляскитами. В связи с прогнозно-металлогенической оценкой магматических формаций следует отметить, что в ассоциациях вулканогенных и плутоногенных рудных формаций всегда наблюдается один набор полезных компонентов. Часто даже близкие количественные соотношения рудных элементов заметно отличаются лишь при разном типе объемных соотношений пород в комагматичных парах рудоносных формаций или при значительных сдвигах в типе щелочности в интрузивных комагматах. По-видимому, широко распространенное мнение о различии оруденения, связанного с эффузивными и интрузивными комагматичными комплексами, приводило, да и сейчас приводит к недооценке рудных перспектив эффузивных и эффузивно-осадочных формаций, в которых рудная минерализация фиксируется в стратиформном виде. Хорошей иллюстрацией служит быстро расширяющийся в последнее время список полезных компонентов и их групп в стратиформных месторождениях, что приводит к открытию так называемого нетрадиционного для того или другого региона оруденения. Стратиформное оруденение связано с чрезвычайно слабым магматизмом в парагеосинклинальных структурах, меж- и прерудуговых бассейнах, а также в структурах типа континентального склона и подножия.

Из сделанного краткого обзора видно, что месторождения каждого из девяти выделенных рудно-формационных мегарядов пространственно и хронологически связаны с определенными группами магматических формаций. Рудоносные формации различаются прежде всего типом и степенью дифференциации, а также уровнем и типом щелочности. Эти петрологические и петрохимические особенности коррелируются с количественными соотношениями рудных элементов, степенью их концентрированности и объемами рудных масс. Поэтому правильная диагностика металлогенического комплекса, т.е. определение формационной принадлежности как рудопроявлений и месторождений, так и материнских магматитов, является залогом успеха в перспективной оценке и новых, и обрабатываемых месторождений, а также целых геологических регионов. Вместе с этим правильная формационная диагностика позволит строже обосновывать прогнозные рекомендации.

Для прогнозно-оценочных целей большое значение имеют эволюционные ряды магматических и связанных с ними рудных формаций. Выделение эволюционных магморудно-формационных рядов не только позволяет проследить эволюцию состава и масштабов рудной минерализации в ходе геосинклинального процесса, но и дает возможность предсказать открытие "недостающих", следовательно, пока еще не обнаруженных звеньев этих рядов — рудных формаций, а также позволяет объективно оценивать одинаковые или сходные по составу минеральные типы месторождений, относящихся к разным формационным типам и обычно резко отличающихся масштабами оруденения.

Анализ суммарного распределения промышленных эндогенных месторождений по количеству объектов указывает на то, что наиболее продуктивные структурно-формационные комплексы принадлежат к трем типам структур: среди медиогеосинклиналей — к новообразованным структурам, среди парагеосинклиналей — к структурам типа магматических поднятий и поясов, а среди ортогеосинклиналей — к структурам типа первичных островных дуг полициклического режима развития.

На реализацию потенциальной металлогенической специализации, а главное, на промышленную продуктивность рудоносных комплексов влияют не только уровень и тип щелочности, но и разные тенденции поведения щелочей на различных этапах дифференциации материнских расплавов, а также разный вклад этих тенденций в формиро-

Таблица 5

Минеральные типы висмутово-оловянно-танталово-ниобиево-редкоэлементно-молибденово-вольфрамового мегаряда

Ряд формаций	Плутоногенная формация	Рудный комплекс	Минеральные типы
Ортогеосинклинальный редкоэлементно-редкоземельный	Вольфрамово-оловянно-ниобиево-танталово-редкощелочная Хрустале-оловянно-вольфрамовая	Калбинский	Альбит-слюда-касситерит-танталитовый, микроклин-альбит-колумбитовый, альбит-мусковит-поллуцит-касситерит-танталит-колумбитовый, альбит-арсенопирит-касситерит-танталит-колумбитовый, микроклин-альбит-мусковит-арсенопирит-шеелит-гюбнерит-касситеритовый Микроклин-альбит-слюда-хрустале-шерловый, микроклин-мусковит-шерлово-ферберитовый, шерлово-хлорит-касситеритовый
		Монастырский	
Парагеосинклинальный оловянно-молибденово-вольфрамовый	Оловянно-циркониево-танталово-ниобиевая Висмутово-оловянно-молибденово-вольфрамовая	Лосевский	Альбит-касситерит-циркон-колумбитовый, пироксен-гранат-кварц-касситеритовый, альбит-циркон-колумбит-касситеритовый Альбит-мусковит-танталит-колумбитовый, слюдяно-топаз-флюорит-молибденит-висмутин-козалин-касситерит-вольфрамитовый, гранат-везувиан-слюда-флюорит-вольфрамит-шеелит-висмутин-молибденит-касситеритовый
		Караобинский	
	Тантало-ниобиево-оловянная	Майкольский	Альбит-мусковит-колумбит-циркон-касситеритовый, мусковит-висмутин-молибденит-вольфрамит-касситеритовый, кварц-мусковит-касситеритовый, гранат-кварц-касситеритовый, гранат-кварц-галенит-сфалерит-касситеритовый
	Вольфрамово-молибденовая	Кызылрайский	Микроклин-хрустале-мусковитовый, мусковит-кварц-молибденит-вольфрамитовый
	Висмутово-молибденово-вольфрамовая	Акчатауский, восточнокоунрадский	Гранат-бустамит-апофиллит-висмутин-халькопирит-галенит-сфалерит-шеелитовый, кварц-молибденит-вольфрамитовый, кварц-мусковит-топаз-флюорит-висмутин-молибденит-вольфрамитовый, калишпат-молибденитовый
	Редкоэлементная	Дегеленский	Везувиан-магнетит-слюда-флюорит-редкоэлементный, кварц-мусковит-молибденит-вольфрамитовый
	Циркониево-ниобиево-циркониево-иттриевая	Верхнеэспинский, каскеленский	Альбит-рибекит-циркон-пироксид-гагаринитовый, микроклин-альбит-эгирин-астрофиллит-циркон-пироксид-гагаринитовый, микроклин-альбит-мусковит-циркон-колумбит-пироксидовый, амфибол-пироксен-магнетит-ильменит-циркон-бритолитовый, альбит-рибекит-эгирин-сфен-магнетит-циркон-самарскит-бастнезитовый

вание петрофонда рудоносных формаций. Эти особенности позволяют значительно конкретизировать прогнозные оценки, а также уточнить петролого-петрохимические параметры как тектоно-, так и рудно-формационных эталонов для прогнозирования на ЭВМ. Для материнских формаций промышленных месторождений характерны диаметрально противоположная скорость насыщения дифференцирующего расплава калием и натрием в начале и в конце образования рудосной магматической формации, наличие нескольких дифференцированных ветвей, а также понижение к кислой области калийности рудоносных формаций.

На основе изложенного можно считать, что главнейшие задачи дальнейших исследований сводятся к детализации классификации рудно-формационных рядов по всем особенностям химизма, включая весь спектр малых элементов, к разработке действенных петрологических и петрохимических критериев реализации потенциальной рудоносности и особенно к обоснованию прогнозно-оценочных признаков масштабности и концентрированности оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. *Абдуллин А.А., Каюпов А.К., Хамрабаев И.Х.* и др. Главнейшие особенности эндогенной металлогении Казахстано-Среднеазиатской части Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 20–28.
2. *Есенов Ш.Е., Каюпов А.К., Ли В.Г.* и др. Структурно-металлогенические зоны палеозойд Казахстана. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 8–33.
3. *Ляпичев Г.Ф., Нурлыбаев А.Н., Старов В.И., Панченко А.Г.* Плутонизм и тектоника. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 101–139.
4. Металлогения Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977–1982.
5. Металлогения Казахстана: Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата: Наука, 1983. 208 с.

УДК 553.078:551.14 (574)

**Г.Р. Бекжанов, Т.А. Акишев, В.Н. Любецкий, А.Н. Антоненко,
Ю.А. Колмогоров, Ш.Б. Бермуханов, Б.А. Хрычев**

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЛИТОСФЕРЫ КАЗАХСТАНА И ЕГО СВЯЗЬ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ

Изучение глубинного строения рудных районов республики методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) начато Г.А. Гамбурцевым и Д.Н. Казанли (1948–1960 гг.), а затем продолжено коллективом ИГН АН КазССР в содружестве с Казгеофизтрестом. В настоящее время исследование комплексным методом преломленных волн (КМПВ) и методом отраженных волн (МОВ) проводится производственным геологическим объединением (ПГО) "Казгеофизика", методом МОВ — в ИГН АН КазССР и КазИМС, методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) и ГСЗ — объединением "Нефтегеофизика". Научные обобщения по вопросу связи глубинного строения и металлогении ведутся в основном в КазИМС и ИГН АН КазССР им. К.И. Сатпаева. Накопленные к настоящему времени данные по характеристике поверхностей Мохоровичича, Конрада, гранитно-метаморфического слоя, расслоенности земной коры и неоднородности верхней мантии составили базу для изучения связей глубинного строения литосферы Казахстана с его металлогенией. Исследования эти далеки от завершения; по существу, ведутся поиски путей решения этой проблемы, принципов и методологии.

Исследования связи глубинных структур и металлогении включают три главных направления.

1. Выявление корреляционных связей между глубинами залегания, рельефом глубинных поверхностей в литосфере и размещением рудных проявлений и металлогенических поясов.

2. Палеореконструкции тектоносферы, типизация палеокор и путей их развития от времени заложения подвижных поясов, контролирующей металлогенические провинции и рудные пояса, до времени формирования промышленных типов рудных месторождений; выяснение на этой основе закономерностей локализации последних.

3. Изучение особенностей глубинного строения рудных районов разного металлогенического профиля и их типизация; уточнение закономерностей локализации эндогенного оруденения по отношению к глубинным структурам; выявление дополнительных глубинных рудоконтролирующих факторов и использование их при прогнозировании; углубление представлений о причинах металлогенической и рудной зональности и о генезисе эндогенного оруденения.

Первое направление явилось исторически наиболее ранним, исследования проводились без должного учета эволюции и современного состояния литосферы. Поэтому связи глубинных границ раздела в земной коре и оруденения наметились относительно слабые, порой недостаточно явные. Тем не менее полученные результаты в известной мере можно использовать для металлогенического анализа и прогнозирования.

Сведения о глубинных структурах земной коры Казахстана накоплены в процессе изучения рельефа поверхности М, закономерностей изменения мощности коры в различных тектонических зонах, распределения скорости продольных волн в верхах мантии и в земной коре. По Казахстану опубликовано около 20 схем рельефа поверхности М. Критический анализ этих карт, проведенный с учетом новых сейсмических данных показал, что: 1) оценка глубин до поверхности М и структурные планы ее рельефа у разных авторов имеют существенные отличия, причем расхождения в глубинах достигают 20 км и более; 2) наибольшие различия имеют место в тех районах, где сейсмические данные отсутствуют; 3) малая стабильность корреляционных зависимостей между гравитационным полем и мощностью земной коры ограничивает возможность использования поля силы тяжести для построения рельефа поверхности М в случае отсутствия сейсмических данных.

Мощность земной коры Казахстана меняется в широких пределах, а рельеф поверхности М характеризуется сложными формами с резкими колебаниями ее гипсометрического уровня [1, 4]. Наиболее тонкая кора (40 км) отмечается в области северного обрамления Казахстанской складчатой области, в зоне перехода к Западно-Сибирской плите, а также в пределах Чуйской впадины. Уменьшенной толщиной коры характеризуется также обширная территория, соответствующая Тургайскому прогибу. Наибольшая мощность коры (54 км) наблюдается в пределах Успенской и Чу-Илийской тектонических зон.

В рельефе поверхности М выделяется ряд поднятий и прогибов. Наиболее крупный по площади Центрально-Казахстанский прогиб прослеживается в субширотном направлении более чем на 400 км от г. Каражала на западе до г. Каркаралинска на востоке. Его продольная ось пространственно отвечает Успенской тектонической зоне. К северу от Центрально-Казахстанского расположен Северо-Казахстанский прогиб, который отчетливо прослеживается до Западно-Сибирской плиты. Чу-Илийскому мегантиклинорию соответствует Чу-Илийский прогиб, где мощность коры в наиболее глубокой части достигает 55 км. С горными сооружениями хребта Каратау совпадает Каратауский прогиб, представляющий собой узкую вытянутую структуру. Наибольшая толщина коры в его пределах достигает 48 км. Мугоджарский прогиб объединяет два прогиба, расходящихся в юго-западном и юго-восточном направлениях. Севернее г. Актюбинска это единая структура меридионального направления. Наибольшая толщина коры в Мугоджарском прогибе — 50 км. Среди поднятий поверхности М наиболее обширным по площади является Тургайское. Оно представляет собой широкую дугообразную структуру, выпуклой стороной обращенную к западу. В северной части к нему примыкает Западно-Сибирское поднятие. Сочленение этих двух структур происходит по глубинному разлому. Западно-Сибирское поднятие характеризуется тонкой корой (до 40 км). Мощность коры при переходе от Западно-Сибирской плиты к Казахстанской складчатой области меняется резко, ступенью, от 40 до 46–48 км. Чу-Сарысуйское поднятие вытянуто в северо-западном направлении в форме вала, отделяющего Каратауский прогиб от Чу-Илийского и Центрально-Казахстанского. Наименьшая мощность коры в пределах вала составляет 40 км.

Верхи мантии в Казахстане характеризуются значительными скоростными неоднородностями. Диапазон изменения скорости достигает 0,6 км/с. Выделяются несколько зон, различающихся скоростными параметрами верхней мантии. Наиболее крупная из них с повышенными значениями скорости (8,3–8,4 км/с) расположена в северной части Казахстана. Широкой полосой северо-западного направления она охватывает Чингиз-Тарбагатайскую складчатую систему, большую часть Еремельтау-Зайлийской, Кокчетавский и Тенизский срединные массивы. Нормальные скорости распространения сей-

смических волн в верхней мантии (8,0–8,2 км/с) характерны для южной части Казахстана за исключением Северного Тянь-Шаня, где значения скорости несколько пониженные (7,8–7,9 км/с). Зоны скоростных неоднородностей мантии в целом не согласуются со структурно-тектоническим планом верхних горизонтов коры и не коррелируются с рельефом поверхности М.

По соотношению амплитудных уровней отражений от поверхности М выполнено районирование территории по сейсмической контрастности раздела кора–мантия. Сейсмическая резкость раздела кора–мантия в различных районах неодинакова. Повышенной и нормальной резкостью характеризуется раздел М в западной части Казахстана и в Западной Сибири. Пониженная резкость свойственна Мугоджарам, Уралу, восточному флангу Успенской тектонической зоны, Чингиз-Тарбагатаю, Еремельтаускому и Кокчетавскому мегантиклинориям. Как правило, районы с пониженной резкостью раздела М, подвергнутые более интенсивной тектонической перестройке, отчетливо коррелируются с блоками земной коры повышенной мощности (46–50 км и более).

Установлена корреляция субгоризонтальной расслоенности земной коры со структурным планом верхних ярусов. Интенсивно расслоенной земной корой характеризуются тектонически стабильные районы – Западно-Сибирская, Чу-Сарысуйская и Тенизская впадины. Умеренная сейсмическая расслоенность свойственна блокам с уменьшенной мощностью земной коры.

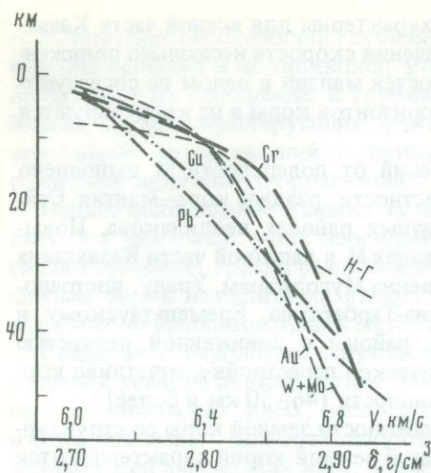
Земная кора Казахстана отличается в целом повышенной мощностью и представляет собой систему блоков с различными геофизическими параметрами. Крупным линейным складчатым системам отвечают блоки повышенной мощности (46–50 км) земной коры, срединным массивам – пониженной (42–46 км).

В пределах большей части Казахстана протяженные субгоризонтальные сейсмические границы отсутствуют. Скоростные и плотностные неоднородности верхней мантии свидетельствуют об изменчивости состава вещества верхней части подкорового слоя. Установлена связь мощности земной коры с ее составом. Тектонические зоны, насыщенные более плотными (тяжелыми) породами фемического ряда, характеризуются относительными прогибами подошвы коры (Магнитогорский прогиб Урала, Зеленокаменная зона Мугоджар, Жалаир-Найманский синклинорий). Эта закономерность, очевидно, является результатом действия законов изостазии, что в структурном плане выражено обратным рельефом кровли и подошвы земной коры. Изостатические аномалии имеют, как правило, отрицательный знак над поднятиями поверхности М и положительный – над прогибами.

Исследования вопроса связей глубинных структур и металлогении включают два аспекта: 1) рассмотрение позиции оруденения по отношению к общей мощности земной коры; 2) рассмотрение этой позиции по отношению к неоднородностям внутреннего строения земной коры.

Установлено, что медно-, золото- и железорудные месторождения тяготеют к участкам сравнительно меньшей мощности земной коры (40–48 км) при относительной приближенности к поверхности кровли базальтового слоя (16–18 км). Рудные узлы полиметаллического и редкометалльного оруденения расположены в районах, где мощность земной коры составляет 46–54 км, а глубина до поверхности базальтового слоя – свыше 20 км. Районы хромитового оруденения занимают в этом ряду особое положение, они характеризуются мощностью коры порядка 48–50 км и глубиной до поверхности базальтового слоя около 15 км. В пределах Успенской металлогенической зоны все месторождения приурочены к участкам, где глубина до поверхности М превышает 50 км. Месторождениям свинца отвечают участки, где мощность земной коры составляет 50–52 км, а редких металлов – 53 км (фиг. 1). В Мугоджарах, в районах распространения медноколчеданных и хромитовых месторождений, развита кора с наиболее мощным базальтовым слоем (коэффициент базальтонасыщенности $K_6 = 0,6–0,7$); в районах редкометалльных месторождений кора с менее мощным базальтовым слоем ($K_6 = 0,5$). Близкие данные получены по Каратау. Районам со свинцово-цинковыми месторождениями свойственна земная кора с отношением мощностей осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового слоев 0,9 : 1,0 : 2,2.

Второе направление исследований развивается сравнительно недавно. Его становление связано с формированием современных представлений об эволюции земной коры от океанической до континентальной на разных стадиях тектонического развития регионов. Это направление открывает широкие возможности для изучения закономерностей проявления магматизма в пространстве и во времени и его петрохимической эво-



Фиг.1. Графики изменения с глубиной скоростей прохождения сейсмических волн и плотностей в земной коре для различных рудных районов Казахстана (по материалам Г. Р. Бекжанова, Ю. А. Колмогорова, Б. А. Хрычева, С. Д. Липской)
Рудные районы: Cr — хромитового, Au — золотого, Cu — медного, Pb — свинцового, W+Mo — вольфрам-молибденового оруденения; H-Г — нефтегазоносные районы

люции. Изучение магматизма позволяет контролировать надежность палеореконструкций и выделять наряду с конструктивными деструктивные подстадии развития земной коры.

Совокупность накопленных по Казахстану геолого-геофизических данных, обобщенных и проанализированных в КазИМС [2—4], позволила разработать модель глубинного строения Казахстана. Структуры Казахстана и Алтая сравнивались со структурами современной тектоносферы западного побережья Тихого океана. Сходство их геолого-геофизических характеристик позволило выявить элементы древних палеотектоносфер и в пределах Казахстана. Используются модели тектоносфер каркасного типа Тихоокеанского подвижного пояса, составленные П.Ф. Иванкиным, Э.Э. Фотиади и А.П. Щеголовым [5]. При сравнении и анализе учитывались характер геофизических полей, типы и интенсивность аномалий силы тяжести, положение и рельеф основных глубинных границ раздела в земной коре и мантии, характерные ряды геологических формаций, история развития структур и др. В Казахстане глубинными геофизическими методами исследованы главным образом земная кора и отчасти астеносферные слои верхней мантии. Представления о строении более глубинных уровней тектоносферы заимствованы из характеристики моделей тектоносфер Тихоокеанского подвижного пояса.

На территории Казахстана и Алтая от позднего докембрия до раннего мезозоя функционировали четыре тектоносферы — Горно-Алтайская, Центрально-Казахстанская, Юго-Западного Алтая и Зауральско-Тургайская. Они формировались вдоль активных окраин крупных континентальных блоков земной коры. Их фронтальные части обращены к континенту, а тыловые — к океаническим блокам. В период формирования тектоносферы были разделены между собой обширными океаническими пространствами, а затем сближены за счет сокращения этих пространств и скупивания океанической коры.

По геофизическим данным, в пределах тектоносфер Казахстана и Алтая выделены: 1) ствольные разломы — тектоносферы, полого падавшие в направлении блоков континентальных палеокор, проникавшие предположительно до глубины 700 км (до слоя D плотной мантии); 2) сопряженные каркасы крутопадающих параллельных и кососекущих разломов глубиной заложения до 150—250 км, образующие в совокупности с астеносферным слоем подвижные пояса висячем боку главных ствольных разломов. Подвижные пояса разломов являются местом плавления перидотитов и их миграции в верхние горизонты земной коры, поэтому они контролируют офиолитовые ассоциации пород и интрузии ультрамафитов. Ограниченные каркасом глубинных разломов прямоугольные блоки континентальной коры отвечают в разной мере переработанным срединным массивам. История развития прямоугольных блоков на ранних этапах обусловлена активностью каркаса ограничивающих разломов, на более поздних — рассредоточенной внутриблоковой базификацией, в понимании В.Е. Хаина и Л.Э. Левина [7]; на еще более поздних — отмиранием внутренних океанических впадин, активным взаимодействием их окраин с континентальными корами, формированием островных дуг и наземных вулканических поясов. Эти блоки по тектонической позиции и истории развития в океаническую стадию близки современным окраинным морям. В частности, в итоге развития Джунгаро-Балхашской системы, сходной по геофизическим

полям с современными окраинными морями, в палеозое сформировались тектонические зоны как на древних блоках континентальной коры (Атасу-Джунгарский срединный массив), так и на сравнительно молодых океанических палеокорах, имеющих, вероятно, ордовикский возраст (Кентерлау-Матайская зона).

Выявленные особенности глубинного строения Казахстана позволили по-новому рассмотреть региональные закономерности размещения металлогенических провинций и рудных поясов разного профиля. Золоторудные провинции, содержащие оруденение золото-сульфидной, кварцево-сульфидной и других формаций, тяготеют к двум типам структур: 1) к подвижным поясам вдоль главных стволых и сопряженных разломов; 2) к участкам внутриблоковой рассредоточенной океанизации. Общим для этих типов структур является их рифтогенная природа в раннюю стадию развития и деструкция континентальной коры, обусловившая широкое проявление толеитового вулканизма и становление офиолитовых комплексов. Переходная стадия знаменовалась сменой режимов развития, формированием двойных островных дуг, проявлением андезитового вулканизма и накоплением терригенных флишеидных и морских молассовых комплексов. Рудные пояса характеризуются широким развитием магматических формаций ранних и средних стадий, мощных граувакковых и флишеидных формаций, гомодромным рядом пород от габбро-диоритов до плагиогранитов и нормальных гранитов при резко доминирующей роли тоналитов; распространением как внутригранитовых, так и послегранитовых даек; высокой натриевостью всех пород.

Рудные районы с медноколчеданным и полиметаллическим оруденением тяготеют к узким, длительно развивающимся поясам глубинных разломов, образующих системы главных стволых и оперяющих кососекующих разломов. Для полиметаллических поясов характерно полициклическое развитие в течение двух-трех тектонических циклов, каждый из которых является редуцированным, формирование рудоносных формаций в прогибах "возобновленного" типа на континентальной коре, консолидированной в предшествующие циклы. С учетом геофизических данных в пределах полузакрытых и закрытых территорий Казахстана прогнозируется ряд новых районов, перспективных на этот тип оруднения.

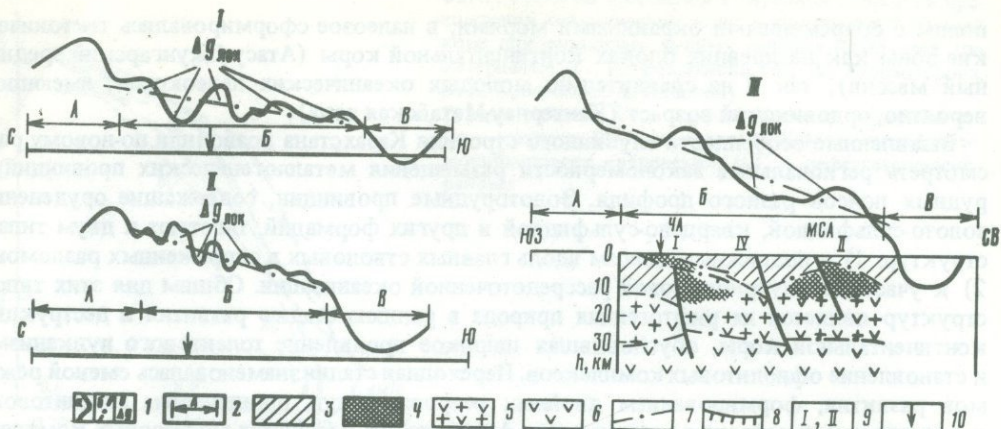
Районы меднопорфирового оруденения (Коунрадский, Актогайский, Коксайский) расположены в каркасных ячейках тектоносферы, на месте структур, развивавшихся по типу окраинных морей. Они приурочены к зонам, сформированным на континентальных корах, вблизи крупных участков проявления рассредоточенной базификации, в зонах активного взаимодействия кор континентального и океанического типов.

Исследования третьего направления ориентированы на изучение физических полей, характера глубинного строения и режима тектонического развития рудных поясов и рудных районов. Сходные в металлогеническом отношении рудные пояса характеризуются неодинаковым структурным обликом, а также возрастом вмещающих формационных комплексов и оруденения. Поэтому эти чисто геологические факторы не раскрывают причин их металлогенического сходства и различий. Вместе с тем свойственные рудным поясам физические поля часто сходны, и это заставляет предполагать, что формирование металлогенически специализированных вещественно-структурных комплексов определяют глубинные структуры.

Геофизические особенности рудных районов изучены слабо. Обобщенные данные по характеристике их физических полей и глубинному строению практически отсутствуют. Нами (в КазИМС) впервые проанализированы физические поля и глубинные структуры большинства рудных районов Казахстана в сравнении с наиболее крупными провинциями СССР и мира.

Рудные пояса расположены в разновозрастных складчатых структурах. Северо-Казахстанский пояс входит в состав ранних каледонид, Чу-Илийский — поздних каледонид, Кызылкумский, Северо-Прибалхашский и Западно-Калбинский — в состав герцинид. Некоторые рудные пояса, такие как Северо-Казахстанский, испытывают склонение по простиранию и накладываются на зоны как антиклинорного (Кокчетавский антиклинорий), так и синклинорного (Степнякский, Селетинский синклинорий) строения. Месторождения Кызылкумского пояса тяготеют к глубоко эродированным антиклинориям (Тамдытау, Нуратау и др.), а Западно-Калбинского — к инверсионным синклинориям и наложенным раннеорогенным прогибам.

Сравнение гравитационных аномалий этих рудных поясов показывает их большое сходство (фиг. 2). В целом гравитационные поля имеют переходный характер: представлены "склонами" аномалий и своеобразными региональными полосами повышен-



Фиг. 2. Графики, отражающие особенности аномальных полей под рудными районами, и характерный глубинный разрез Калбинского района (по материалам В.Н. Любецкого)

I—III — районы: I — Кызылкумский, II — Северо-Казахстанский, III — Калбинский; IV — глубинный разрез; 1 — аномалии: а — Δg исходная, б — Δg регионального фона, в — Δg док остаточные аномалии первого порядка; 2 — области, выделенные по региональным аномалиям: ограничивающие рудные пояса (А — по положительным, Б — по отрицательным аномалиям); соответствующие рудным районам (В — аномалии градиентного типа); 3 — осадочный слой; 4 — офиолитовая ассоциация, сменяющаяся вверх по разрезу терригенной андезитовой ассоциацией; 5 — гранито-гнейсовый слой, сформированный по переходному слою, близкому к гранулит-базитовому на предорожденной стадии; 6 — гранулит-базитовый слой; 7 — границы раздела, установленные с использованием сейсмических данных; 8 — поверхности надвигов; 9 — антиклинорий второго порядка (I и II подтипов; 3А — Чарский, МСА — Миялинско-Самарский); 10 — выходы офиолитовых ассоциаций

ных градиентов силы тяжести. Ширина полос соответствует в плане ширине рудных поясов. Интенсивность региональных градиентов сравнительно невысокая, но устойчивая. Аномалии, ограничивающие переходные поля, характеризуют структуры, расположенные обычно за пределами рудных поясов.

Высокоградиентные региональные гравитационные поля умеренной интенсивности не зависят от особенностей геологического строения верхних ярусов земной коры, глубины эрозионного среза структур или возраста складчатости, а определяются специфическими особенностями глубинного строения.

Региональное поле обычно осложнено локальными положительными и отрицательными гравитационными аномалиями более высоких порядков. Положительные аномалии отмечают антиклинорные структуры двух типов. Первый тип характеризуется относительно глубоким эрозионным срезом. Ядра таких антиклинориев сложены, как правило, офиолитовыми комплексами пород. В составе последних зачастую устанавливаются амфиболитовые и эклогит-амфиболитовые толщи, более древние по отношению к вмещающему офиолитовому субстрату. В отдельных случаях в составе метаморфических комплексов встречаются глаукофановые сланцы. Геолого-геофизическими методами здесь выявлены покровные структуры, меланжевые и олистостромовые комплексы. За счет проявления шарьяжей офиолитовые комплексы нередко сорваны с ядерных частей структуры и перемещены в ее крылья. В таких случаях имеет место асимметрия, "псевдозапрокидывание", антиклинориев. Антиклинорные структуры второго типа характеризуются относительно неглубоким эрозионным срезом. Выходы офиолитовых ассоциаций на поверхность незначительны по площади, а магматизм, свойственный ранней стадии, проявлен слабо. Структуры перекрыты терригенными флишоидными комплексами пород и устанавливаются только геофизическими методами. Антиклинорные структуры разделены синклинорными, выполненными терригенными комплексами пород большой мощности, прорванными крупными массивами лейкократовых гранитов с редкометальным оруденением.

Характер физических полей и глубинных структур рудных районов сходен с таковым современных островодужных систем. По геофизическим данным, в пределах рудных районов устанавливаются скрытые палеоостроводужные поднятия и междууговые прогибы. Магматические формации ранней и средней стадий в пределах поднятий либо образуют отдельные выходы, либо приближаются к поверхности до глубины 1—3 км, а в прогибах — погружаются на глубины более 6 км. Размещение интрузивных образований и ассоциирующего с ними оруденения во многом подчинено этим структу-

рам. Наиболее крупные проявления тяготеют в островодужных поднятиях к местам их перекрытия терригенными отложениями флишеидных формаций и усложнения поперечными разломами или узлами пересечений поперечных и продольных разломов. Крупные рудные узлы тяготеют к поперечным (по отношению к рудным поясам в целом) прогибам поверхности М.

Рудные районы с медноколчеданным и полиметаллическим оруденением, как правило, характеризуются значительной протяженностью при сравнительно небольшой ширине. В гравитационном поле им отвечают региональные положительные аномалии высокой интенсивности. Поверхность К в их пределах относительно приподнята, базальтовый слой превосходит по мощности гранитный.

Районам колчеданного медного и медно-полиметаллического оруденения пространственно отвечают эпицентры положительных аномалий, а полиметаллического — склоны этих аномалий.

Установлено, что металлогенические провинции медно-полиметаллического оруденения формировались на корях континентального типа в бортах океанических рифтов, в областях весьма активного взаимодействия континентальных и океанических кор, вдоль крупных пограничных систем глубинных разломов. Formой этого взаимодействия является формирование интрузий бимодальных габбро-гранитных серий. Вероятно, они служили первичным источником рудного вещества. Различные преобразования геофизических полей позволили выделить аномалии от крупных глубинных плутонов умеренно-кислого состава, входящих в бимодальные габбро-гранодиоритовые серии. Сопоставляя положение аномалиеобразующих глубинных объектов с размещением месторождений, можно по-новому подойти к изучению вопроса о закономерностях связей оруденения с глубинными источниками.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение размещено в трех районах Казахстана — Каратауском, Атасуйском и Центрально-Казахстанском. Можно предположить, что изучение глубинного строения районов этого типа является некорректной задачей, не имеющей отношения к оруденению, поскольку генезис последнего принимается большинством исследователей как экзогенно-гидротермальный. Однако проведенное изучение дало следующие результаты.

Обращает на себя внимание тот факт, что провинции стратиформного свинцово-цинкового оруденения характеризуются гравитационными аномалиями одного типа, близкими по своим параметрам аномалиям провинций, вмещающих полиметаллические месторождения вулканогенно-гидротермального (Алтай) и метаморфогенного (Австралия) генезиса [6]. Как правило, это крупные положительные гравитационные аномалии весьма высокой (максимальной) интенсивности и линейной формы. В поперечных сечениях аномалии асимметричны: одно крыло их обычно крутое, другое — пологое. Оба крыла положительной аномалии сопряжены с отрицательными аномалиями. Положительные аномалии в целом и отдельные их части слабо увязываются с геологическими структурами.

Оруденение локализовано преимущественно на площадях, отмеченных крыльями положительной аномалии, причем крупные месторождения свинцово-цинковых руд тяготеют к наиболее пологим крыльям аномалий. Для изучения природы положительных аномалий районов стратиформного свинцово-цинкового оруденения Казахстана нами привлекались геолого-геофизические данные по Атласской, Красноморской и другим провинциям мира, характеризующимся сходным металлогеническим профилем.

Все названные рудные провинции независимо от степени различия свойственных им типов свинцово-цинковых месторождений характеризуются сходными гравитационными аномалиями, а следовательно, и сходными типами глубинных структур. При этом зонам, непосредственно контролирующим полиметаллическое оруденение в разных рудных провинциях, отвечает практически единый тип аномалий (структур). Отсюда напрашивается вывод, что стратиформное свинцово-цинковое оруденение не оторвано далеко от глубинного источника оруденения. Различия же в условиях локализации месторождений (осадочно-гидротермальных, вулканогенно-гидротермальных, метаморфогенных) обусловлены разной направленностью развития верхних горизонтов земной коры, влиявшей на мобилизацию, перенос и переотложение рудного вещества различными геологическими агентами.

Природа глубинных структур раскрыта нами на основе анализа региональной позиции рудных районов и их сравнения с более молодыми по возрасту металлогеническими провинциями, для которых еще не утрачена связь с современными геодинамическими

обстановками (Красноморская, Атласская и др.). Учитывались также вещественно-структурные комплексы рудных районов и геофизические данные.

Провинции свинцово-цинкового оруденения приурочены к глубинным разломам, входящим в состав зон главных стволых и оперяющих кососекущих разломов тектоносфер, тяготея к их висячему боку. Рудные провинции формировались на палеоконтинентальных корях, вдоль бортов палеоокеанических рифтов, т.е. вдоль пассивных окраин континентов. Подобные гравитационные аномалии встречаются в современных геодинамических обстановках пассивных окраин континентов и приурочены к местам перегибов шельфа и его перехода в континентальный склон. Полосы положительных гравитационных аномалий отмечают зоны активной магматической переработки континентальной коры в осевых частях рифтов или в прибрежных шельфовых зонах океанов под воздействием процессов рифтогенеза и раскрытия океанических пространств.

Районы с меднопорфировым оруденением характеризуются трехъярусным строением верхних частей земной коры. Устанавливаются фундамент, редуцированный геосинклинальный и наложенный орогенный этажи. Позиция оруденения определяется пространственным совмещением благоприятных структур всех трех ярусов. Чрезвычайно широко распространенные орогенные вулканические комплексы несогласно перекрывают все нижележащие этажи, поэтому изучение последних возможно только геофизическими методами. Меднопорфировые месторождения тяготеют к внутренним поднятиям и краевым частям вулканических поясов: крупные — к фронтальным частям, приближающимся к зонам рассредоточенной базификации, а более мелкие комплексные медно-молибденовые, молибден-порфировые и др. — к тыловым. В пределах поднятий и краевых частей вулканических поясов расположены шлутоны контрастных интрузивных формаций — габбро-диорит-гранодиоритовой и гранитовой меланократового ряда, в контактах которых вблизи крупных тектонических нарушений локализованы рудоносные порфировые интрузии. Поднятия, как и краевые части вулканических поясов, отчетливо фиксируются снижениями интенсивности и градиентами региональных аномалий магнитного поля.

В дальнейшем представляется целесообразным: 1) усилить работы по всестороннему изучению глубинного строения земной коры и мантии Казахстана на новом научном, методическом и техническом уровне; они должны проводиться по единой программе и включать наряду с традиционными сейсмическими методами исследования новых параметров (теплого режима, глубинного геохимического, магнитотеллурического и других полей); 2) начать поиски ксенолитов глубинных пород с целью изучения вещественного состава, содержания микроэлементов и газовой-жидких включений в слоях земной коры и мантии; 3) разработать теоретические основы использования результатов исследований глубинного строения в приложении к металлогении.

Л и т е р а т у р а

1. Антоненко А.Н., Бикеев В.С. Глубинные структуры земной коры Казахстана по сейсмическим данным. — В кн.: Информационный сборник работ ИГН, 1975. Алма-Ата: Наука, 1976, с. 169–172.
2. Бекжанов Г.Р. Отношение эндогенной минерализации к глубинным структурам Казахстана. — В кн.: Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 171–179.
3. Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д., Углин А.Ф. Характеристика геологических формаций Казахстана (по геофизическим данным). Алма-Ата: Наука, 1975. 272 с.
4. Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. и др. Тектоническое строение Казахстана (по геофизическим данным). Алма-Ата: Наука, 1976. 167 с.
5. Иванкин П.Ф., Фотгади Э.Э., Шеглов А.П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 35–52.
6. Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. Сравнение глубинных структур Атасуйского и Рудно-Алтайского рудных районов по геофизическим данным. — В кн.: Закономерности размещения полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1981, с. 36–44.
7. Хаин В.Е., Левин Л.Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 6, с. 3–18.

Л.А. Мирошниченко, Н.М. Митряева, И.В. Покровская, Г.Б. Паталаха,
И.И. Кондрашенков, В.В. Овчинников, А.П. Гуляев, К.М. Муканов,
Н.Н. Нуралин, В.П. Стеценко, Б.Б. Сюсюра, С. Хамзин

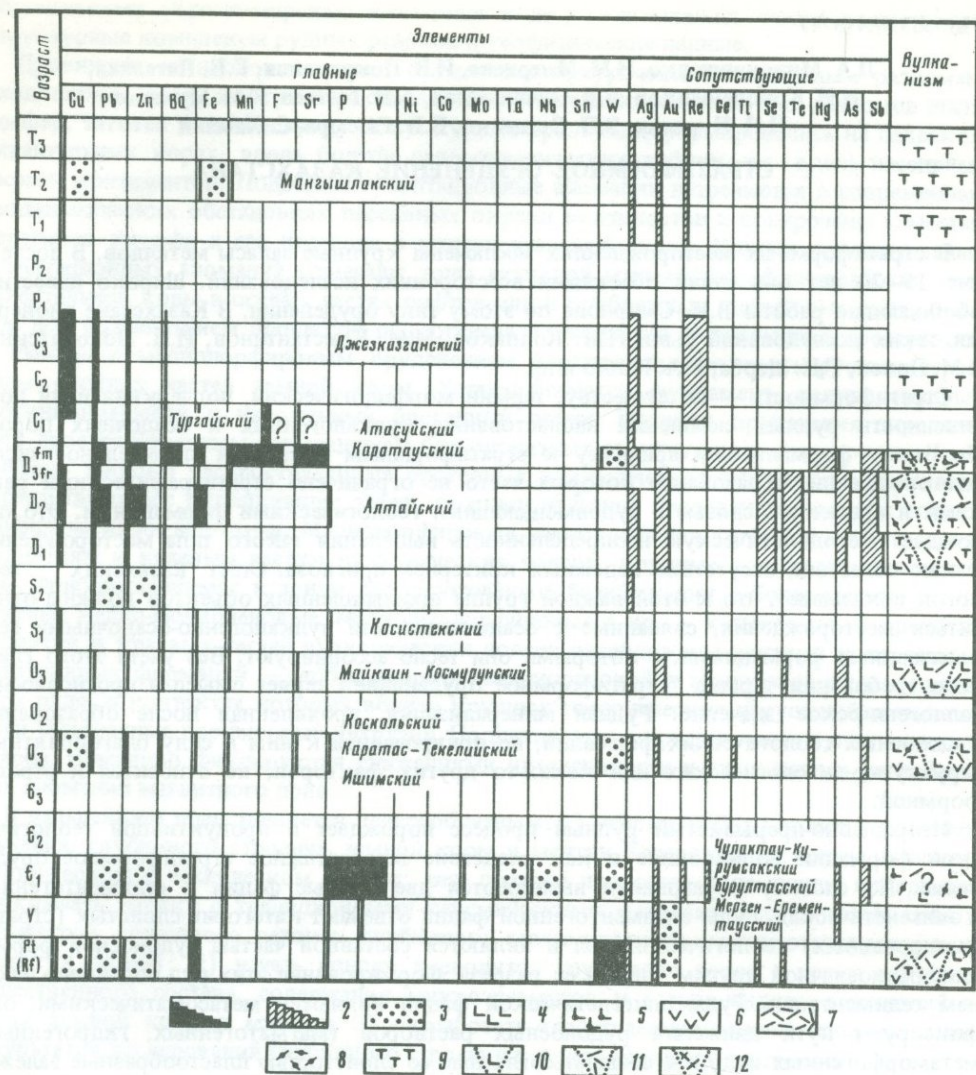
СТРАТИФОРМНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАЗАХСТАНА

В стратиформных месторождениях заключены крупные запасы металлов. В последние 15–20 лет они стали объектами всесторонних исследований. Широко известны обобщающие работы В.И. Смирнова по этому типу оруденения. В Казахстане пионерами таких исследований были Н.М. Колпаков, М.М. Константинов, И.П. Новохатский, В.М. Попов, Г.Н. Щерба, С.А. Юшко и др.

Стратиформность — по существу, термин морфологический, подчеркивающий подчиненность рудных скоплений напластованию вулканогенных и осадочных пород. По этому формальному признаку к стратиформным относится значительное число месторождений, образование которых часто не ограничено стратиграфическими рамками и временной связью с рудовмещающими геологическими формациями. Это порождает методологическую неопределенность выделения такого типа месторождений и как следствие отсутствие надежных критериев прогноза. Опыт казахских геологов показывает, что к этой важной группе промышленных объектов должны относиться месторождения, связанные с осадочными или вулканогенно-осадочными геологическими формациями, с которыми они тесно ассоциируют. Без учета этого главного требования термин "стратиформное оруденение" теряет смысл и прогнозно-металлогеническое значение. Рудная минерализация, проявленная после образования рудоносных геологических формаций, но приуроченная к ним в силу благоприятных структурно-литологических или каких-то других факторов, не относится к стратиформной.

Непрерывно-прерывистый рудный процесс порождает в продуктивной геологической формации полихронное и как следствие многоэтажное стратиформное оруденение. По способу образования выявляются две рудные фации — седиментогенная и эпигенетическая. Руды седиментогенной фации отвечают категории слоистых (стратифицированных) геологических тел и являются составной частью рудоносной фации, равнозначной другим членам ее разреза. Формирование этих руд подчинено законам седиментации. Руды эпигенетической фации являются метасоматическими, они фиксируют пути движения рудоносных растворов (магматогенных, гидrogenных, метаморфогенных и др.) и создают согласные со слоистостью пластообразные залежи. С этой же фацией связано формирование тел, секущих слоистость, и руды карстовых заполнений. Ниже охарактеризованы основные особенности стратиформного оруденения Казахстана.

Состав, масштабность, уровни. Главные рудные компоненты — Cu, Pb, Zn, Ba, P, V, Fe, Mn, F, Sr; второстепенные — Mo, W, Ta, Nb, TR; сопутствующие — Cd, Re, Ge, Ni, Co, Sn, Tl, Se, Te, Sb, As, Hg (фиг. 1). Ранее неизвестными в Казахстане элементами стратиформного оруденения в седиментной фации являются Ta и Nb в ванадиеносных углисто-кремнистых сланцах. Все главные рудные компоненты встречаются в промышленных концентрациях, а из числа второстепенных в заметном количестве установлены: Mo и TR в седиментогенных ванадиевых и фосфорных, Ni — в кремнисто-железистых, W — в скарноидах и марганцевых рудах. Распределение промышленных скоплений руд по фациям: седиментогенная — P, Fe, Mn, Pb, Zn, Ba, F, Sr; эпигенетическая — Cu, V, Pb, Zn, Ba, F, W. Максимальные накопления Cu, Pb, Zn, Ba, Fe, Mn, F, Sr, а из сопутствующих элементов — Re, Se, Te, Hg, As, Sb связаны с поздним палеозоем (джезказганский, атасуйский, каратауский, алтайский уровни). К нижнему палеозою (кембрий, ордовик) приурочены концентрации V, P, Mo, TR, Ta, Nb (чулактау-журум-сакский уровень), Ba, Pb, Zn (каратау-текелийский, бурултасский уровни), а также пока эпизодические скопления W (мерген-еременьтауский уровень). В допалеозое известны железистые кварциты и практически не изученные стратиформные полиметаллические проявления. Значительные скопления метаморфогенных шеелитовых руд (баянский уровень) трассируются первично обогащенными вольфрамом древними отложениями. Обращает на себя внимание казахстанская пятиэлементная ассоциация Pb, Zn, Ba, Mn, Fe, повторяющаяся на многих геохронологических уровнях. С этой

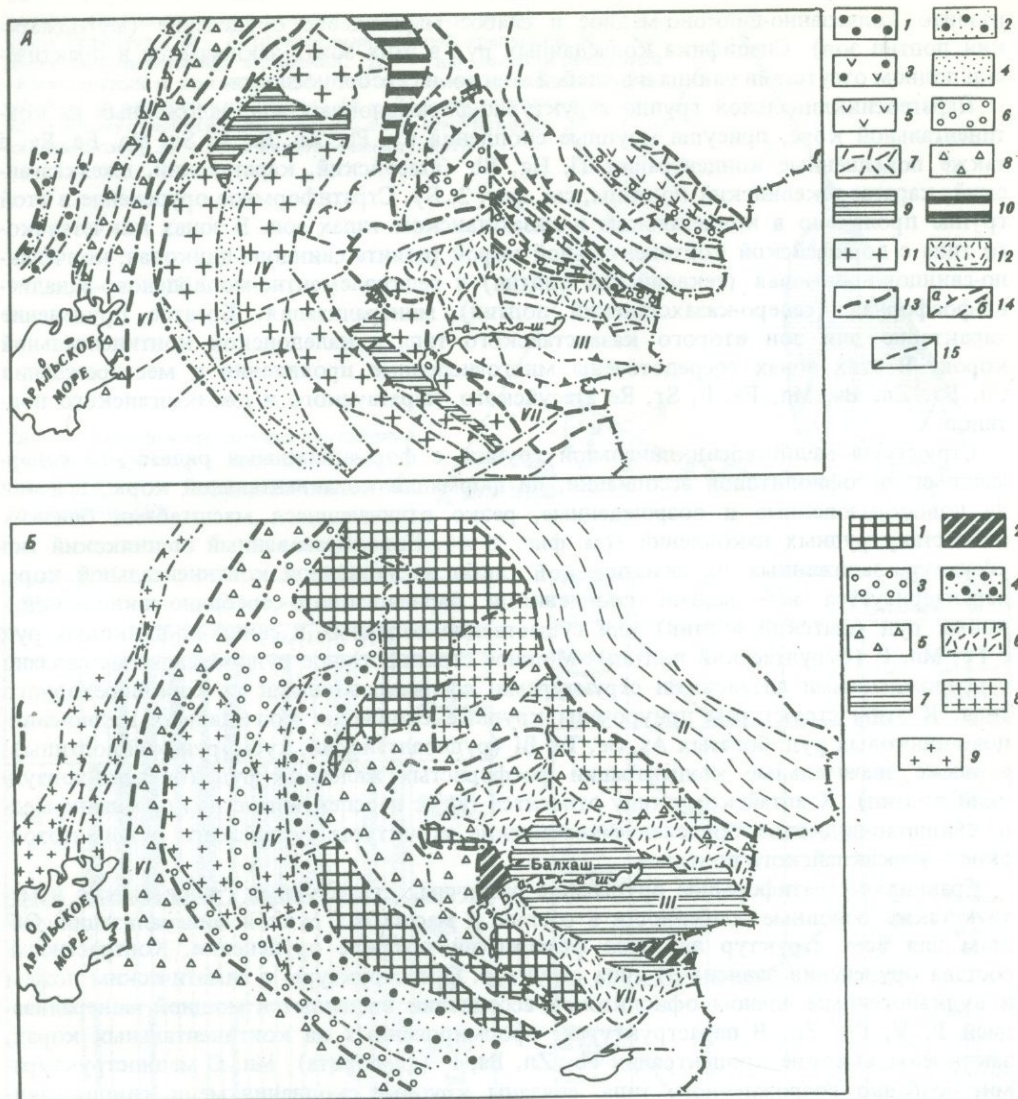


Фиг. 1. Уровни стратиформного оруденения Казахстана

1 - 2 - относительная интенсивность оруденения: 1 - главные элементы, 2 - сопутствующие элементы; 3 - накопления рудных элементов на новых уровнях; 4 - 9 - вулканогенные породы: 4 - базальты, 5 - трахибазальты, 6 - андезиты, 7 - липариты, 8 - трахилипариты, 9 - туфы преимущественно кислого состава; 10 - 12 - субвулканические породы: 10 - базальты, 11 - липариты, 12 - сиениты и монзониты

ассоциацией, дополняющейся в отдельных структурах Cu, V, P, связаны многие промышленные месторождения Казахстана.

Тектоническая позиция. По Г.Ф. Ляпичеву, выделяются три группы структурно-формационных зон - ортогеосинклиальная, медиогеосинклиальная и парагеосинклиальная. Стратиформное оруденение различных групп отличается типами и масштабами рудных скоплений. Ортогеосинклиальная группа зон, формационные ряды которых содержат в основании вулканогенный или вулканогенно-осадочный член офиолитовой ассоциации и формируются на симатическом ложе, характеризуется мощным накоплением P, V и колчеданных руд Cu и Zn (фиг. 2, А). Такая дифференциация оруденения наблюдается в ортоструктурах различного типа. В миогеосинклиальных зонах континентального склона широко развиты фосфорная, ванадиевая, бариевая и свинцово-цинковая минерализация, подчиненное значение имеют железо и марганец (чулактау-курумсаковский, сакмарский подтипы зон). Особенность оруденения - богатство фосфорных руд фтором и редкими землями, ванадиевых - редкими землями, молибденом, танталом и ниобием, а марганцевых - вольфрамом. Другой состав характерен для ортоструктур эвгеосинклиальных первично-островодужных зон. Здесь



Фиг. 2. Схема размещения орто-, медно- и парагеосинклиналиных структурно-формационных зон палеозойд Казахстана с установленным стратиформным оруденением (тектоническое районирование по Г.Ф. Ляпичеву)

А — орто- и мезогеосинклиналиные зоны. Ортогеосинклиналиные зоны: 1,2 — уральский фосфористо-марганцево-цинково-медный тип: 1 — мугуджарский эвгеосинклиналиный колчеданно-цинково-медный подтип, 2 — сакмарский мезогеосинклиналиный фосфористо-марганцевый подтип; 3,4 — чингизский железо-марганцево-бариево-свинцово-цинково-молибденово-фосфорно-ванадиевый тип: 3 — аягузский эвгеосинклиналиный колчеданно-свинцово-цинково-медный подтип, 4 — чулактау-курумсаковский мезогеосинклиналиный железо-марганцево-бариево-свинцово-цинково-молибденово-фосфорно-ванадиевый подтип. Мезогеосинклиналиные зоны: 5-8 — алтайский фосфорно-железо-медно-свинцово-цинковый тип: 5 — рудноалтайский колчеданно-медно-свинцово-цинковый подтип, 6 — кусмурунский колчеданно-бариево-свинцово-цинково-медный подтип, 7 — шневско-холзунский цинково-свинцово-фосфорно-железородный подтип, 8 — тургайский железородно-колчеданно-медно-свинцово-цинковый тип; 9,10 — степнякский фосфористо-бариево-свинцово-цинковый тип: 9 — шатский бариево-свинцово-цинковый подтип, 10 — бурултасский железо-марганцево-фосфористо-бариево-свинцово-цинковый подтип. Парагеосинклиналиные зоны: 11 — микроконтинентов; 12 — магматических континентальных поясов; 13,14 — границы: 13 — складчатых систем, 14 — структурно-формационных зон: а — мезогеосинклиналиных, б — ортогеосинклиналиных; 15 — разломы. Складчатые системы: I-III — герцинские: I — Уральская, II — Зайсанская, III — Джунгаро-Балхашская; IV, V — каледонские: IV — Кокчетав-Северотяньшанская, V — Чингиз-Тарбагатайская; VI, VII — переходные зоны: VI — Тургайско-Сырдарьинская, VII — Илийская.

Б — парагеосинклиналиные зоны. Кокчетавский тип на дорифейской континентальной коре; подтипы: 1 — северо-казахстанский рениево-молибденово-фосфорно-редкоэлементный; 2 — каратав-текелдский железо-марганцево-свинцово-цинковый. Казахстанский тип на каледонской континентальной коре; подтипы: 3 — каратауский бариево-свинцово-цинковый; 4 — джезказганский рениево-свинцово-цинково-медный; 5 — атасуйский железо-марганцево-бариево-свинцово-цинковый; 6-9 — зоны с неустановленным стратиформным оруденением: 6-7 — прибалхашского, 8 — казахстанского, 9 — кокчетавского подтипов

развито колчеданно-цинково-медное и слабое марганцевое оруденение (мугуджарский подтип зон). Специфика колчеданных руд в этих зонах заключается в практически полном отсутствии свинца и в слабой золото- и сереброносности.

Парагеосинклинальной группе структурно-формационных зон, заложенных на континентальной коре, присущи крупные скопления Cu, Pb, Zn, Ba, F, Sr, Mn, Fe, Re, а также повышенные концентрации Tl, Hg, Sb (атасуйский, каратауский, джезказганский, каратас-текелийский подтипы, см. фиг. 2, Б). Стратиформное оруденение в этой группе проявлено в кокчетавском и казахстанском типах зон. В зонах кокчетавского типа с дорифейской континентальной корой развита свинцово-цинковая, колчеданно-свинцово-цинковая (текелийский подтип) и редкоэлементно-молибденово-ванадиево-фосфорная (северо-казахстанский подтип) минерализация. Богатое оруденение характерно для зон второго казахстанского типа с каледонской континентальной корой. В этих зонах сосредоточены многочисленные проявления и месторождения Cu, Pb, Zn, Ba, Mn, Fe, F, Sr, Re атасуйского, каратауского и джезказганского подтипов.

Структуры медиогеосинклинальной группы с формационными рядами, не содержащими ни офиолитовой ассоциации, ни формаций континентальной коры, делятся на новообразованные и возрожденные, резко отличающиеся масштабами близких по составу рудных накоплений (см. фиг. 2, А). Новообразованный степнякский тип структур, заложенных на симатической либо на утоненной континентальной коре, характеризуется небольшими скоплениями бариево-золото-серебряно-свинцово-цинковых руд (шатский подтип) или существенно бариевых и свинцово-цинковых руд с Fe, Mn, P (бурултасский подтип). Мощное стратиформное рудообразование связано с возрожденными алтайскими структурами, сформированными на коре переходного типа. К этим структурам приурочены крупные скопления колчеданных медно-свинцово-цинковых руд, богатых As, Se, Te, Bi (рудноалтайский, кусмурунский подтипы), а также значительные концентрации фосфористых железных руд (пневско-холзунский подтип). К алтайскому типу относятся также перспективные на колчеданно-медно-свинцово-цинковое оруденение герцинские структуры тургайского и допалеозойские — карсакапайского подтипов.

Сравнивая стратиформное оруденение различных структурных групп, можно отметить также основные особенности в составе и масштабах рудной минерализации. Общим для всех структур является фемический профиль оруденения. Контрастность состава оруденения зависит от типа структур. Ортоструктуры с симатическим ложем и вулканогенным членом офиолитовой ассоциации выделяются мощной минерализацией P, V, Cu, Zn. В параструктурах, сформированных на континентальных корах, заключены высокие концентрации Pb, Zn, Ba, F (флюорита), Mn. С медиоструктурами, особенно возрожденного типа, связаны крупные скопления меди, свинца, цинка и фосфористых железных руд. Ярким примером зависимости состава оруденения от типа структур являются колчеданные месторождения с четко выраженной сменой медно-цинковых руд в ортоструктурах медно-свинцово-цинковыми в медиоструктурах и свинцово-цинковыми и параструктурах (фиг. 3). Наряду с закономерной эволюцией основного состава оруденения выявляется не менее четкая дифференциация элементов-спутников. Высокие концентрации Se, Te, As встречаются только в колчеданных рудах медиоструктур. Для параструктур характерны Tl, Sb, Hg. Колчеданные руды ортоструктур выделяются низкими содержаниями примесных элементов.

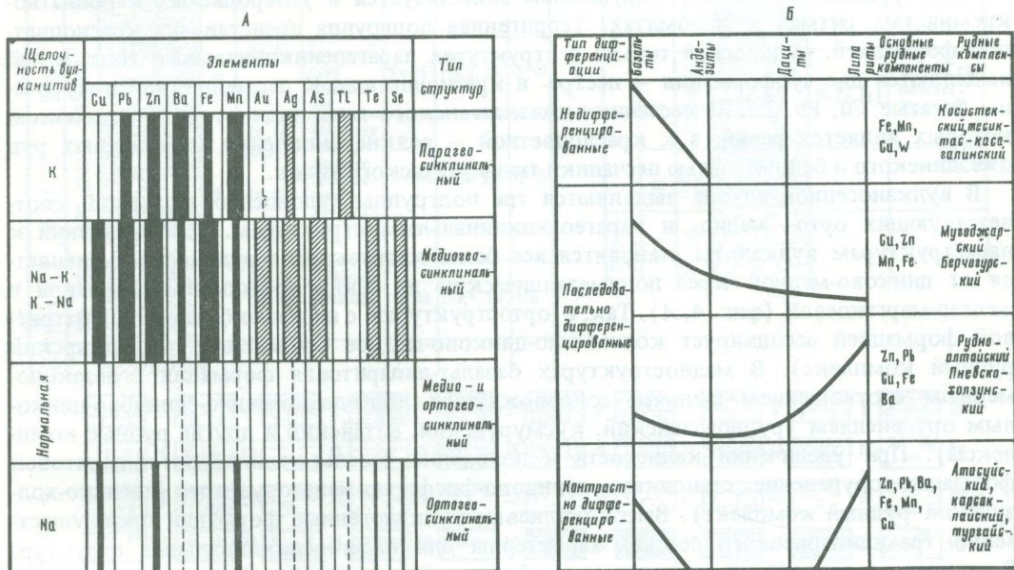
Стратиформное оруденение проявлено во всех циклах тектонического развития структурно-металлогенических зон Казахстана — нерасчлененном допалеозойском, каледонском, герцинском и мезозойском. Для всех циклов закономерна приуроченность рудной минерализации к ранним стадиям в орто- и медиогеосинклинальных структурах (чулактау-курумсакский, рудноалтайский, мугуджарский, карсакапайский рудные комплексы) и к нерасчлененным ранней и средней стадиям в параструктурах (атасуйский, каратауский, джезказганский, мангышлакский рудные комплексы). Состав стратиформного оруденения различных тектонических циклов близок, разница заключается в масштабах выявленных рудных накоплений. Наибольшее количество промышленных объектов Cu, Pb, Zn, Ba, Fe, Mn, F, Sr приходится на широко развитые в Казахстане палеозойды герцинского цикла.

Заканчивая характеристику тектонической позиции стратиформного проявления, следует отметить однотипный механизм формирования (заложения) структурно-формационных зон по принципу рифтогенеза.

Фиг. 3. Вариации отношений Pb : Cu : Zn в колчеданных месторождениях, расположенных в различных типах структур
 Типы структур: О — ортогеосинклинальный уральский, М — медногеосинклинальный алтайский, П — парагеосинклинальный казахстанский и кокчетавский; 1 — 15 — месторождения рудно-алтайского рудного комплекса; 16 — 21 — мугоджарского; 22 — 25 — кусмурунского; 26 — 28, 39, 40 — атасуйского; 29 — 34 — каратауского; 35 — 38 — каратас-текелийского

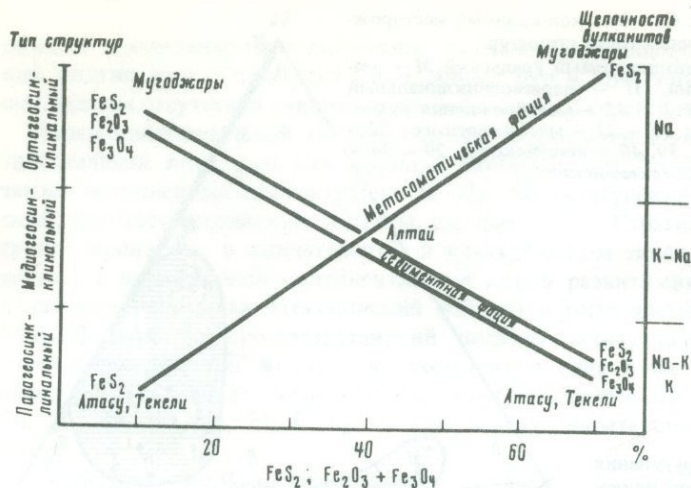


Фиг. 4. Зависимость состава оруденения от типов структур и щелочности вулканитов (А) и от дифференцированности вулканитов (Б)



Геологические и рудные формации. В ИГН АН КазССР разработана классификация рудных формаций, в основу которой положен принцип адекватности (одноранговости) геологической и рудной формаций, в совокупности составляющих металлогеническую формацию или конкретный металлогенический рудный комплекс. Рудный комплекс состоит из ряда минеральных типов, отражающих вариации состава руд седиментогенной и эпигенетической фаций. Этот методологический подход позволяет тесно увязать геологические и рудные формации и исключить из металлогенического анализа многовариантные, методологически разнотипные систематики рудных формаций. Такой рудно-формационный анализ особенно продуктивен для стратиформного оруденения, являющегося неотъемлемой составной частью геологической формации. По этому принципу и систематизировано стратиформное оруденение Казахстана. Отметим некоторые особенности геологических формаций со стратиформным оруденением.

Выделяются две группы рудоносных геологических формаций — осадочная и вулканогенная. Осадочная группа состоит из двух подгрупп — карбонатной и терригенной. В карбонатной подгруппе рудоносна углеродисто-кремнисто-глинисто-карбонатная формация. В параструктурах с ней ассоциируют крупные скопления Ba, Pb, Zn, F, Sr (каратауский, текелийский рудные комплексы), а в ортоструктурах — V и Pb с TR, F, Mo, Ta, Nb, а также значительные концентрации Ba, Pb, Zn (чулактау-курум-



Фиг. 5. Распределение минеральных форм железа в рудах различных типов структур и в зависимости от щелочности вулканитов

сакский рудный комплекс). Оруденение локализуется в углеродистых карбонатно-кремнистых ритмах и доломитах. Терригенная подгруппа представлена красноцветной формацией, рудоносной только в структурах парагеосинклинального типа. В ней выделяются две субформации — пестро- и красноцветная. К пестроцветной приурочены богатые Cu, Pb, Zn, Re песчаники джезказганского типа, индикаторным элементом которых является рений, а к красноцветной — редкие скопления марганцевых руд джездинского и бедные медью песчаники тьюлькубацкого типов.

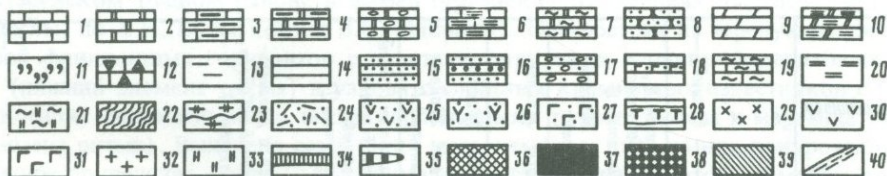
В вулканогенной группе выделяются три подгруппы рудоносных формаций, соответствующих орто-, медио- и парагеосинклинальным структурам. В направлении к параструктурам вулканиты становятся все более калиевыми, а рудоносность меняется от цинково-медной через полиметаллическую до свинцово-цинковой, бариевой и железо-марганцевой (фиг. 4, А). Так, в ортоструктурах с андезито-базальтовой натриевой формацией ассоциирует колчеданно-цинково-медное оруденение (мугоджарский рудный комплекс). В медиоструктурах базальт-липаритовая формация с незакономерным соотношением щелочей сопровождается колчеданно-медно-свинцово-цинковым оруденением (рудноалтайский, кусмурунский, елтайский и другие рудные комплексы). При увеличении калиевости и появлении базальт-калилипарит-липаритовой формации оруденение становится свинцово-фосфорно-железородным (пневско-холзунский рудный комплекс). Высококалиевые вулканогенные формации преимущественно трахилипаритового состава характерны для парагеосинклинальных структур. В отличие от оруденения вулканогенных формаций предыдущих типов структур здесь широко развиты бариевая, свинцово-цинковая, марганцевая и железная минерализация (атасуйский рудный комплекс). Высокая продуктивность парагеосинклинальных калиевых вулканогенных формаций реализуется только в ассоциации их с формациями существенно карбонатных пород. Для седиментогенной рудной фации в этих формациях характерна повышенная и высокая кремнистость.

Анализ типа дифференциации вулканогенных формаций выявил особенности в составе и масштабах ассоциирующего с ними оруденения (см. фиг. 4, Б). С недифференцированными базальтовыми и андезито-базальтовыми формациями (в основном ортоструктур) связаны небольшие скопления Fe, еще меньше — Mn (часто с вольфрамом) и Cu. Последовательно дифференцированные вулканогенные формации по составу и рудоносности разделяются на две группы. К первой группе относятся формации с резким преобладанием базальтов и существенно медно-цинковым оруденением. Во второй группе, наоборот, липариты преобладают над базальтами, руды становятся медно-свинцово-цинковыми, появляются значительные концентрации фосфористых железных руд. И, наконец, стратиформное оруденение контрастно-дифференцированных вулканогенных формаций отличается более широким спектром рудных компонентов. С этими формациями связаны крупные скопления свинцово-цинковых, бариевых, железных и марганцевых руд.

Выявлено изменение минеральных форм железа в зависимости от характера фаций, щелочности вулканитов и типа структур (фиг. 5). В метасоматической фации коли-

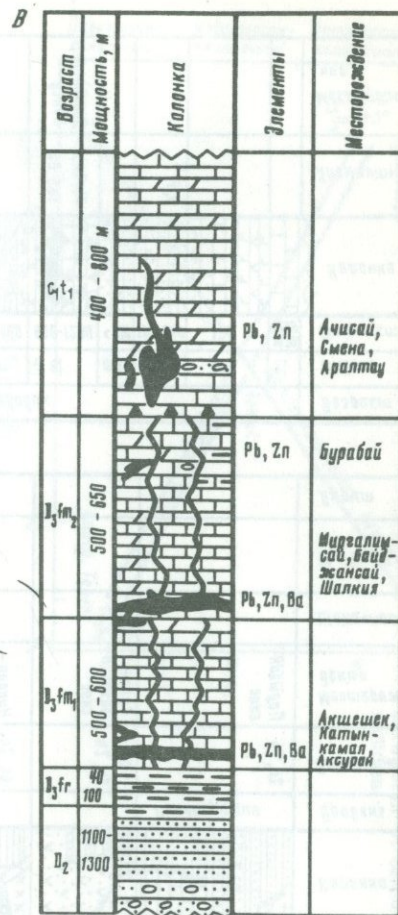
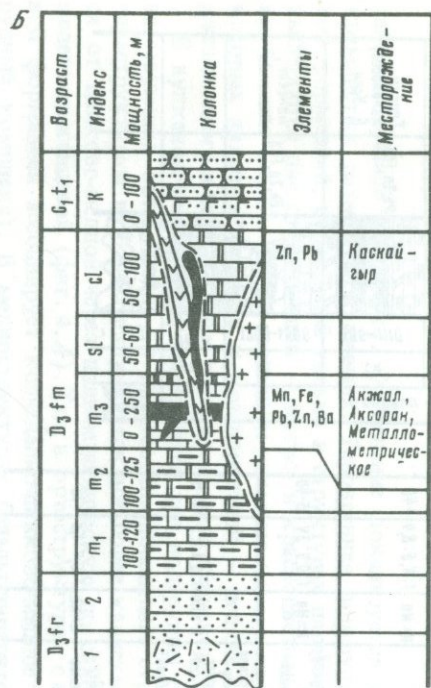
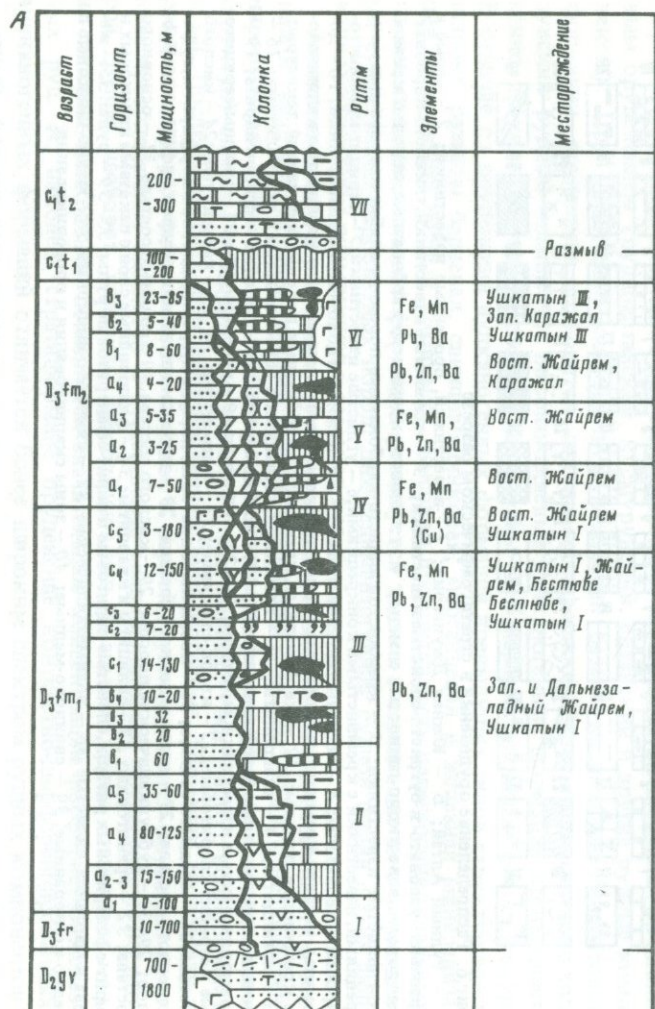
Возраст	Мощность, м	Колонка	Уровень	Элементы	Месторождения	Щелочность	Р _в : С _и : Z _л	Пирит
С _{1v}			Резервация	Zn, Р _в	Парыгинское			
С _{1t}	350-2600							
Д _{3fm}	500-1600			С _и Р _в , Z _л	Чудак Завидинское			
Д _{3fr}	900-1700		IV	С _и , Z _л , FeS ₂ , Р _в	Николаевское	К < Na	1: 4,6: 8,4	> 40
Д _{2gv}	100-1200		III	Zn, С _и FeS ₂ , Р _в	Белоусовское Иртышское	К ≈ Na	1: 0,9: 3,4	15-40
Д _{2ef}	500-2300		II	Zn, С _и Fe ₂ S, Р _в Zn, Р _в Fe ₂ S, С _и	Орловское Золотушинское Зырянское Тышинское	К > Na	1: 0,4: 2,5	10-15
Д _{1e}	500-800		I	Zn, Р _в , С _и , Ва	Риддер- Бакальское	К > Na	1: 0,4: 1,8	< 10

Возраст	Индекс	Мощность, м	Колонка	Элементы	Месторождения
Кембрий - ордовик	Zl	1070-1450			
	Kr	170			
	Zh	180-250		V, P	
	Mk	<100			
	Sl	600-1200		Pb, Zn, FeS, Ва	Сууктобе, Жаксу
	Bg	700-800			
	Tk	800-110		Pb, Zn, FeS ₂	Тепли, Ябланово, Б. Усек
	St	1200-1500		Pb, Zn, FeS	Усек, Тельманское, Жиланды
	Ks	1100-1500			
	Sr	> 2350			



Фиг.6. Распределение оруденения в стратиграфическом разрезе

А - Рудный Алтай; Б - Южная Джунгария; 1 - известняки, орогенные известняки; 2 - серые и красные, узловато- и бугристо-слоистые известняки; 3 - глинистые известняки, глинисто-карбонатные породы, известково-глинистые сланцы; 4 - глинисто-кремнисто-карбонатные породы, кремнисто-глинистые известняки; 5 - кремнисто-глинисто-карбонатные породы с альбит-кварцевыми конкрециями, известняки с кремнистыми конкрециями; 6 - углистые известняки; 7 - серицит-кремнисто-карбонатные породы; 8 - песчанистые известняки; 9 - доломиты и доломитовые известняки; 10 - доломиты, углисто-кремнистые, углистые глинисто-доломитовые сланцы; 11 - карбонатно-калишпатово-кремнистые породы; 12 - карбонатные, кремнисто-карбонатные породы брекчиевой текстуры; 13 - аргиллиты; 14 - алевролиты; 15 - песчаники, песчаники в переслаивании с алевролитами; 16 - песчаники, содержащие фосфор и ванадий; 17 - конгломераты; 18 - прослой гипса, ангидрита; 19 - мраморизованные известняки, мраморы; 20-22 - сланцы: 20 - углеродистые, 21 - кварцы-серицитовые и серицит-хлоритовые, 22 - кварц-слюдяные; 23 - мигматиты; 24, 25 - лавы и туфы: 24 - кислого состава, 25 - среднего состава; 26 - кварц-калишпатовые порфиры, трахидациловы порфиры, туфы щелочного состава; 27 - лавы основного состава; 28 - прослой измененных туфов, туффитов, тефроидов; 29-31 - субвулканические породы: 29 - кислого состава, 30 - среднего состава, 31 - основного состава; 32 - гранитоиды; 33 - силициты и кварциты; 34 - флишоидные слои с пакетами пиритовых и пирит-сфалеритовых ритмов, слонистые пиритовые и пирит-сфалеритовые руды; 35-39 - руды: 35 - железа и марганца, слоистые, 36 - полиметаллические, 37 - свинцово-цинковые, 38 - медно-цинковые и медно-колчеданные, 39 - свинцово-медные; 40 - зоны скарнирования и ороговикования



Фиг. 7. Распределение оруденения в стратиграфическом разрезе
 А - Атасуйский район; Б - Аксоран-Акжалская зона; В - Большой Каратау. Условные обозначения те же, что на фиг. 6

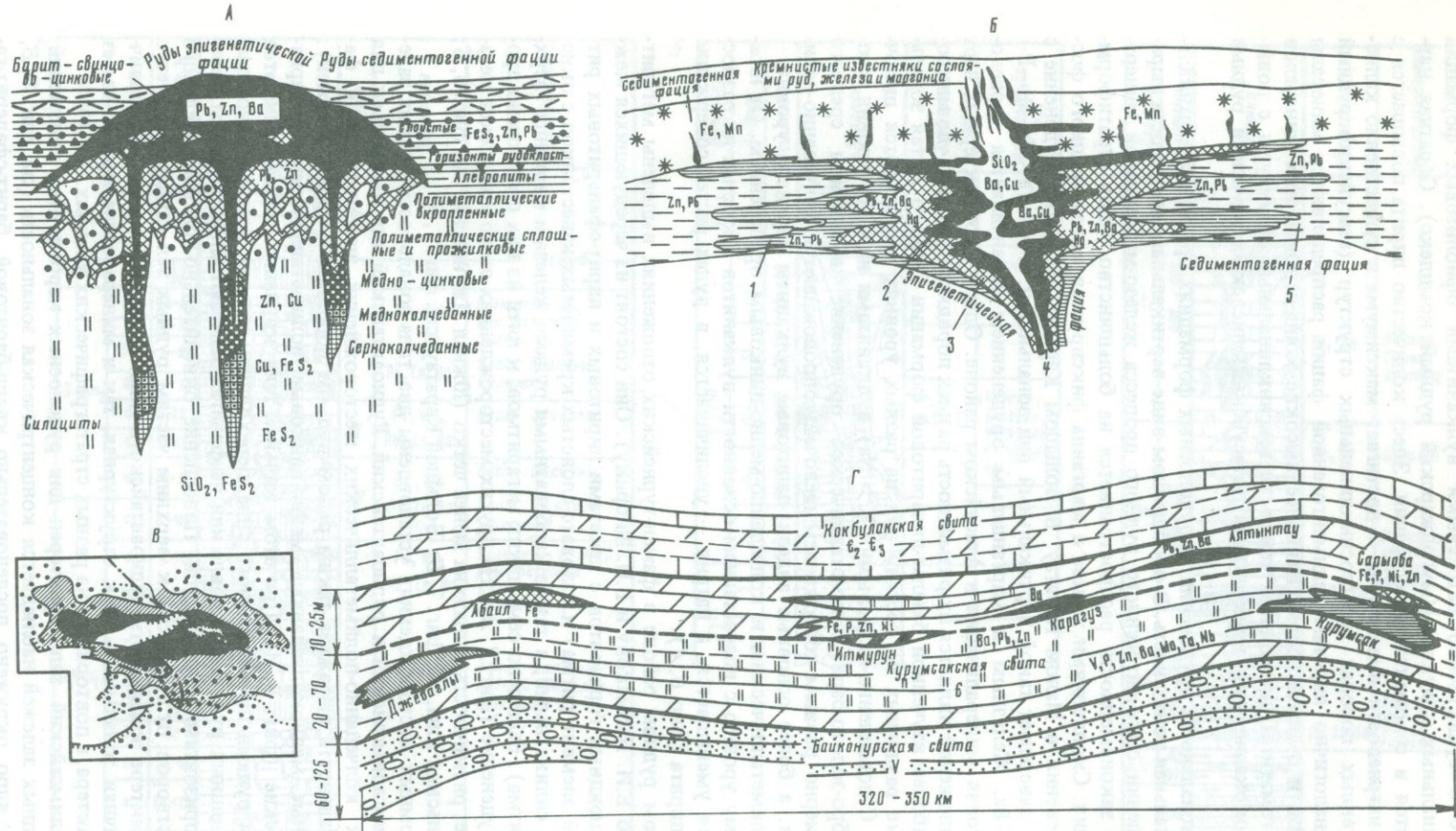
чество серного колчедана возрастает с уменьшением калиевоности и с увеличением натриевоности вулканитов. Максимум пирита приходится на колчеданные месторождения, ассоциирующие с существенно натриевыми вулканитами офиолитовых формаций ортогеосинклинальных структур (мугоджарский рудный комплекс). Обратная картина наблюдается в седиментогенной фации. Здесь количество пирита повышается с уменьшением натриевоности вулканитов и достигает максимума в существенно калиевых вулканогенных породах парагеосинклинальных структур (атасуйский рудный комплекс). Аналогично пиритам седиментогенной фации распределяются минералы железа закисной и окисной форм. Наиболее высокие концентрации этих минералов (в основном гематита) приходятся также на геосинклинальные структуры с повышенной и высококалиевыми вулканитами (атасуйский, пневно-холзунский рудные комплексы).

Ритмика и зональность оруденения. В рудоносных формациях проявлена вертикальная и горизонтальная зональность. В обобщенном виде вертикальная зональность выражена в завершении седиментогенного рудного процесса железо-марганцевой минерализацией. Эта закономерность распространяется на большинство типов стратиформного оруденения. Скоплениями железа и марганца фиксируется конец мощного фосфорного оруденения в Малом Каратау. В Большом Каратау железное оруденение с Mn, Ni, P, Zn завершает такой вертикальный ряд зональности: V—P—Ta—Nb—Mo—P—V—Ba—Pb—Zn—Ba. Железным и марганцевым оруденением заканчивается бариево-свинцово-цинковая минерализация в Атасуйском районе. Одной из характерных черт рудоносных отложений является их ритмичность разных порядков — от мега- до микро-ритмов. В наиболее изученной базальт-липаритовой формации Рудного Алтая зональное размещение различных по составу руд на разных уровнях регулируется щелочностью пород. С повышено-калиевыми ($K > Na$) вулканитами нижнего уровня ассоциирует серебро-золото-барит-полиметаллическое оруденение, вулканиты среднего уровня с примерно равным содержанием щелочей сопровождаются колчеданно-полиметаллическим, а более основные андезит-дацитовые вулканиты верхнего уровня — колчеданно-полиметаллическим и колчеданно-медно-цинковым оруденением. От нижнего к верхнему уровню с возрастанием основности вулканитов в кислых их разностях роль калия уменьшается, а натрия — увеличивается, в рудах растет содержание меди, цинка и пирита (фиг. 6, А).

В Атасуйском рудном районе в фамен-турнейских отложениях выделены мегаритмы (циклы, по Е.И. Бузмакову и В.И. Щибрику). Они состоят из чередующихся между собой флишoidных горизонтов с пакетами пиритовых и пирит-сфалеритовых ритмов (нижний элемент ритма) и узловато-слоистых кремнистых известняков с окисными и (или) силикатными, а также карбонатными рудами железа и марганца (верхний элемент ритма). Выделено семь таких мегаритмов, к пяти из них приурочено промышленное оруденение (фиг. 7, А). На других месторождениях этого комплекса мегаритмов меньше, ритмичность выражена менее четко (Южная Джунгария, см. фиг. 6, Б; Аксоран-Акжалская зона, см. фиг. 7, Б; Большой Каратау, см. фиг. 7, В).

В стратиформных месторождениях установлены два типа зональности рудных залежей — атасу-миргалимсайский и рудноалтайский. Рудноалтайский тип характерен для вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений эпигенетической фации. Здесь зональность выражена таким рядом руд (от подошвы к кровле залежей): серноколчеданные—медноколчеданные—медно-цинковые—полиметаллические и барит-полиметаллические (фиг. 8, А). При этом жильные тела корневых частей сменяются прожилковыми рудами штокверкового типа, переходящими выше в линзовидно-пластовые тела сплошных руд. В их кровле или на флангах залегают слоистые руды, чередующиеся с горизонтами рудокластов. Повышение окислительно-восстановительного потенциала растворов от глубоких к верхним частям рудных тел свидетельствует о первичном характере зональности рудноалтайского типа. По И.В. Покровской, первичная асимметричная зональность, как структурная, так и минералогическая, не имеет сквозного характера, а повторяется на разных стратиграфических уровнях.

Атасу-миргалимсайский тип характерен для рудоносных карбонатных отложений. В строении рудных залежей наблюдается концентрическая зональность (см. фиг. 8, Б, В). Кварцевое ядро окружено последовательно кварц-баритовой, барит-сфалерит-галенитовой, существенно сфалеритовой и пиритовой зонами. Латеральная зональность в отдельных формациях выражена сменой железорудной минерализации, обогащенной Zn, Ni, P, бариево-свинцово-цинковой и бариевой (см. фиг. 8, Г). Получает все



Фиг. 8. Зональность стратиформного оруденения

А — рудноалтайский тип зональности (схема одного из уровней, по И. В. Покровской и О. А. Ковриго); **Б, В** — атасу-миргалимсайский тип концентрической зональности: **Б** — на месторождении Жайрем (по А. А. Рожнову, В. И. Щибрику, Н. М. Митряевой), **В** — на месторождении Миргалымсай (по Е. С. Зорину); **Г** — размещение оруденения в кембрийской углеродисто-кремнисто-карбонатной формации Каратау (продольный разрез)

1 — сфалерит-галенитовые руды; 2 — баритовые метасоматиты с пиритом и халькопиритом; 3 — барит-сфалерит-галенитовые руды и барит-кварцевые метасоматиты и жилы с пиритом и халькопиритом; 4 — кварцевые и барит-кварцевые метасоматиты и жилы с пиритом и халькопиритом; 5 — черные глинисто-кремнисто-карбонатные породы с пакетами пирит-сфалеритовых и пиритовых ритмитов

большее подтверждение гидротермально-осадочное происхождение рудоносных доломитов, сменяющих по латерали минерализованные кремнисто-доломитовые ритмы.

Метаморфизм. Преобразования стратиграфического первичного оруденения связаны с динамометаморфизмом и термальным метаморфизмом при внедрении магматических тел. Динамометаморфизм, вызванный складчатостью, формированием зон смятия, повышенной трещиноватости и шовных структур, сопровождается изменением формы рудных тел, текстурных и структурных рисунков руд. Появляются сланцеватость, плоччатость, струйчатость, признаки течения пластичных минералов и нагнетания их в замки микроскладок, руды подвергаются перекристаллизации, будинажу. Особенно велика роль процессов, сопряженных с динамометаморфизмом, в перетолжении рудного вещества и формировании рудных скоплений. Примером таких образований являются роскозитовые штокверки в зонах интенсивного смятия и трещиноватости, сформировавшиеся за счет ремобилизации ванадия углеродисто-кремнистых пород (месторождения Баласаускандык, Курумсак и др.). С этим видом метаморфизма связаны иногда богатые скопления руд на свинцово-цинковых месторождениях (Текели, Усек), многочисленные баритовые, кальцит-галенит-сфалеритовые, кварц-гематитовые прожилки, наследующие состав первичного оруденения. В тепловых полях магматических тел происходит перегруппировка рудного вещества, формирование новых, преимущественно жильных и гнездообразных, как правило, агрегативных баритовых, свинцово-цинковых, магнетитовых, флюоритовых скоплений (Жунды, Каскайгыр, Кургасын и другие месторождения). При этом возникают высокотемпературные новообразования, такие как мангангеденбергит, бустамит, андрадит, а также кварц- и гранат-магнетитовые руды.

К регенерированным плутоно-метаморфогенным относятся жилы "свинчаков" Заводинского I и свинцово-цинковые — Парыгинского месторождений на Алтае, а также шеелитовое месторождение Баян в Северном Казахстане.

Происхождение. Генезис большинства стратиформных месторождений остается спорным. Современный казахстанский материал подтверждает выводы В.И. Смирнова о полигенности стратиформных руд как седиментогенной, так и эпигенетической рудных фаций. По геологическим и аналитическим свидетельствам выделяются две группы месторождений с различными источниками рудного вещества. К первой группе относятся месторождения, расположенные в зонах с проявленным вулканизмом. Здесь состав руд и количественное соотношение рудных компонентов коррелируются с типом структур, составом и степенью дифференцированности и щелочности вулканитов; характерна зональность в рудоотложении. Свинцово-изотопный возраст руд по Л.И. Шиллову одинаков или близок к возрасту вулканогенных пород, а по Н.Г. Сыромятникову — древнее. Источник серы в основном глубинный. Руды как седиментогенной, так и эпигенетической фаций вулканогенные (рудноалтайский, мугоджарский, алтайский, атасуйский и другие рудные комплексы). Вторая группа объединяет зоны с амагматичными рудоносными формациями, развитыми преимущественно в парагеосинклинальных структурах. В этих существенно карбонатных формациях изотопный возраст свинца седиментогенной и эпигенетической рудных фаций значительно древнее возраста пород, вмещающих руды, а сера повсеместно коровая (каратауский, каратастекелийский рудные комплексы). Стратиформное оруденение здесь связывается с метаморфогенными процессами ремобилизации рудных компонентов из более древних стратиграфических уровней (каратауский рудный комплекс). Метаморфическое перераспределение, как указано выше, обусловило возникновение крупных роскозитовых штокверков, формирующихся на базе ванадиеносных сланцев кембрия (чулактау-курумсаковский рудный комплекс).

Промышленные скопления меди, рения, свинца и цинка в песчаниках джезказганского типа одни исследователи считают эпигенетическими элизионной природы, другие первичное накопление меди связывают с осадконакоплением; не исключается последующее перераспределение меди и формирование эпигенетических руд.

Своеобразна рудоносность триасовой существенно терригенной формации Мангышлакского Каратау, включающей на разных уровнях медистые песчаники. В нижней части формации медное оруденение приурочено к кремнистым алевролитам, обогащенным железом, никелем, цинком. В верхней части появляются горизонты туфов липаритов, изредка доломиты. Наряду с медистыми песчаниками в этой части разреза проявлено седиментогенное железо-марганцевое оруденение в туфовых горизонтах и железное (сидеритовое) в песчаниках с прослоями яшм. Характерно присут-

ствии в рудах Cu, Pb, Zn, Ba, As. В метаморфический этап формируются кварц-кальцитовые жилы с сульфидами, в том числе с пиритом. Оруденение такого типа трудно объяснить с позиции обычного осадконакопления (выветривание и снос с суши).

Вызывает возражение представление о связи с интрузивным магматизмом редкоэлементного оруденения с фосфором или высокорениевым молибденитом. Палеометаллогенетическим анализом такие рудные проявления удовлетворительно объясняются с позиций полутано-метаморфогенной мобилизации рудных компонентов из седиментогенной фации чехлов срединных массивов.

УДК 553.078 (575)

**Х.Н. Баймухамедов, Х.Т. Туляганов, И.Х. Хамрабаев, М.А. Ахмеджанов,
О.М. Борисов, Т.М. Воронич, О.П. Горьковой, И.М. Голованов,
В.Г. Гарьковец, П.В. Панкратьев, А.Д. Шмулевич**

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДНЕАЗИАТСКОГО СЕКТОРА УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Среднеазиатский сектор Урало-Монгольского складчатого пояса охватывает каледониды Северного и герциниды Срединного и Южного Тянь-Шаня [9], обнаруживающие тенденцию выклинивания к востоку, в пределах Джунгарии (см. схему).

Северная граница сектора проходит по зонам Джалаир-Найманского и Северо-Тяньшанского глубинных разломов, которыми он ограничен от Джунгарского срединного массива, южная — по Южно-Тяньшанскому и Туякуйрукскому разломам — звеньям трансконтинентального Азиатского разлома, к югу от которого находятся относительно стабильные Каракумо-Таджикский и Таримский краевые массивы. Северо-западная граница условно проводится в Западном и Северо-Западном Приаралье, по Нукус-Джезказганскому звену Узбой-Сарьсуйского линеамента, где структуры тяньшанид испытывают ундуляцию и замыкание; западнее линеамента геосинклинальные системы пояса приобретают субмеридиональное простирание. Структурный облик сектора определяется дугообразно-зональным расположением слагающих его тектонических единиц, осложненных интенсивной разломной тектоникой. Это Муюнкумо-Наратский срединный массив, слагающий крайнюю северную часть сектора. К югу от него последовательно расположены каледонская геосинклиналь Северного Тянь-Шаня, герцинский Срединно-Тяньшанский жесткий массив и Южно-Тяньшанская геосинклинально-складчатая область.

В пределах жестких массивов преобладали процессы растрескивания, горизонтальные и вертикальные перемещения с образованием сводов и впадин, горстов и грабенов; в наиболее активных районах — вулканических дуг и ареалов, а также глубоких прогибов, которые можно рассматривать как вторично-геосинклинальные структуры — парагеосинклинали (Чаткало-Нарынская зона). Развитие вулcano-плутонических ареалов и дуг, а также рифтоподобных трогов особенно характерно для краевых пригеосинклинальных частей жестких массивов.

Отмеченная структурно-формационная зональность, имеющая на большей части территории Тянь-Шаня субширотную, "тяньшанскую", ориентацию, осложнена структурами антитяньшанского простирания, которые выражены длительно развивающимися ("просвечивающими") поперечными прогибами и поднятиями, линеаментами, крупными разломами, зонами трещиноватости и др. Эти элементы поперечной зональности в основном формировались в позднепалеозойское время. Особый интерес представляет крупная Среднеазиатская тектоно-магматическая дислокация, уходящая далеко за пределы рассматриваемого сектора.

Вертикальный разрез земной коры характеризуется четкой стратификацией, выражающейся в наличии геофизических слоев, а в верхней части в более крупном масштабе — структурно-формационных этажей и ярусов и слагающих их литолого-фациальных тел. Гетерогенность строения слоистых структур верхней части земной коры обусловлена наличием пестрых по составу магматических образований, залечивающих многократные и разные по характеру тектонические дислокации. Совокупность геолого-геофизических и петрохимических данных позволяет полагать, что формирование континенталь-

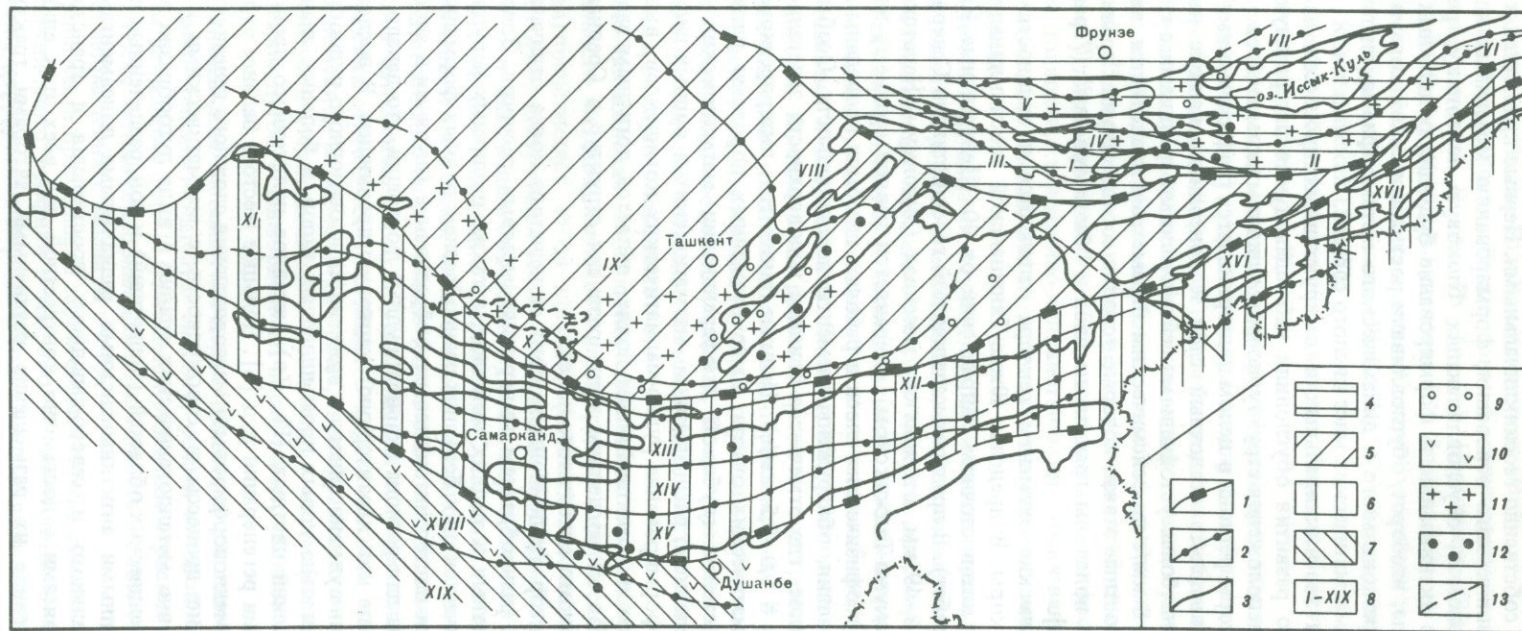


Схема металлогенического районирования Средней Азии

1 – границы металлогенических областей; 2 – границы металлогенических зон; 3 – контуры выхода палеозоя; 4 – 7 – металлогенические области: 4 – Северо-Тяньшанская, 5 – Срединно-Тяньшанская, 6 – Южно-Тяньшанская, 7 – Юго-Западно-Тяньшанская, 8 – металлогенические зоны: I – Макбальская, II – Бурханская, III – Сусамырская, IV – Центрально-Киргизская, V – Карабалтинская, VI – Джергаланская, VII – Чон-Кеминская, VIII – Каратау-Нарынская, IX – Курамино-Фер-

ганская, X – Уччулач-Гузанская, XI – Букантауская, XII – Северо-Тамды-Южноферганская, XIII – Туркестано-Алайская, XIV – Зеравшано-Гиссарская, XV – Гиссарская, XVI – Аксайская, XVII – Кокшанская, XVIII – Хорезмо-Байсунская, XIX – Амударьино-Кугитанская вулканическая дуга, С₁; 9 – краевой вулканический пояс, D₁; 10 – пригеосинклинальная вулканическая дуга, С₁; 11 – окраинная вулкано-плутоническая дуга, С₁; 12 – поперечная вулканическая дуга, P₁; 13 – фрагмент “линии Николаева” (Талассо-Ферганский разлом)

ной коры в пределах Среднеазиатского сектора происходило не одновременно и с различной скоростью и завершилось в предрифейское время почти повсеместным (ареальным) проявлением гранитоидов. В рифейско-палеозойское время деструктивные процессы преобладали над собственно геосинклинальными. Первые приводили к разрушению, утонению кристаллического основания, формированию мозаичных и линейных систем глубинных разломов, обуславливающих блоковую тектонику, рифтогенез, тектоно-магматическую активизацию и формирование будущих подвижных зон. Геосинклинальные процессы, наоборот, обуславливали рост сиалической коры и ее консолидацию в результате регионального и динамического метаморфизма, тектонического скучивания, внедрения магматических масс кислого состава.

Различные сочетания геосинклинальных и деструктивных процессов на фоне направленно-циклического развития обусловили наблюдающуюся латеральную и вертикальную мозаичность расположения структурно-формационных комплексов.

Слоистость земной коры региона в целом подчеркивается геофизическими данными, позволяющими четко выделить осадочный слой и консолидированную часть коры. Последняя ограничена наиболее устойчивыми сейсмическими границами с граничными скоростями около 6 и 8 км/с по сейсмическим параметрам разделяется на верхний, средний и нижний скоростные этажи, которые условно соответствуют "гранито-гнейсовому", "диоритовому" подслоям гранитного слоя и "базальтовому" ("гранулитобазитовому") слою [4, 10].

Крупные геотектонические элементы сектора отличаются и мощностями консолидированной земной коры. В пределах Южно-Тяньшанской геосинклинали ее мощность увеличивается в юго-восточном направлении от 40 (Центральные Каракумы) до 60 км (Алайский хребет). В пределах каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня она составляет 46–49 км, а в жестких массивах (Муюнкумо-Наратском, Курамино-Ферганском, Каракумо-Таджикском) сохраняется равной среднему значению — 40 км. Для отдельных геофизических слоев в районах, где были проведены детальные геофизические исследования, обнаружены элементы неоднородности. Особенно отчетливы они в верхнем слое, где отмечается близкое к поверхности залегание высоко-скоростных пород ($V_p = 5,0–5,5$ км/с). Наличие таких тел, интерпретируемых как реликты бывших магматических очагов, ныне сложенных породами ряда габбро-диорит, является следствием глубокой дифференциации магматических расплавов с неоднократным выделением, расщеплением магматических и рудных дифференциатов. Таким образом, формирование рудно-магматических комплексов, вызывающих изменения в локальном и гравитационном полях, является логичным завершением геологических процессов на последнем этапе развития структур в Среднеазиатском секторе Урало-Монгольского складчатого пояса.

Среднеазиатский сектор Урало-Монгольского складчатого пояса отличается значительным богатством и разнообразием минерально-сырьевых ресурсов. Здесь выявлены месторождения цветных и редких металлов, а также различных нерудных полезных ископаемых. Отличается он и большим разнообразием рудных формаций. Однако главным здесь является постгранитоидное рудообразование (включая и апоосадочный тип). Очень характерны для региона скарноворудные формации, что давало основание выделять Среднюю Азию как характерную скарновую провинцию. В последние годы выявилась большая роль вулканогенного и вулканогенно-осадочного рудообразования, в том числе и принципиально новых промышленных типов, и большое значение стратиформных месторождений цветных (Pb, Zn) металлов полигенного происхождения со сложными процессами регенерации руд [6]. Большое место в балансе руд занимают медно-молибденовые (меднопорфировые) месторождения сложного генезиса.

Геолого-тектонические процессы в совокупности с магматическими и рудными привели к формированию металлогенических единиц в виде дугообразно изогнутых, субширотных металлогенических областей (провинций) и зон, разделенных на секторы многочисленными крупными антитяньшанскими радиальными линеаментами северо-восточного, меридионального и северо-западного простирания и трансзональными секущими рудными поясами с достаточно контрастной для всех этих единиц металлогенией. Пространственное их размещение различными авторами трактуется по-разному — например, зональное и поясовое в геосинклиналях, по Х.Н. Баймухамедову; линейно-узловое в срединных массивах, по И.Х. Хамрабаеву.

В пределах Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса (см. схему) выделяются следующие металлогенические области (провинции) и зоны [7, 11]:

1. Муюнкумо-Наратская область;

2. Северо-Тяньшанская область, зоны: Макбальская (Pb, Zn), Бурханская (W, Sn), Сусамырская (Sn, Bi), Центрально-Киргизская (Pb, Zn, Bi), Карабалтинская (Pb, Zn, Bi), Джергаланская (Pb, Zn, Sn), Чоң-Кеминская (Mo);

3. Срединно-Тяньшанская область, зоны: Большекаратауская (Pb, Zn, Fe), Чаткальская (редкие металлы, Bi, As, Pb, Zn, Fe), Нарынская (W), Курамино-Ферганская (Pb, Zn, Cu, Bi, CaF₂), Уччулач-Гузанская (Pb, Zn, Hg, Sb);

4. Южно-Тяньшанская область, зоны: Северо-Букантауская (Cu, Sb), Южно-Букантауская (W), Туркестано-Алайская (W, Cu, Hg, Sb), Гиссарская (W, Sn, Pb, Zn), Алайская (Sn), Кокшаальская (Sn, W);

5. Юго-Западная Тяньшанская область, зоны: Хорезмо-Байсунская (Pb, Zn, Fe, CaF₂), Амударьино-Кугитанская (Sn, W, Fe).

Муюнкумо-Наратская металлогеническая область представляет собой жесткую структуру (срединный массив), расположенную между Центрально-Казахстанской (на севере) и Северо-Тяньшанской (на юге) складчатými системами каледонид. Здесь в основании разреза лежат гнейсово-амфиболитовые формации архея—среднего протерозоя, перекрытые кварцито-сланцево-карбонатным платформенным чехлом рифея и геосинклинальным чехлом позднего рифея—венда. Каледонский сингеосинклинальный чехол представлен углисто-кремнисто-карбонатными ванадие- и фосфоритоносными пестроцветными толщами, терригенно-вулканогенными образованиями и красноцветной грубообломочной молассой. Значительное место в строении массива занимают гранитоидные интрузии.

Рудоносность этой области изучена слабо; известны проявления олова, вольфрама, молибдена, висмута, редких земель, тантала, ниобия, полиметаллов.

Северо-Тяньшанская металлогеническая область сформировалась на месте одноименной байкало-каледонской полициклической геосинклинали, заложеной на переломленном основании шовного типа. Это в значительной мере предопределило особенность ее развития и металлогении. Докаледонское основание сложено глубоко метаморфизованными комплексами раннего—среднего протерозоя и сравнительно слабо метаморфизованными геосинклинальными образованиями. В истории геологического развития области выделяются два крупных периода — байкало-каледонский геосинклинальный и герцинский геосинклинальный. Позже проявилась тектоно-магматическая активизация, с которой связана большая часть месторождений редких элементов, свинца, цинка, висмута, вольфрама и др.

Срединно-Тяньшанская металлогеническая область занимает территорию одноименного срединного массива, имеющего неоднородное строение. Северная часть (Каратау-Нарынская) представляет собой эпиплатформенный наложенный вторично-геосинклинальный прогиб; центральная часть — собственно срединный массив; на южную и юго-восточную части наложился окраинная вулканоплутоническая дуга.

Основные металлогенические особенности Срединно-Тяньшанской области связаны с формированием окраинной синорогенной вулканоплутонической дуги, с наложенными и унаследованными прогибами (вторичные геосинклинали) и с поперечной (среднеазиатской) вулканической дугой, занимающей секующее северо-восточное положение в тектонических структурах Тянь-Шаня. С первой связаны многочисленные скарново-полиметаллические, медно-молибденовые, вольфрамовые и другие месторождения, с наложенными и унаследованными прогибами — стратиформные свинцово-цинковые и с поперечной дугой — флюоритовые, висмутовые, свинцово-цинковые, редкощелочные и др.

Южно-Тяньшанская металлогеническая область в тектоническом отношении представляет собой геосинклинальную систему, режим которой, как и время заложения, трактуются по-разному [5, 7]. Отмечается различное строение северной и южной частей области, а также четкая секториальная изменчивость геологического строения и металлогении по направлению с запада на восток.

В северной части преобладают терригенные осадки, довольно широко развиты вулканиды базальтоидного профиля и широко — гранитоиды. В южной части значительно представлены карбонатные породы и более кислые вулканиды и гранитоиды. При этом в строении земной коры предполагается в северном секторе гранитно-амфиболитовое, а в южном — гранитно-гнейсовое основание.

Южно-Тяньшанская область характеризуется широким развитием месторождений вольфрама, олова, сурьмы, ртути и других полезных ископаемых [1]. Отмечается

размещение рудных узлов и ртутных месторождений параллельно главному секущему северо-восточному позднегерцинскому рудному поясу, связанному с проявлением поперечной среднеазиатской вулканической дуги.

Юго-Западная Тяньшанская металлогеническая область пространственно охватывает часть Каракумо-Таджикского протерозойско-раннепалеозойского краевого массива, испытывавшего активизацию начиная с раннего карбона. В пределах области выделяются собственно жесткий массив, сложенный гранито-гнейсами и другими метаморфитами, вулканоплутонический пояс и краевая система.

Металлогенический облик области характеризуется ярко выраженным полиметаллическим профилем. Преобладающее в нем колчеданно-полиметаллическое оруденение связано с раннекарбонным субмаринным кислым вулканизмом. Известны жильные месторождения флюорит-свинцово-цинковой формации позднего палеозоя и стратиформные месторождения медистых песчаников.

Особенности геологического строения Среднеазиатского сектора и специфика развития металлогенических областей позволяют выделить три их типа: геосинклинальные, срединномассивные и краевых систем. Внутри них систематика металлогенических зон и подзон может проводиться по характеру основания, магматизму, типу активизации и т. д.

Определенным типам металлогенических единиц присуща своя рудная специализация. Так, зоны (подзоны) геосинклинального типа характеризуются развитием W, Sn, TR, Hg, Sb месторождений, срединномассивного типа — месторождений Pb, Zn, Cu, CaF₂, редких щелочей, а краевых систем — Pb, Zn, Hg, Sb.

Рассматривая общую металлогению во временном аспекте, отметим, что основная масса промышленных месторождений сформировалась в герцинскую эпоху. Это в значительной степени объясняется тем, что Среднеазиатский сектор в основной своей части — регион герцинской складчатости и магматической активизации, хотя в продуктивности его определенную роль сыграли и все предыдущие эпохи. Из них особенно интересным представляется докембрий, металлогения которого с общетеоретических позиций и по отдельным отрывочным данным может оказаться достаточно перспективной.

Для кеноренского и сфено-карельского циклов отмечаются хром-никелевые проявления, а также сингенетичные накопления меди, вольфрама и других редких металлов, которые могли сыграть существенную роль в последующих процессах рудообразования. Для байкальского цикла характерна сингенетичная специализация на ванадий, железо, вольфрам. В связи с инъекциями щелочных базальтоидов отмечается фторредкощелочная минерализация.

С каледонским циклом связано накопление сингенетичных концентраций марганцевого оруденения вулканогенно-осадочного и медноколчеданного типов. В связи с интрузиями аляскитоидных гранитов отмечается редкометаллическая минерализация.

Герцинский цикл определяет весь главнейший для региона комплекс металлов: вольфрам, медь, свинец-цинк, олово, флюорит, висмут, ртуть, сурьма, железо, графит, редкие щелочи. Палеометаллогенический анализ, проведенный исследователями Средней Азии, показал достаточно четкую эволюцию рудообразования как внутри этого цикла, так и в фанерозое в целом, обусловленную закономерно направленной необратимой сменой геологических и связанных с ними рудных формаций в истории развития структур земной коры.

На металлогенических картах эволюция отражена разноэтапными рудными поясами (ранне-, средне-позднегерцинскими на схеме ИГГ АН УзССР) либо "последовательными" металлогеническими зонами основных стадий развития геосинклиналей, областей орогенов и активизации, платформенных и субплатформенных чехлов, рифтогенов и др. (на карте САИГИМС).

Для раннегерцинского этапа в раннегеосинклинальных зонах мафически слабо дифференцированного и мафически дифференцированного типов характерна цинково-медноколчеданная рудная формация, а в зонах мафически-салического типа проявлена свинцово-цинковая колчеданная формация. Своеобразна металлогеническая специализация зон миктогеосинклинального типа. В них с кремнисто-сланцево-карбонатными образованиями обычно ассоциируют месторождения сурьяно-флюорит-ртутной джаспероидной формации, с карбонатно-глинисто-песчаными связаны марганцевые месторождения родонит-родохрозитовой формации. Миогеосинклинальные прогибы с преимущественным развитием терригенных формаций локализируют литогенные кон-

центрации вольфрама черносланцевой формации, в прогибах карбонатного типа размещаются свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа.

В средний инверсионный этап в Среднем Тянь-Шане (позднегеосинклинальная стадия, по данным САИГИМС) в связи с многочисленными интрузиями гранодиорит-адамеллит-андезит-дацитового комплекса с сопровождающими его многочисленными "малыми интрузиями", дайками "второго этапа" и субвулканическими телами формируются скарново-магнетитовые, скарново-меднорудные и другие месторождения. В Южном Тянь-Шане в этот этап в связи с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией образуется широкий спектр вольфрамовых месторождений, а с гранит-гранодиоритовой — оловянных, оловянно-вольфрамовых, редкометалльно-редкоземельных.

Позднегерцинский этап, трактуемый некоторыми авторами и как рифтогенный, характеризуется формированием (по мнению коллектива ИГГ АН УзССР) крупного трансзонального секущего пояса, уходящего далеко в Казахстан. Здесь с контрастными базальт-липаритовыми, сениито-диоритовыми и аляскитоидными формациями связана и богатая металлогения — свинец, флюорит, редкие щелочи, редкие металлы и др. [7].

В целом наблюдается тенденция смены на заключительных этапах сидерофильной специализации — халькофильной и литофильной, что согласуется и с общими тенденциями формирования земной коры. Отмечается преобладание стратиформного оруденения на ранних стадиях и секущего — в орогенной и позднегеосинклинальной этапы, хотя и в поздние этапы (автономная активизация, рифтогенез) отмечаются стратиформные месторождения (редкие щелочи).

Характерна полигенность месторождений, особенно стратиформных, длительность их формирования с участием многих процессов (седиментогенеза, диагенеза, регенерации, наложенных поздних процессов). Некоторые авторы выделяют "диады" и "триады" рудных формаций, таких как колчеданных и плутоногенных меди, стратиформных и жильных ртути, сингенетично-эпигенетичных и скарновых свинца-цинка, седиментогенных (литогенных) и эндогенных вольфрама, что подтверждает сложность и длительность процесса рудообразования.

Киммерийский и альпийский циклы в регионе мало изучены, почти нет магматических образований этого возраста, исключая пока редкие находки базальтов и даек диабазов. Однако, по данным Ю.Н. Зуева [4], известны крупные термальные аномалии, могущие свидетельствовать о глубинных очагах. Для этих циклов известны только рудопроявления флюорита и полиметаллов.

Для всей истории рудообразования можно подчеркнуть полихронность оруденения: свинца-цинка — кембрийского, девонского, нижнекарбонного и пермского; ртути и сурьмы — ниже- и верхнепермского возраста.

Рассматривая приуроченность рудных концентраций к последовательным стратиграфическим и тектоническим единицам (этажи, ярусы), можно отметить, что в общем главные концентрации свинца и цинка приурочены к средней части земной коры разреза, а флюорита — к верхней. Вольфрам, олово и редкие металлы локализируются в пространственной связи с позднегерцинскими интрузиями и главным образом в их контактовых зонах, представленных в экзоконтактах породами каледонского и герцинского этажей (силур-карбон).

Специализация металлогенических единиц обусловлена всем ходом геологического развития этих территорий. Вместе с тем различные исследователи подчеркивают значение определенных факторов в расшифровке сущности металлогенической специализации сектора и отдельных его единиц. В частности, обращается внимание на зависимость рудонасыщенности и рудной специфики от общей мощности земной коры и соотношения ее слоев. Так, максимумом рудонасыщенности отличаются структуры со средней мощностью коры 40—47 км. При этом площади с преобладанием полиметаллической и флюоритовой минерализации характеризуют в основном блоки со средней мощностью коры порядка 40 км (жесткие массивы), а редкометалльной (вольфрам, олово, молибден) — более 45 км. Близкие значения получены для Центрального Казахстана. Связь районов с промышленным лито- и халькофильным оруденением с областями относительно повышенной мощности земной коры объясняется степенью зрелости коры этих областей, обусловившей в значительной мере дифференциацию вещества в них и развитие многообразных формаций, особенно гранитоидных. Последнее обстоятельство связывается с повышенной мощностью так называемого гранитного слоя по сравнению с гранулитобазальтовым. Предполагается, что именно указанные мощ-

ности могут создать наиболее оптимальную для формирования магматических и рудных систем физико-химическую обстановку (давление, температура, состав, состояние напряженности среды и др.).

В последние годы появились интересные материалы по связи рудных образований с неоднородностью, гетерогенностью земной коры [10]. Гетерогенность ее определяют прослой или линзы с более повышенными или пониженными, чем во вмещающей среде, скоростями прохождения продольных волн, плотностными, тепловыми или электрическими характеристиками. Такие неоднородности выявлены в северных и южных бортах Ферганской депрессии, в Чаткальском, Кураминском хребтах, северной части Алайского хребта, в Кызылкумах. В Алайском хребте тело с $V_p = 6,0-6,4$ км/с находится на 5-6 км от современной поверхности, и здесь же известна промышленная ртутно-сурьмяная и редкометальная минерализация (Кадамджай, Хайдаркан, Акджилга, Турук и др.). Высокоскоростные включения отмечены к югу от Ферганы. Характерным примером является Алмалык-Ангренский район, где выявлено грибообразное тело, вытянутое от Алмалыка до Кочбулака и Кызыл-Алмасая. Большинство медных и свинцово-цинковых месторождений размещается над этим высокоскоростным телом. Большая неоднородность земной коры выявлена и в Центральных Кызылкумах (три высокоскоростных включения с $V_p = 6,2-6,7$ км/с) на глубине 3-4 км. Все это указывает на сложные преобразования земной коры, вероятно, обусловившие магмо- и рудообразование. Выявление таких неоднородностей на современной стадии изучения региона необходимо для прогнозирования. Важной деталью является положение ряда объектов в геофизических полях, например гравитационных. Основная масса объектов расположена в краевых частях этих полей на расстоянии 7,5 и 17,5 км от максимумов поля (по Д. Граменицкому).

Многими исследователями признается связь специфики оруденения с составом слоев земной коры. Обращается внимание также на роль процессов деструкции при формировании предрифейского кристаллического основания и преобладание в его составе гранитно-гнейсового и "диоритового" подслоев. В причинной связи с этим могут находиться поля развития кислых магматитов с редкометальной минерализацией в южной половине Южного Тянь-Шаня, где есть гранито-гнейсовое основание, и магматитов пестрого состава с полиметаллической и редкощелочной минерализацией в Кураминской подзоне с амфиболит-гранито-гнейсовым основанием.

Кроме того, объяснение металлогенической специализации некоторые исследователи видят в выделении двух типов геохимической специализации рудных провинций — магматической и осадочной [3, 8]. Первая связана с проникновением подкоровой магмы в результате мантийных процессов. Вторая обусловлена сложными процессами перераспределения первично-осадочного рудного вещества в результате различных факторов, в том числе и корового магматизма (апоосадочное рудообразование).

Характерно, что при всех подходах к объяснению металлогенической специализации сохраняется главная особенность сектора и его отдельных единиц с предрифейского до мезозойского времени, выражающаяся в многоэтапности однотипного оруденения.

В последние годы получены интересные материалы о связи металлогенических особенностей с данными космических исследований [2]. Так, общий рисунок кольцевых структур трансирует карбонный и пермо-карбонный вулcano-плутонический пояс. Крупное кольцо в Сырдарьинской части отражает древние поднятия.

Наряду со значительными достижениями в исследовании металлогении Средней Азии имеется ряд дискуссионных вопросов и нерешенных проблем: общий механизм формирования сектора на фоне эволюции земной коры Урало-Монгольского пояса; причинность связи эволюции и строения земной коры с металлогенией; образование уникальных по рудонасыщенности районов и отдельных месторождений. Много остается неясных моментов в трактовке генезиса стратиформных месторождений, например так называемого кызылкумского типа. По-прежнему недостаточно обоснованы источники оруденения и формы связи оруденения с плутоно- и вулканогенным магматизмом.

Выяснение этих и других вопросов будет способствовать дальнейшему прогрессу металлогенической науки и более полному раскрытию минерально-сырьевых ресурсов Средней Азии и других регионов СССР.

Л и т е р а т у р а

1. Баймухамедов Х.Н., Баратов Р.Б., Ахмеджанов М.А. и др. Металлогения Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 153–161.
2. Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры и линейменты Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 124 с.
3. Гарьковец В.Г., Быков Л.А. Роль геологической среды в рудообразовании. — В кн.: Металлогенетические проблемы Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982.
4. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 211 с.
5. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 272 с.
6. Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых меторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1981. 254 с.
7. Региональная металлогения Центральной части Средней Азии. Ташкент: Фан, 1979. 267 с.
8. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 423 с.
9. Туляганов Х.Т., Яскович Б.В. Геологическая карта Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1980. 200 с.
10. Хамрабаев И.Х. Земная кора и оруденение Средней Азии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 20–29.
11. Шмудевич А.Д., Ибадуллаев С.И., Голованов И.М. и др. Структурно-металлогенетическое районирование и особенности металлогении Средней Азии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 116–128.

УДК 553.078:551.24 (470.5)

А.М. Дымкин, В.М. Нечухин

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ И ТИПЫ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН УРАЛЬСКОЙ РИФТОГЕННОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

В металлогенетическом анализе геосинклинальных систем все большее значение приобретают данные о развитии таких систем в зонах сочленения крупных сегментов земной коры, подвергающихся существенным горизонтальным перемещениям. При этом границы сегментов в значительной степени контролируют металлогенетическую зональность и эволюцию рудогенных процессов. Прежде всего это относится к складчатым системам, включающим эвгеосинклинальные зоны, для которых имеются веские доказательства формирования их на коре океанического типа. Последнее позволяет считать, что эвгеосинклинальные зоны развиваются в области сочленения литосферных блоков, характеризующихся резко различным глубинным строением. При этом в одних блоках отсутствует совсем или существенно уменьшена мощность гранитного слоя, в других — она заметно увеличена.

Одним из механизмов образования системы взаимодействующих сегментов земной коры с разными типами глубинного строения является внутриконтинентальный рифтогенез, сопровождаемый обычно растяжением и расколом литосферы. При достаточной интенсивности этого процесса может обнажаться гранулит-базитовый слой, входящий в состав меланократового океанического фундамента эвгеосинклинальных структур. Тектонические особенности формирования земной коры в пределах эвгеосинклиналей, а также формационные признаки этих процессов, основным содержанием которых является трансформация коры океанического типа в континентальную, рассмотрены в целом ряде публикаций, в том числе и в применении к Уралу. Намечены также общие металлогенетические положения, которые вытекают из представлений о характере взаимоотношений процессов формирования земной коры и рудогенеза [4, 5, 8]. В то же время полученные в последнее время результаты исследований по Уралу позволяют сделать конкретный анализ взаимосвязи процессов развития рифтогенной геосинклинальной системы и эволюции рудообразования, а также проследить формирование металлогенетической зональности на разных этапах этих процессов.

Уральская складчатая система является северной ветвью Урало-Монгольского пояса, в южной части соединяющаяся с его Центрально-Азиатской и Тяньшанской ветвями. В ее строении участвуют осадочные, магматические, метаморфические комплексы разного состава и значительного возрастного диапазона. Это обусловило представления о проявлении здесь нескольких геосинклинальных и соответственно металлогенетических циклов и отнесение Урала к полициклической области [7, 12 и др.]. В то же время

Этапы и стадии формирования металлогенических комплексов и структур Урала

Геологический период	Геотектонический режим		Металлогенические		Металлогенические палеоструктуры	Тип геологических формаций	Главные рудные формации
			этап	стадия			
Рифейский	Внутрикратонный	депрессивный	Рифейский, суб-платформенный	Ранняя, трансгрессивная	Синеклизы, мульды, локальные разломы	Терригенный	Циркон-рутиловые россыпи, редкие и благородные металлы в конгломератах Магнезитовая, сидеритовая
				Средняя, инундационная Поздняя, регрессивная	Авлакогены, синеклизы, мульды Мульды, депрессии, разломы	Терригенно-карбонатный Карбонатно-сланцевый	
Венд-кембрийский	Внутрикратонный	рифтовый	Позднерифейско-венд-кембрийский, эпикратонного рифтогенеза	Ранняя	Грабены, мульды, разломы	Терригенный	Мелкие россыпи Редкометалльные, карбонатитовая, полиметаллическая, хромитовая, ильменит-титаномагнетитовая, медно-вкрапленная
Поздняя				Грабены, перикратоны, вулканические пояса и узлы, региональные разломы	Терригенный, расслоенных щелочно-ультрабазитовых и габбровых массивов, андезито-дацитовых вулкаников		
Палеозойский	Геосинклиальный		Ордовикско-пермский, эвгеосинклинальный	Ранняя, океаническая	Пери- и внутриокеанические разломы и зоны растяжения, меланократовое основание; пассивная окраина	Ультрабазит-габбровый, метагаббровый, спилит-кремнистый	Хромитовая, титаномагнетитовая, гематит-магнетит-кремнистая Медноколчеданная, медно-цинковоколчеданная, колчеданно-барит-полиметаллическая, марганцевая Скарново-магнетитовая, скарново-медная, меднопорфировая, стратиформные медные и полиметаллические, бариты, флюориты, угли, калийные соли
				Средняя, островодужная	Эвгеосинклиальные вулканические пояса, островные дуги, междугловые зоны	Спилитовый, спилит-кварцовый, андезито-дацитовый, андезито-базальтовый	
				Поздняя, предконтинентальная и континентальная	Вулкано-плутонические пояса активной окраины; палеошельф пассивной окраины, наложенные мульды, разломы	Андезит-габбро-диоритовый, гранодиоритовый, карбонатно-сланцевый, терригенно-сланцевый	
Мезо-кайнозойский	Тектономагматической активизации		Раннемезозойский, рифтогенной активизации		Грабены, мульды, трансструктурные зоны и разломы	Терригенный, карбонатно-песчано-сланцевый, гранитоидный	Угли, бокситы, редкометалльные Редкометалльные россыпи, сульфидно-никелевая, осадочные железа, марганца
	Платформенный			Мезо-кайнозойский, платформенный	Платформенный чехол	Терригенный	

есть основания считать, что в ее формировании имел место полный цикл развития внутриконтинентальной рифтогенной геосинклинали. Рифтогенная природа Уральской складчатой системы подтверждается целым рядом данных, главные из которых следующие:

1) наличие в ее обрамлении полосы развития таких характерных для режима внутрикратонного рифтогенеза формаций, как щелочно-ультрабазитовые, карбонатитовые, пикритовые, щелочных базальтоидов;

2) появление на уровне позднего рифея—венда грубообломочных молассоидных отложений, сопоставимых с грабеновыми накоплениями;

3) наличие разрезов со сменой грабеновых отложений и траппоидов ассоциацией липаритов и фельзитов с субщелочными гранитоидами (липарит-гранитная формация, по И.Л. Лучинину);

4) развитие в пределах обрамления палеозойской эвгеосинклинали батиальных континентально-склоновых и шельфовых отложений, характерных для периокеанических структур рифтогенной окраины;

5) сопоставимость по петрохимическим, геохимическим, литологическим параметрам магматических (базальтоидов) и осадочных (кремнистых и кремнисто-сланцевых) образований нижних частей разреза палеозойской эвгеосинклинали с океаническими комплексами;

6) отсутствие или значительная сокращенность в пределах эвгеосинклинали структуры, по геофизическим данным, гранитного слоя и сопоставимость строения ее земной коры с квазиостроводужным типом коры периокеанических зон.

В тектоническом отношении Урал представляет собой гетерогенную область, основная часть которой сложена комплексами и структурами рифтогенной геосинклинали системы. Ее развитие имело направленный эволюционный характер и охватывало геологический период от позднего рифея—венда до позднего палеозоя. Оно включало этап раскола и растяжения древнего кратона, образование структуры палеоокеанического типа и ее замыкание в условиях горизонтального сжатия, сопровождавшегося развитием системы наложенных вулканоплутонических поясов в пределах восточного обрамления, а также надвиганием эвгеосинклинали формаций на западное их обрамление. Рифтогенезу предшествовал этап накопления рифейских платформенных пород, а постгеосинклинали этап включал стадии позднепалеозойско-раннемезозойской активизации и мезозойско-кайнозойской эпигеосинклинали платформы. В ходе этого цикла формировались основные структурно-металлогенетические комплексы и элементы металлогенетической зональности Урала (см. таблицу).

Металлогения рифейского дорифтогенного этапа. На Урале этот этап определяется широким развитием осадочных накоплений, которые характеризуют режим, близкий к авлакогеновому. В отдельные периоды этот режим прерывался и сопровождался процессами тектоно-магматической активизации, с которыми связаны проявления субплатформенного магматизма.

Разрез рифейских образований на Южном Урале, где они являются стратотипичными, включает отложения трех серий осадконакопления — бурзянской, юрматинской, каратауской, в каждой из которых наблюдается закономерная смена снизу вверх терригенных грубообломочных пород мелкообломочными, далее глинистыми и карбонатными. В свою очередь, отложения каждой серии состоят из ряда формаций, соответствующих стадиям развития платформенных структур (авлакогенов, синеклиз, перикратонов), с присущим только им определенными полезными ископаемыми. Так, с терригенными отложениями трансгрессивной стадии связаны древние россыпи и прибрежно-морские осадочные рудные концентрации. К ним относятся многочисленные цирконово-рутиловые проявления в песчаниках зильмердакской свиты, рудопроявления марганца в основании юрматинской серии, единичные проявления благородных металлов в конгломератах. На протяжении инундационной стадии формировались мощные толщи углелисто-глинистых, терригенно-карбонатных и карбонатных пород, к которым приурочены повышенные концентрации ванадия, молибдена в черносланцевых толщах, железа, свинца, цинка, флюорита — в карбонатных породах. Однако осадочные процессы, как правило, не создавали промышленных концентраций перечисленных химических элементов за исключением маломощных синседиментационных залежей сидерита и анкерита, известных в авзянской и катавской свитах. Исключение составляет саткинская свита, содержащая промышленные залежи эпимагматического сидерита, образование которых обусловлено повышенными фоновыми содержаниями магния в осадочных

породах. Регрессивная стадия проявилась более интенсивно в бурзянской и каратауской сериях. С ее отложениями связаны повышенные содержания железа, магния, фосфора в карбонатных и мелкообломочных терригенных отложениях, однако и они не достигают промышленных концентраций.

Заложение и развитие рифейской авлакоген-перикратонной структуры сопровождалось разломами и проявлением субплатформенного магматизма. В составе магматических образований здесь преобладают гранитоиды и сиениты (массивы Бердяушский, Рябиновский), габброиды (Кусинско-Копанская интрузия), базальтоиды известны преимущественно в дайковой фации. Состав интрузий и особенно формы их локализации в виде расслоенных интрузий, штоков и даек типичны для субплатформенного магматизма. Характерна и металлогения, связанная с этим магматизмом. С дифференцированными габбро (Кусинско-Копанской группы массивов) связаны ильменит-магнетитовые месторождения высокотитанистых руд, с дайками — рудопроявления медно-вкрапленного типа (Кузельгинское).

Тектоническими движениями и проявлением магматизма в пределах рифейских отложений обусловлена концентрация некоторых химических элементов. В толщах пород, обладающих повышенным кларком полезных компонентов, сформировались месторождения магнезита (Саткинское), сидерита (Бакальское), свинца и цинка (Верхне-Аршинское), барита (Кужинское), рудопроявления флюорита, редких и благородных металлов. Имеются доказательства эпигенетичного формирования отмеченных месторождений и рудопроявлений. Однако время образования промышленных концентраций обычно определяется предположительно в широком интервале — от кембрийской стадии диагенеза до палеозойской активизации. Таким образом, структурно-металлогеническими элементами этого этапа являются зоны сложного сочетания осадочных горизонтов выделенных серий и стадий в пределах палеоавлакогенов и постседиментационных разломов и участков проявления магматизма, сопровождающихся мобилизацией полезных компонентов из осадочных образований. Другую группу составляют интрузивные массивы, которые могут вмещать промышленные рудные концентрации.

Металлогенические особенности Уральской провинции определяются, несомненно, рудоносностью геологических формаций и структур, которые соответствуют геологическому периоду от позднерифейско-вендского до позднепалеозойского времени и отвечают формированию рифтогенной геосинклинальной системы. Доказательства рифтогенной природы позднерифейско-венд-кембрийских комплексов и структур и их последовательной связи с палеозойскими образованиями слагаются из серии фактических данных. К ним относятся, в частности, значительные несогласия между рифейскими и пострифейскими структурами и близкий план последних с палеозойскими структурами, петрологические и геохимические особенности позднерифейско-венд-кембрийских магматических и метаморфических образований и их формационные особенности, наличие грабеновых структур и др. Постепенные переходы и переслаивание рифтогенных и эвгеосинклинальных образований, присутствие рифтогенных и близких к ним комплексов в восточном обрамлении палеозойской эвгеосинклинали и другие особенности позволяют предполагать тектонический переход позднерифейско-венд-кембрийского рифта в палеоокеаническую структуру в раннем палеозое. Последняя, как показывают результаты тектонического и формационного анализа, эволюционирует в условиях смены режима растяжения и сжатия через раннюю (океаническую), среднюю (островодужную) и конечную (предконтинентальную и континентальную) стадии, замыкаясь в верхнем палеозое с образованием структур вулканоплутоонических поясов в пределах восточной, активной, окраины.

Металлогения позднерифейско-венд-кембрийского рифтогенного этапа. По своему составу металлогения этого этапа тесно связана с составом формирующихся в этот период геологических комплексов и вмещающих их структур, которые характерны для режима эпиконтинентального рифтогенеза. В составе осадочных отложений здесь преобладают конгломераты пестрого состава (грабеновые фации), песчаники, алевриты. Магматические образования этого периода отличаются заметно большей пестротой состава, что может быть объяснено разной глубиной проникновения разломов, сопровождающих внутрикратонное растяжение земной коры. Здесь известны, с одной стороны, комплексы, связанные с глубокими уровнями мантии и базальтового слоя, такие как щелочно-ультрабазитовые, габбро-пироксенитовые, оливиновые габбро, щелочных базальтоидов, пикритов; с другой стороны, продукты корового магматизма,

представленные сиенитами, калиевыми липаритами, фельзитами. Отмечаются также ремобилизованные гранитоиды и сопровождающие их продукты метасоматоза.

Образования позднерифейско-венд-кембрийского этапа, которые иногда выделяются в комплексы ранних уралид, отчетливо локализируются в пределах протяженной субмеридиональной полосы, параллельной структуре палеозойской эвгеосинклинали. Эта полоса хорошо прослеживается в пределах Центрально-Уральского поднятия, вдоль значительной части западного склона Среднего Урала, южнее она проявляется фрагментарно. Заметным структурно-металлогеническим элементом полосы развития позднерифейско-венд-кембрийских образований являются северо-западные виргации (ответвления), усложняющие строение осевой зоны и достаточно характерные для эпиконтинентального рифтогенеза. На их пересечении с основной субмеридиональной зоной формируются тектоно-магматические узлы ("тройные точки") и соответственно участки интенсивных рудогенных процессов (Тимано-Печорский, Полюдова кряжа, Оченырдинский и др.).

В связи с быстрым заполнением рифтогенных структур терригенными отложениями условия формирования осадочных рудных концентраций в позднерифейско-кембрийский этап были малоблагоприятными. В то же время широкая гамма рифтогенных магматических образований обусловила проявление магматической, постмагматической, эпитермальной и метаморфогенной минерализации. В частности, с дифференцированными интрузиями известны хромитовые концентрации (Сарановско-Вишерский пояс).

Однако прежде всего отметим выявленную в последний период редкометалльную минерализацию в карбонатах, связанных с щелочно-ультрабазитовым магматизмом в пределах северной части Среднего Урала. Присутствие небольших участков карбонатных пород с повышенными содержаниями стронция среди ортосланцев зоны Уралтау указывает на возможность обнаружения карбонатитовых концентраций и на Южном Урале. Имеются основания предполагать наличие в таких узлах кимберлитов, возможно, связанных с пикритовыми комплексами (благодатский на Среднем Урале, ишлинский на Южном Урале и др.). В то же время многочисленные проявления редкометалльной, полиметаллической, редкоземельной минерализации известны практически вдоль всего западного склона Урала в связи с интрузивными и вулканическими комплексами и сопровождающими их метасоматитами (Манагарский, Ляпинский, Новосергинский участки).

Существенная роль принадлежит тектоническим движениям и развитию магматизма этого этапа, определившим мобилизацию и концентрацию ряда полезных компонентов. Именно этими факторами, как считают некоторые исследователи, обусловлено формирование свинцово-цинковой, свинцово-цинково-баритовой минерализации (рудопоявления Башкирского поднятия), рудопоявлений флюорита и редких металлов (рудопоявления Беркутовское, Ивановское и др.); имеются также высказывания о связи с явлениями мобилизации в течение этого этапа и последующей концентрации сидерита и магнезита (Бакало-Саткинская зона). Процесс рифтогенеза приводит, по-видимому, в зонах крупных вертикальных движений также и к частичному обнажению дорифейских образований, вмещающих метаморфогенные концентрации рутила, силлиманита, кианита, гранатов, гранулированного кварца (Уфалейский, Хобеизский выступы), а также залежи магнетит-пироксен-кварцевых руд типа железистых кварцитов (Тараташская группа). Имеются доказательства, что в формировании этих руд значительная роль принадлежит метасоматическим процессам, развивающимся на фоне дегазификации и гранитизации. Наложение метасоматоза на базит-гранулитовые комплексы, комплексность с дегазификацией и гранитизацией, радиометрические данные не исключают связи магнетит-пироксен-кварцевого оруденения этого типа с ранними стадиями рифтогенеза.

В целом в пределах полосы развития позднерифейско-венд-кембрийских комплексов и структур отчетливо вырисовывается региональный металлогенический пояс, специализированный прежде всего на полиметаллическое и редкометалльно-редкоземельное оруденение. Кроме того, к нему приурочены рудные концентрации, связанные с дифференцированными массивами (хромиты) и продуктами метаморфогенно-метасоматической мобилизации (полиметаллы, флюориты, бариты, магнетит-пироксен-кварцевые руды и др.). Основная рудо локализирующая роль в пределах этого пояса принадлежит крупным региональным разломам, приразломным грабенам, мульдам, прогибам, узлам пересечения основной зоны с ее виргациями.

Рифтогенные формации и структуры в современном строении Урала сохранились

лишь частично, в основном, по-видимому, в западной полосе. Поэтому трудно установить полный характер металлогенической зональности этого этапа. Возможно ее моделью может служить характер металлогенической зональности, проявленной на площади северо-западных виргаций Северного Урала, отходящих от основной полосы развития рифтогенных образований. Так, по данным ряда исследователей [13], в пределах Тимано-Канской структуры редкометальная, редкоземельная и полиметаллическая минерализация в ассоциации с щелочно-ультрабазитовыми и щелочными кислыми комплексами расположена по ее северной и южной периферии. В центральной ее части — зоне структурного шва — развиты карбонатно-терригенные и терригенные породы с дайками и мелкими массивами метабазитов и кислых вулканитов, сопровождающихся медной и полиметаллической минерализацией. В основной зоне развития рифтогенных образований, на западном склоне Урала, также намечается приуроченность редкометальной, редкоземельной и полиметаллической минерализации к западной периферии этой зоны, восточнее которой есть полоса развития расслоенных массивов, основных и кислых эффузивов и даек, вмещающих хромитовое и сульфидное оруденение. Предполагается, что это центральная часть рифтогенной структуры; ее восточная часть срезана, по-видимому, границей палеозойской эвгеосинклинали.

Металлогения ордовикско-пермского геосинклиналичного этапа. Рудные концентрации этого периода связаны с развитием и накоплением рудоносных комплексов палеозойской эвгеосинклинали и ее континентального обрамления. Это развитие включало раннюю (океаническую), среднюю (островодужную) и конечную (предконтинентально-континентальную) стадии, на первой из которых преобладал режим растяжения (океанический рифтинг), а на второй — сжатия. Стадии характеризуются специфическими рядами рудных формаций и закономерностями их размещения.

Металлогения ранней (океанической) стадии определяется рудоносностью дунит-гарцбургит-троктолитовых и дунит-пироксенит-габбровых комплексов, а также спилит-диабаз-кремнистых образований, слагающих нижние части разрезов эвгеосинклинали. С первыми связаны хромитовые залежи. При этом крупные и наиболее продуктивные массивы заметно тяготеют к внешним границам палеоокеанической структуры (Войкарский, Хабарнинский, Кемпирсайский, Нуралинский) или к обрамлению крупных блоков континентальной коры внутри этой структуры (Алапаевский, Ключевской, Джетыгоринский). Это позволяет предполагать, что условия, благоприятные для формирования крупных концентраций хромитов, существовали вблизи краев расходящихся континентальной и океанической литосфер, реликтами которых являются границы палеоокеанической структуры и крупных отторженцев древней коры.

Дунит-пироксенит-габбровые комплексы, представляющие собой полигенные и полиэтапные ассоциации, вмещают крупные концентрации титаномагнетитовых руд, а также медно-магнетит-апатитовые рудопроявления. Залежи титаномагнетитовых руд, в которых видны признаки метасоматических процессов формирования, расположены в контактовых зонах габбро-норитовых массивов. По геологическим и геофизическим данным, это интрузивные внедрения в пределах метагаббрового слоя, подстилающего эвгеосинклиналичные комплексы. В отложениях спилит-диабаз-кремнистой ассоциации рудные скопления отсутствуют, что соответствует представлениям о малой продуктивности сходных образований современных океанов [9].

Средняя (островодужная) стадия характеризуется накоплением в пределах палеоокеанической области в разной степени дифференцированных вулканитов, вмещающих крупные концентрации колчеданного оруденения, что и определяет ее металлогенический профиль. Как показывают палеовулканические и палеометаллогенические реконструкции, рудоносные комплексы, представленные образованиями спилит-кварц-альбитофировой, андезито-дацитов и андезито-базальтовой формаций, локализируются в систему поясовых вулcano-аккумулятивных зон с весьма своеобразным строением и закономерным размещением колчеданного оруденения различных типов.

Разрез таких зон начинается мощными спилит-диабазовыми толщами, которые могут содержать пластовые залежи медно-серноколчеданного оруденения типа месторождений Летнее, Жарлы-Аша, Лиманное в Северных Мугоджарах. Последующее накопление вулканогенных комплексов сопровождается появлением вместе со спилитами кварцевых альбитофиров, альбитофиров, дацитов с увеличением роли кислых продуктов на отдельных участках вулканических поднятий. С дифференцированными частями разреза связаны наиболее крупные промышленные концентрации

медноколчеданного и медно-цинковоколчеданного оруденения. В некоторых участках выше и по латерали зон проявляется андезито-дацитовый вулканизм, с продуктами которого связано колчеданно-барит-полиметаллическое и барит-полиметаллическое оруденение (Баймакская группа, рудопроявления Павдинского района). Разрез зон заканчивается локализующимися во внешней их части андезито-базальтовыми вулканитами, с субвулканическими диоритовыми комагматами в которых известно медное прожилково-вкрапленное оруденение (Салаватское и др.). В соответствии с размещением рудоносных формаций к внутренним частям таких зон приурочены комплексы с медноколчеданным и медно-цинковоколчеданным оруденением, а к внешним — с колчеданно-барит-полиметаллическим и медным прожилково-вкрапленным (меднопорфировым) оруденением.

Такого рода палеовулканические поднятия, представляющие собой основной тип структурно-металлогенических зон средней (островодужной) стадии эвгеосинклинали, разными исследователями рассматриваются как эвгеосинклинальные зоны, палеоостровные дуги или первичные вулканические пояса [5, 6, 10]. В каждой зоне последовательно проявляется ряд выделенных колчеданосных формаций. Местами этот ряд может быть неполным, но их последовательность в целом сохраняется. При этом меняется геологический возраст однотипных рудоносных формаций. В пределах палеозойской эвгеосинклинали выделены ордовикско-раннесилурийская и силурийская зона в Тагильской и силуро-раннедевонская, среднедевонская и силуро-среднедевонская зоны в Магнитогорской структурах.

Предполагается проявление раннегеосинклинального вулканизма и в восточной части эвгеосинклинальной области, где накопление его продуктов сочеталось с крупными блоками допалеозойской коры. Однако в последующем эти комплексы, в которых преобладают образования спилит-диабаз-кремнистой формации и ограниченно развиты спилит-кварц-альбитофировые ассоциации, вошли, по-видимому, в границы Восточно-Уральского поднятия и подверглись частичной гранитизации и интенсивной деформации, сохранившись в виде фрагментов в ряде зон (Алапаевско-Теченской, Кособродской и др.). В свою очередь, в западном и восточном обрамлении эвгеосинклинали можно выделить узкие полосы распространения спилит-кремнистой и спилит-сланцево-кремнистой ассоциаций этого этапа, содержащие мелкие скопления сульфидных руд и проявления медистых песчаников. Размещение выделенных структурно-металлогенических элементов характеризует особенности металлогенической зональности рассматриваемой стадии формирования эвгеосинклинали и ее обрамления.

Поздней стадии рассматриваемого металлогенического этапа свойственна металлогения, связанная с вулcano-плутоническими, интрузивными и осадочными комплексами, формировавшимися в отличающихся режимах в разных частях геосинклинальной системы. В ее восточной части, отвечающей в современной структуре Восточно-Уральскому поднятию и Зауральскому погружению и их северным продолжениям, в ранний, предконтинентальный, период стадии развивались вулcano-плутонические комплексы, которые локализовались в систему наложенных вулcano-плутонических поясов, характеризующих режим активной окраины. Комплексы образовались на сложном, гетерогенном основании, сформировавшемся в процессе тектонического скупивания и включающем блоки допалеозойской коры, а также тектонические пластины и деформированные блоки и зоны гипербазит-габбровых ассоциаций и эвгеосинклинальных отложений. Детально это изучено на примере восточной части Войкарской зоны [14]. Все пояса ограничены региональными разломами и имеют преимущественно север-северо-восточное простирание.

В строении вулcano-плутонических комплексов участвуют андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты, трахиты и интрузии гранодиоритов, тоналитов, диоритов, монзонитов. В связи с этими комплексами развито оруденение магнетит-скарновой, медно-магнетит-скарновой, меднопорфировой, медно-молибден-порфировой, полиметаллической формаций. Геологический возраст комплексов и оруденения заметно изменяется в юго-восточном направлении. Так, на Полярном Урале они имеют возраст в интервале верхнего силура-нижнего девона, на Среднем Урале — нижнего-среднего девона, и на Южном Урале — от верхнедевонско-нижнекаменноугольного до нижне-среднекаменноугольного. Металлогеническая зональность в пределах отдельных поясов выражается в развитии в их западной части известково-щелочных серий среднего состава с медным и медно-магнетитовым оруденением и в появлении восточнее субщелоч-

ных и щелочных кислых серий с признаками редкометальной минерализации. Это обычно связывают с проявлением субдуктивных процессов.

В западном обрамлении эвгеосинклинали всему этапу отвечал режим пассивной рифтогенной окраины, характеризовавшийся накоплением преимущественно осадочных формаций континентально-склоновой и палеошельфовой зон. Первые из них малопродуктивны, а вторые содержат проявления барит-полиметаллической, медно-полиметаллической, флюоритовой, редкометальной минерализации, проявления которой тяготеют к разломам и участкам магматической деятельности, где происходила мобилизация рудного вещества.

В поздний (континентальный) период стадии в Восточно-Уральском поднятии формируются малопродуктивные гранитоидные плутоны, а в западном и восточном обрамлении эвгеосинклинали вместе с осадочными отложениями накапливались угли, осадочные руды железа, железо-хромовые и марганцевые руды, россыпи.

Металлогения мезо-кайнозойского постгеосинклинального этапа. Этот этап включает две стадии — раннемезозойскую активизацию и позднемезозойско-кайнозойскую платформенную. В первую стадию формировались линейные грабены и мульды, вмещающие залежи углей и бокситов. Предполагается значительное проявление субсеквентного магматизма и метаморфогенно-метасоматических процессов этой стадии, однако достоверно это показано только для Полярного Урала, где с этой стадией связывают мелкие редкометальные и редкоземельные рудопроявления. С платформенной стадией связано образование продуктивных россыпей, бокситов, осадочных руд железа и марганца, накопление бурых углей.

Уральский металлогенический пояс сформировался в результате развития складчатой области, геосинклинальному этапу которой предшествовало образование в позднерифейско-венд-кембрийское время внутрикратонной рифтогенной системы. Переход последней в эвгеосинклиналь являлся в целом последовательным и непрерывным процессом, представляя собой этапы крупного металлогенического цикла формирования рудогенных и рудовмещающих комплексов и структур Уральского сегмента земной коры. Соотношение между рифтовым и дорифтовым этапами менее ясное, хотя некоторые склонны объединять их в один этап [3].

Соотношение между металлогенией и тектоническим режимом развития отдельных частей Уральского сегмента земной коры проявляется и в особенностях связи оруденения с элементами глубинного строения. По данным Н.Г. Берлянд [1], западная часть Урала имеет кору влакоген-рифтогенного типа, для центральной (эвгеосинклинальной) части выделяется квазиостроводужный тип коры со слабым развитием гранитного и повышенной мощностью базальтового слоев, и, наконец, восточная часть характеризуется субконтинентальной корой, содержащей полосы вулканогенно-осадочного слоя повышенной мощности. Количественные и качественные сопоставления позволяют наметить особенности связи металлогении с типами и элементами глубинного строения земной коры. В западной области, характеризующейся сиалической и сиалически-фемической металлогенией, металлогенические зоны с наиболее продуктивным эндогенным оруденением тяготеют к полосе проявления рифтогенной коры, а рудно-магматическим узлам отвечают участки пересечения основной полосы рифтогенной деструкции и северо-западных ее ответвлений. Центральная область, отвечающая Тагило-Магнитогорской структуре, имеет фемический профиль оруденения, а в размещении оруденения, прежде всего хромитового, титаномагнетитового, медно-колчеданного, значительная роль принадлежит глубине залегания и положению верхней границы базальтового слоя, к участкам поднятия которой тяготеют крупные рудные узлы. В восточной области оруденение заметно контролируется мощностью вулканогенно-осадочного слоя, которому отвечают вулканоплутонические ассоциации наложенных вторичных поясов.

Размещение рудоносных комплексов и структур выделенных этапов и стадий обусловило латеральную и вертикальную металлогеническую зональность Уральской провинции. Палеометаллогенические реконструкции для рифтогенного и геосинклинального этапов, а также крупных стадий последнего показывают, что они обладают значительными отличиями, которые были показаны выше. При этом отмечается эволюция от симметричного типа зональности ранних периодов к асимметричному в более поздний период, прежде всего за счет локализации эндогенных процессов рудогенеза в пределах восточной активной окраины палеозойской эвгеосинклинали. Выражением этого явилась концентрация в западной металлогенической области Уральского пояса

рудоносных комплексов и структур эпиконтинентального рифтогенеза и пассивной рифтогенной окраины, в центральной — палеоокеанической и окраинно-океанической зон и в восточной — вместе с тем развитие системы краевых вулканоплутонических поясов активной окраины.

В формировании металлогенической зональности и размещении оруденения на Урале существенная роль принадлежит многоэтапным процессам горизонтального сжатия, развивавшимся преимущественно на поздних стадиях развития Урала. Они сопровождались трансформацией структурно-металлогенических элементов (прежде всего разломов) более ранних этапов и стадий, надвиганием одних рудоносных зон и комплексов на другие, образованием покровно-складчатых и покровных структур, формированием полиметалльных аллохтонных и аллохтонно-параавтохтонных структурно-металлогенических зон, выведением рудоносных комплексов и рудных залежей на более верхние геологические уровни. В то же время генеральные особенности металлогении и металлогенической зональности, по-видимому, сохраняются.

Выводы

1. Уральский металлогенический пояс развивался последовательно, в ряд металлогенических этапов и стадий, образующих крупный цикл формирования рифтогенной геосинклинальной системы.

2. Каждому этапу и геосинклинальной стадии соответствуют определенные типы металлогенической зональности и структурно-металлогенических зон, обусловленные взаимодействием зон сочленения литосферных блоков.

3. Металлогеническая зональность пояса сформировалась как результат сложения структурно-металлогенических элементов выделенных этапов и стадий, а также проявления процессов горизонтальных перемещений.

Выделенные металлогенические особенности Уральской провинции, связанные с рифтогенной природой ее развития, имеют место и в других частях Урало-Монгольского пояса. В частности, в его ветвях с линейным строением (Тянь-Шань, Зайсанская система, Саяны и др.) намечается металлогеническая зональность с последовательным проявлением рифтогенных эвгеосинклинальных комплексов и развитием краевых вулканоплутонических поясов [2]. В областях с мозаичным строением (Центральный Казахстан) также намечается зональность сходного характера [11], усложненная за счет более интенсивного развития комплексов поздних стадий.

Литература

1. Берлянд Н.Г. Особенности глубинного строения и эволюции земной коры Уральской эвгеосинклинали по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1979, 245, № 2, с. 411—414.
2. Дымкин А.М., Нечухин В.М., Пучков В.Н., Ферштатер Г.Б. Соотношение орогенной металлогении с ранними стадиями развития складчатых систем и проблема связи варисцид Тянь-Шаня и Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 50—56.
3. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск, 1979. 77 с.
4. Иванов С.Н., Нечухин В.М. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 140—148.
5. Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечухин В.М. и др. Палеозойская история Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 13—38.
6. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
7. Пронин А.А. О геотектонической основе металлогении Урала. — Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1962, вып. 58, с. 3—37.
8. Смирнов В.И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. — Геология руд. месторождений, 1974, № 1, с. 3—17.
9. Смирнов В.И. О металлогении океанов. — Геология руд. месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
10. Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
11. Тектоника Казахстана. М.: Наука, 1982. 137 с.
12. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.
13. Черный В.Г., Черная И.П., Смирнов В.Г. Основные черты металлогении Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР и Севера Урала. Сыктывкар, 1965, с. 491.
14. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск, 1983. 150 с.

Р.Б. Баратов, Л.Н. Афиногенова, Р.Н. Сальникова

СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ (на примере Таджикистана и прилегающих территорий)

Сложность геологического строения, разнообразие металлогении Таджикистана связаны с его расположением на стыке крупнейших подвижных поясов — Урало-Монгольского и Средиземноморского, к которым соответственно относятся каледоно-герцинский Тянь-Шанский и герцино-киммерийский Афгано-Памирский геосинклинально-складчатые пояса. С начала геологических исследований в Средней Азии возникла как одна из важнейших проблема взаимоотношений Памира и Тянь-Шаня, включающая вопросы положения и характера их границ, общности или различий геологического развития, возраста и принадлежности к определенному поясу крупных тектонических структур пограничной области, механизма и направления тектонических процессов, создавших дугообразно-субширотную зональность регионов со встречным обращением выпуклости дуг. Не останавливаясь на рассмотрении обширной литературы, в которой фактический материал интерпретируется с разных позиций, отметим, что некоторые вопросы до сих пор остались дискуссионными.

Как известно, в длительной истории развития Памира и Тянь-Шаня определяющим фактором субширотной тектонической зональности являлась скачкообразно-последовательная миграция геосинклинального процесса с севера на юг. Нами предполагается [6] закономерная связь смещения геосинклинальных прогибов с перераспределением глубинной энергии в ходе консолидации структур и возникновения зон структурных неоднородностей по их периферии.

Направленность процесса развития ведет к образованию первично-эвгеосинклинальных областей с ранними офиолитовыми поясами и краевыми миегеосинклинальными зонами (Северный Памир, Северный Тянь-Шань), а затем наложенно-эвгеосинклинальных областей, формирование которых начинается с появления вулканических поясов по границе с прогибом более раннего цикла (Южный Памир, Южный Тянь-Шань). Эвгеосинклинальные области разделены структурами миегеосинклинального развития с незавершенностью раннего цикла и гипертрофированным проявлением базальтоидного и гранитоидного магматизма, сопровождающего замыкание наиболее молодых в регионе остаточных и наложенных прогибов (Центральный Памир, Средний Тянь-Шань). Исходя из этих представлений, пограничные области Южного Тянь-Шаня и Северного Памира относят к разным типам структур; их объединение, искусственное вычленение из Афгано-Памирского пояса наиболее ранних элементов — герцинид Северного Памира — необоснованно. К тому же геологические исследования последних лет в Афганистане доказали непосредственное продолжение некоторых толщ Памира в Афганистан, что не оставляет сомнений в общности бассейнов осадконакопления этих двух областей.

Касаясь характера границ Тянь-Шаня и Памира, следует подчеркнуть расположение регионов по разные стороны Афгано-Таджикского и Таримского срединных массивов, от которых они отделены близвертикальными разломами, уходящими в верхнюю мантию. На участке сближения регионов, в Алайской долине, по новейшим геофизическим данным [9], отмечается резкое уменьшение мощности земной коры между краевыми разломами; строение и состав глубинных слоев по обе стороны пограничной зоны различны. Крутое падение к северу (а не к югу, как считалось ранее) краевого Северо-Памирского разлома, смещение границы М на 5—10 км исключают возможность движения плит по его поверхности с юга, а также трактовку разлома как зоны взаимодействия плит. Граница региональных поясов имеет глубинный характер, древнее заложение и стабильное положение, так же как и другие разломы, разделяющие крупные тектонические структуры. Не отвергая горизонтальных смещений по надвигам и сдвигам, мы считаем, что масштаб их зачастую сильно преувеличен. Без достаточных оснований горизонтальными движениями объясняют структурные аномалии, сужение и выклинивание некоторых зон [8], что обусловлено конседиментационными поднятиями и погружениями глубинных блоков.

Внутреннюю структуру Тянь-Шанского и Афгано-Памирского поясов только в первом приближении можно назвать дугообразно-широтной. В действительности она значительно более сложная, поскольку не только осадочный, но и более глубинные слои Земли вплоть до верхней мантии имеют блоковое строение. Размещение и очертания геосинклинальных прогибов и поднятий внутри каждого пояса определяются дифференцированными во времени и пространстве движениями блоков. Некоторые крупные блоки и ограничивающие их глубинные разломы активизируются в течение нескольких циклов, выполняя роль барьеров либо магмо- и рудоконцентрирующих структур, на чем более подробно остановимся ниже. Подобные блоки нами выделяются как структуры I порядка.

Значение разноразно ориентированных систем разломов неравнозначно. В каждом регионе проявлены две-три системы, влияющие на характер осадконакопления, размещение и состав магматических и рудных образований. Остальные, поперечные к ним, системы разломов активны только в отдельные интервалы времени. Чаще всего они существуют как скрытые зоны повышенной проницаемости с поясами малых интрузий и специфической рудной минерализацией.

Общие черты структурного плана Тянь-Шаня и Памира были определены при заложении позднепротерозойских протогеосинклиналей и сохранились в процессе последующего усложнения структуры регионов. Особое значение в создании тектонической зональности имели крупные диагональные структуры, роль которых еще недостаточно оценена. Именно сочетания диагональных разломов и их фрагментов с субширотными, реже с субмеридиональными (Афганистан) разломами создали дугообразные и S-образные геосинклинальные прогибы и соответствующие им зоны.

Рассмотрим развитие главных элементов Тянь-Шанского и Афгано-Памирского поясов. В Афгано-Памирском поясе к основным структурам следует отнести северо-восточную и сопряженные с ней субширотные зоны; на Памире к ним присоединяется также северо-западная зона. Структуры I порядка имеют блоковое строение с индивидуализированным развитием блоков, ограниченных преимущественно продольными разломами. В целом для них характерна тенденция к поднятию; в геосинклинальных областях отдельные части структур представляют собой срединные массивы, древние ядра, геоантиклинали. Только в начале геологического развития Памира и Афганистана преобладало погружение отдельных блоков вдоль краевых и внутренних глубинных разломов.

К структурам I порядка относятся также меридиональные зоны Бадахшанского линеймента и Гунтского поднятия. Характер их различен: Бадахшанский линеймент разделяет Памирскую область с тенденцией к воздыманию и Афганскую область преобладающего погружения; Гунтское поднятие — осевая, наиболее поднятая часть глобальной Индо-Памирской поперечной зоны. Меридиональные линейменты относятся к глубинным структурам растяжения типа сдвигов. Они характеризуются длительным сквозным развитием и большой протяженностью, а на поверхности выражены зонами макротрещиноватости, полосами геологических, геофизических и геоморфологических аномалий [1].

С поперечным воздыманием Памира связано уменьшение мощности осадков и выклинивание геосинклинальных прогибов диагонального направления. Возможно, образование диагональных сдвигов, оперяющих меридиональные и блокирующие субширотные разломы, обусловлено движениями противоположного знака в соседних сегментах пояса. Зависимость клиновидной формы Пенджабского синтаксиса от пересечения под острым углом диагональных разломов отмечал А. Марусси (1980 г.), считая ее следствием наложения меридиональной зоны растяжения на субширотные зоны сжатия в позднегеретичное время.

Геологическими данными по Памиру и Афганистану доказывается близко одновременное и древнее заложение всех систем глубинных разломов, в том числе и диагональных. Однако сама идея о взаимосвязи структур может быть использована для объяснения некоторых фактов. Так, например, сужение к востоку Афгано-Таджикского срединного массива со сменой субширотного простираения на северо-восточное обусловлено сочленением Среднеафганской и северо-восточной Аргандаб-Кокуйбельской структур I порядка. Необычная S-образная форма карбонового вулканического прогиба Афгано-Северо-Памирской области связана с его формированием вдоль сочленяющихся разломов диагонального, меридионального и субширотного направления.

Северо-восточная структура I порядка, названная нами Аргандаб-Кокуйбельской,

наиболее протяженная в Афгано-Памирском поясе. Длина ее около 1,5 тыс. км; к юго-западу структура уходит за пределы Афганистана, к северо-востоку, судя по космическим снимкам, продолжается до Талассо-Ферганского разлома, фиксируясь в Восточном Алае резким изменением простирания всех толщ. Наиболее четко структура выражена в Афганской области, представляя собой ряд блоков докембрийского фундамента, ограниченных разломами. Внутренними разломами Аргандаб-Кокуйбельская зона разделена на два продольных блока, несколько отличающихся по геологическому развитию, — более стабильный внешний (северо-западный) блок и мозаичный, с чередованием участков различной подвижности, внутренний (юго-восточный) блок. Глубинный характер структуры подчеркивается соответствующим направлением изолиний глубин поверхности М в Афганском Бадахшане и совпадением с ее контурами на Памире огромной отрицательной аномалии региональной составляющей силы тяжести. Вдоль северо-западного ограничения структуры прослеживается полоса локальных отрицательных гравианомалий. Расположенная в пределах описываемой территории сейсмофокальная зона глубоких землетрясений расширяется на участке пересечения с субширотной зоной Среднего Афганистана и постепенно сужается в направлении к оз. Каракуль на Памире.

Северо-западная (Восточно-Памирская) структура на территории Китая ограничена, вероятно, Упрангским разломом, выделенным Е.А. Беляевским, а на Памире — Каратау-Памирским разломом (по О.М. Борисову). Продольным Караджилгинско-Баляндкииским разломом она разделена на внешнюю (северо-восточную) часть со стабильным режимом и внутреннюю, более подвижную, с мозаичной блоковой структурой. Караджилгинско-Баляндкиискский разлом отмечается гравианомалиями, серией разломов фундамента; с ним совпадает линия смены характера магнитного поля. Эта структура определяет размещение и направление геосинклинальных прогибов восточной части Памира. Ее продолжение к северу намечается в горах Моголтау и Карамазар. На участке ее пересечения с северо-восточной в районе оз. Каракуль отмечено максимальное (до 75 км) погружение поверхности М [7, 9]. Мощность земной коры повышена в пределах всей ее площади.

Бадахшанский линеамент выделен В.И. Славиним как западная граница Индо-Памирской поперечной зоны, что совпадает с нашими представлениями [1, 2]. В.И. Славин отмечает древнее заложение линеамента, своеобразии геологических формаций в его зоне, меридиональные направления структур и активные восходящие движения, особенно в новейший период. Б.А. Петрушевским [11] и Д.П. Резвым [13] Индо-Памирская зона рассматривалась как структура раздела Средиземноморского и Тихоокеанского поясов. Бадахшанский линеамент отражен в рельефе поверхности М; в зоне разлома фиксируется разрыв всех глубинных слоев вплоть до мантии, отмечено наличие участков корово-мантийной смеси на 5–10 км выше поверхности М [9]. Осевая часть Индо-Памирской зоны на Памире выделена как стабильное Гунтское поднятие [1], по обе стороны которого геофизические поля и глубинное строение различны. Мощность земной коры в западной части Памира на 10–15 км меньше, чем в восточной половине. Гунтское поднятие отмечено также субмеридиональным направлением различных геоморфологических и геологических элементов.

Субширотные структуры I порядка более изучены. Это стабильные области длительного развития между эвгеосинклинальными прогибами двух разновременных циклов развития. К ним относятся Средне-Афганское и Центральное-Памирское поднятия. Строение субширотных зон мозаично-блоковое, обусловленное развитием секущих разломов разного направления. Поднятия ограничены парой разломов, из которых один является главным — Герирудский разлом в Афганистане и Акбайтальский разлом на Памире; в начале заложения зоны они отделяют структуры от срединного массива, в дальнейшем — от первично-эвгеосинклинальных областей.

По геофизическим данным [9], мощность земной коры в Центральное-Памирской структуре возрастает (больше на востоке) при равном соотношении гранитного и базальтового слоев; установлено разуплотнение подкорового слоя с повышением теплового потока. Магнитное поле в отличие от соседних участков положительное, высокой интенсивности. Ограничивающие поднятие Центрального Памира Акбайтальский и Рушанско-Пшартский разломы падают соответственно на север и юг, создавая структуру типа горста. Разломы смещают поверхность М на несколько километров; Акбайтальский разлом совпадает с крупной градиентной ступенью в гравитационном поле [9]. Геологическое строение усложняется на участках пересечения разно ориенти-

рованных структур I порядка — в Кабульском и Каракульском блоках, отличающихся высокой концентрацией магматических образований, но различных по геологическому развитию.

В ходе геосинклиального процесса активизировались попеременно структуры разных направлений. В байкальскую эпоху геосинклиальные прогибы позднего протерозоя формировались вдоль диагональных и (меньше) широтных разломов I порядка. Основной прогиб был расположен южнее пересечения Средне-Афганской зоны с Аргандаб-Кокуйбельской, вдоль главных разломов последней [8]. Преобладали терригенные осадки с пластами кремнистых и карбонатных пород. Редкие прослои основных вулканитов, присутствующие в северо-западной части прогиба, к его юго-восточной периферии сменялись кислыми дифференциатами базальтоидов. Мощность отложений в этом же направлении уменьшилась от 7,5 до 5 км. По простиранию Аргандаб-Кокуйбельской структуры небольшие выходы более грубозернистых пород с кислыми вулканитами трассируют краевой разлом; мощность к северо-востоку уменьшается от 4 до 1,5–2 км, и только на Западном Памире при пересечении с Центрально-Памирской зоной мощность переслаивающихся карбонатных и терригенных отложений рифея увеличивается до 3–5 км. В северном окончании диагональной зоны (Зорташкольский хребет) мощность терригенных пород рифея резко сокращается до 400–500 м [12]. Вдоль субширотных разломов выходы карбонатно-терригенных пород невелики и редки, однако их мощность в отдельных блоках достигает 2–4 км. На Памире к рифею В.И. Дроновым отнесена сарезская свита терригенных отложений со средними—кислыми вулканитами мощностью до 3–5 км. Она распространена как в восточной части Центрального Памира, так и вдоль осевой части Восточно-Памирской северо-западной зоны.

В венде—кембрии происходит стабилизация тектонического режима, соответствующая, вероятно, периоду формирования эпибайкальского осадочного чехла. Осадконакопление продолжается в тех же прогибах в пределах диагональных и широтных структур, несколько расширяясь в Среднем Афганистане. Преобладают карбонатно-терригенные породы, часто пестроцветные; присутствуют доломиты, особенно характерные, как и гипсоносные породы, для осевой части Восточно-Памирской структуры. Мощность отложений венда—кембрия в разных блоках изменяется от 150 до 800 м, исключая Кабульский блок, где мощность метаморфизованных карбонатно-терригенных толщ составляет 800–2000 м [9].

С движениями каледонской эпохи связано расширение ранее существовавших бассейнов осадконакопления и заложение новых прогибов, особенно активных по периферии Афгано-Таджикского срединного массива, где они тяготеют к пересечению систем северо-восточных и северо-западных разломов. Возникшие в ордовике прогибы существуют до конца девона с постепенным сокращением площади и увеличением объема мелководных известняково-доломитовых пород. В этот период интенсивность тектонических движений по активизированной периферии срединного массива наиболее велика. Мощность терригенных толщ с прослоями известняков достигает 3–4 км в Северном Афганистане и 1,5 км в восточной части Памира. Характерно появление в ордовике основных вулканитов, распространенных главным образом в зоне влияния меридионального Бадахшанского линеамента, а на Памире приуроченных к участку пересечения Восточно-Памирской диагональной и Центрально-Памирской широтной структур. Вдоль северо-западной периферии Аргандаб-Кокуйбельской структуры в зоне краевого разлома образовались сланцевые толщи с прослоями известняков в верхней части и основных вулканитов по всему разрезу; мощность толщи O—D более 3,5 км.

На площади диагональных и широтных структур I порядка тектонический режим был близок к миеосинклиальному. Накапливались преимущественно терригенно-карбонатные отложения, и только вблизи краевых разломов в низах разреза преобладают терригенные породы. Мощность отложений в приразломных прогибах возрастает до 2–3 км, на остальной площади структур не превышая 1,5 км. В прогибе вдоль Восточно-Памирской диагональной зоны преобладали глинисто-карбонатные осадки, отложение которых прекратилось уже к венлоку [8, 12]. В восточной части Северного Памира существовали мелкие приразломные прогибы. Возможно, к ордовику—девону относится нижняя часть мощного дарваз-сарыкольского комплекса Северного Памира, распространенного на пересечении двух диагональных структур. Таким

образом, в каледонскую эпоху возникают близкие по режиму к эвгеосинклинальным прогибы, которые положили начало развитию Афгано-Северо-Памирской области. Диагональные и широтные зоны I порядка после замыкания миогеосинклинальных прогибов в конце каледонского цикла превращены в геоантиклинальные поднятия.

С конца девона, а в северной части пояса — с карбона началось дифференцированное погружение всей территории в связи с тектоническими движениями герцинского цикла. Геосинклинальный комплекс пород до триаса включительно залегает несогласно на каледонидах. Только в зоне концентрации диагональных разломов, разделяющей Афгано-Северо-Памирскую область и геоантиклинальные поднятия, осадконакопление без перерыва продолжалось до конца перми. В результате образовался комплекс тонкотерригенных отложений мощностью 3,5 км в Афганистане и более 10 км в восточной части Памира (включая и отложения О—D). В зоне Бадахшанского линеамента в них присутствуют основные вулканиты. На площади диагональных и широтных структур I порядка в период D₃—T существовали миогеосинклинальные прогибы с разной интенсивностью осадконакопления и различным составом толщ в разных блоках. В целом меньшей интенсивностью движений отличались широтные поднятия, где преимущественно в приразломных прогибах накапливались пермо-триасовые терригенно-карбонатные толщи мощностью до 500 м с частыми перерывами, образованием кор выветривания с бокситами, местами с рифогенными известняками. Карбоновая часть разреза большей частью выпадает. К концу триаса флишеидные толщи мощностью до 1—4 км распространяются на большой площади широтных структур; мощность их увеличивается на участках пересечения с крупными структурами других направлений.

На Аргандаб-Кокуйбельском диагональном поднятии герцинские движения были более активными, в погружение вовлекались и прилегающие блоки докембрийского фундамента между диагональной зоной и Средним Афганистаном. Низы разреза (С—P₁) отличаются преобладанием тонкотерригенных пород на всей площади поднятия, мощность которых с юго-востока к северо-востоку увеличивается от 800—900 м до 3 км в зоне Бадахшанского линеамента, а затем к Северному Памиру уменьшается до 600—800 м. Исключением служат Кабульский и Рушанский блоки, в которых появляются основные вулканиты, особенно мощные в первом блоке; в целом мощность отложений здесь увеличивается до 3,5—5 км, что связано с положением блоков на пересечении структур. В позднепермское—триасовое время на поднятии преобладало накопление терригенно-карбонатных осадков мощностью 1—3 км; в Кабульском блоке и вдоль южного обрамления Центрального Памира состав отложений существенно терригенный с основными вулканитами, особенно в триасе, мощность возрастает до 3—5 км. В Северном Памире в карбонатных отложениях перми существенное место занимают рифогенные фации и тела основных вулканитов; мощность отложений до 2 км.

Эвгеосинклинальные прогибы герцинского цикла размещались за пределами поднятий, однако их направление определялось сочетанием последних. Существовали два крупных прогиба — к северо-западу и юго-востоку от Аргандаб-Кокуйбельской диагональной зоны. Первый из них отличается значительно большей интенсивностью геологических процессов, обширностью площади развития, определяя контуры Афгано-Северо-Памирской области. Масштабы юго-восточного прогиба ограничены, но возможно его продолжение в Юго-Восточном Памире с ослаблением движений в этом направлении.

Для герцинского прогиба Афгано-Северо-Памирской области характерно четкое разделение геосинклинального процесса на стадии, которым соответствуют типичные комплексы отложений: вулканогенные отложения спилит-диабаз-кератофировой серии формаций в раннем карбоне, карбонатно-флишевые толщи среднего карбона—перми, молассовые со средними—основными вулканитами толщи триаса. Мощность всего комплекса геосинклинальных осадков этого прогиба возрастает до 8—14 км в зоне Бадахшанского меридионального линеамента; здесь же максимально проявлен вулканизм. Большое значение на этом участке имели северо-западные разломы, ограничивающие распространение вулканитов к западу и в то же время контролирующие их проникновение по периферии Афгано-Таджикского срединного массива.

Сужение геосинклинальных прогибов к северо-востоку, вероятно, связано с барьерной ролью Аргандаб-Кокуйбельской зоны и воздыманием Памира в области Гунтской меридиональной структуры. В юго-западном прогибе более спокойным

тектоническим режимом обусловлены меньшая (до 5 км) мощность вулканогенной толщи карбона и существенно карбонатный состав отложений пермо-триаса. Замыкание прогиба произошло в дорэтское время.

С герцинской складчатостью в предюрское время связано образование складчатых структур на месте основных герцинских прогибов. Начиная с юры по северной окраине Афгано-Северо-Памирской области происходило формирование эпигерцинского платформенного чехла. В Афгано-Южно-Памирской области в юрско-меловой период наиболее активно проявлены диагональные структуры, меньше — широтные.

Вдоль Восточно-Памирского северо-западного поднятия были сформированы основные прогибы Юго-Восточного Памира с глинисто-терригенно-карбонатными осадками максимальной мощностью от 1,5 до 2,5 км. В южной части Аргандаб-Кокуйбельской зоны осадконакопление не прерывалось с триаса, и пестроцветные карбонатно-терригенные толщи юры мощностью до 800—1000 м составляют единую толщу с триасовыми отложениями. На Западном Памире в пределах диагональной структуры, а также вдоль зоны Среднего Афганистана продолжалось образование флишоидных толщ в триасовых прогибах; мощность их с востока на запад сокращается от 3 км до 500 м. На остальной площади широтной Центрально-Памирской зоны сходные флишоидные отложения юрского возраста достигают мощности 4,5 км.

Тесная связь юрских и поздне триасовых отложений, отсутствие региональных несогласий между ними, флишоидно-молассоидный характер свидетельствуют о формировании отложений в период инверсии прогибов и не дают оснований для выделения самостоятельного геосинклинального цикла либо для отнесения их к платформенному чехлу [8].

Прогиб мелового времени охватывает крупный блок фундамента между Аргандаб-Кокуйбельской зоной и поднятием Среднего Афганистана, вовлекая в погружение также южную часть диагональной зоны. Опускание докембрийского блока началось еще в перми и продолжалось в триас-юрское время. Красноцветные отложения мелового периода с бокситами в основании и основными вулканитами вдоль крупных диагональных разломов согласно либо с небольшим несогласием залегают на юрских толщах. Они несогласно перекрыты известняками верхнего мела. Небольшие прогибы с аналогичными осадками имеются на Памире. В конце мела—начале палеогена в них образовалась молассовая толща с контрастными вулканитами базальт-липаритовой формации. Мощность позднеюрско-меловых отложений изменчива, достигая вдоль краевых разломов диагональной зоны 3—10 км, а на поднятиях не превышая 2,5—1,5 км (уменьшение мощности к северо-востоку).

Флишоидно-молассоидный характер отложений, кратковременность существования меловых прогибов, четкая их приуроченность к разломам, унаследованный характер развития в восточной части Аргандаб-Кокуйбельской зоны — все это противоречит представлениям о самостоятельном альпийском цикле на рассматриваемой территории. Мощное проявление основного—кислого вулканизма, очевидно, компенсирует вялое течение магматического процесса в предыдущее время.

К концу палеогена на всей территории Афгано-Памирского пояса после кратковременного периода субплатформенного режима наступил этап тектоно-магматической активизации [4].

Размещение магматических образований и эндогенной рудной минерализации резко неравномерно по площади. Огромные объемы разновозрастных орогенных интрузий с сопровождающим оруденением были внедрены в Аргандаб-Кокуйбельском поднятии — Главной рудоконцентрирующей структуре Афгано-Памирского пояса. Преобладают крупные вытянутые к северо-востоку гранитные батолиты палеогена с редкометальными пегматитами, образующими крупнейшие поля в Нуристане и меньше развитые в южной части структуры, в Юго-Западном Памире. В Нуристане с пегматитами связаны уникальные месторождения лития, тантала, драгоценных камней, в том числе кунцита, рубина; меньшее значение имеют месторождения бериллия, олова, цезия [8]. Редкометальные пегматиты палеогенового возраста по простиранию структуры известны также в связи с другими типами гранитов на площади Восточно-Памирской северо-западной зоны. Такие же пегматиты сопровождают гранитоиды юрского возраста [5].

В более подвижных блоках Главной структуры проявлены гранитоидные комплексы также палеогенового возраста с породами повышенной основности в

ранних фазах. С ними связаны многочисленные грейзеново-гидротермальные, гидротермальные и скарновые проявления олова, вольфрама, молибдена, редких металлов в юго-восточной части структуры (бассейн р. Аргандаб); вероятно, с другим типом интрузий отмечено образование магнетит-халькопиритовых, полиметаллических и шеелит-молибденовых скарнов. Здесь же обнаружены оловоносные скарны и олово-сульфидная со станноборатами минерализация в зонах смятия и дробления. Грейзеновые, гидротермальные и скарновые проявления олова, редких металлов, молибдена, вольфрама в связи с гранитоидными комплексами палеогена распространены на продолжении структуры в области Южного Памира [2]. В северо-восточном окончании структуры (Каракульский блок) подобная минерализация и редкометалльные пегматиты приурочены к орогенным многофазным комплексам гранитоидов позднего триаса [3]. Массивы этого возраста концентрируются также по северо-западной периферии Главной структуры, в зоне влияния Бадахшанского линеймента, при пересечении с широтной Средне-Афганской зоной; вдоль последней большие массивы прослеживаются и дальше к западу.

Вблизи глубинных разломов, разделяющих Главную структуру на два продольных блока, были внедрены интрузии монцитонитовидов K_2 -Р, образующие единую вулканоплутоническую серию с наземными базальт-липаритовыми вулканитами. В них размещены проявления высокотемпературных пропилитов и скарнов с вольфрамом, полиметаллами, молибденом, известные как в Афганистане, так и на Западном Памире. К глубинным разломам Аргандаб-Кокуйбельского поднятия приурочены цепочки тел гипербазитов, только в Кабульском блоке образующих крупный массив с хромитовой минерализацией.

Слабая интенсивность процессов, незавершенность развития прогибов каледонской эпохи на площади структуры подтверждается отсутствием интрузий и оруденения соответствующего возраста.

С интрузиями байкальского времени промышленной минерализации в диагональных зонах не обнаружено. В Средне-Афганской структуре вдоль краевых разломов в это время формировался пояс стратиформных гидротермально-метасоматических месторождений железа. Интенсивность оруденения наиболее высока на участке пересечения пояса с Главной диагональной структурой.

Раннегеосинклинальные интрузии габбро-плагиигранитной формации с мелкими скарновыми проявлениями меди, вольфрама, железа, предшествующие им медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические проявления в вулканитах, а также гидротермальные сульфидно-полиметаллические месторождения расположены за пределами поднятий, тяготея к осевой части вулканических прогибов герцинского времени в зоне Бадахшанского линеймента. Интенсивность оруденения в прогибе к юго-западу от Главной структуры незначительна.

По периферии юрско-меловых прогибов Юго-Восточного Памира и юго-западной части Афганистана к завершающим этапам развития киммерийско-альпийских прогибов в палеогене относится проявление малых интрузий порфировой формации повышенной щелочности, зон оловорудной и полиметаллической минерализации, принадлежащей к касситерит-силикатно-сульфидной формации. Еще более поздними, очевидно неогеновыми, являются ртутное оруденение кварц-карбонат-диккитового типа и стратиформные залежи полиметаллических руд. Ртутные проявления образуют пояса вдоль ограничивающих широтные структуры I порядка глубинных разломов Памира и Афганистана, а также размещены по периферии и внутри юрско-меловых прогибов. Пространственно они совмещены с дайками пород повышенной щелочности миоценового возраста [4, 8]. С этими же породами ассоциирует полиметаллическое оруденение северной периферии Средне-Афганской структуры.

Таким образом, в размещении эндогенной рудной минерализации в Афгано-Памирском поясе, кроме общезональных закономерностей, связанных с тектоническим режимом развития геосинклинально-складчатых областей разного типа, отчетливо проявлено влияние крупных стабильных структур глубинного заложения.

В Тяньшанском поясе крупные блоки земной коры, ограниченные глубинными разломами диагональных и ортогональных направлений, также характеризуются различной глубиной залегания поверхности М, различиями морфологии и параметров физических полей в сравнении с соседними участками [9]. В пределах центрального сектора Тянь-Шаня к ним отнесены северо-западная Таласко-Ферганская, широтные Иссыкуль-Нарынская, Туркестано-Кокшаальская, Гиссарская и северо-восточная Гис-

саро-Кураминская структуры. Последняя структура выделяется впервые, поэтому кратко охарактеризуем ее.

Гиссаро-Кураминская структура прослежена от Талассо-Ферганского разлома до Кутитанга на расстоянии более 800 км; южная ее часть ранее нами была выделена как Магианский скрытый разлом. С направлением структуры согласуются изолинии поверхности М. Системой разломов северо-западного направления, протягивающейся на Памир (Каратау-Памирский разлом, по О.М. Борисову), структура разделена на два блока — Чаткало-Кассанский и Кураминский со своими особенностями геологического развития.

Начало геосинклинального развития Тяньшанского пояса только в Северном Тянь-Шане связано с заложением рифейско-вендских прогибов вдоль северо-западной и широтной систем краевых разломов, в дальнейшем отделявших прогиб от стабильных Талассо-Ферганской и Иссыккуль-Нарынской структур. Строение последних блоковое, с выходами пород фундамента в блоке, сопредельном с прогибом. Мощность осадков на этих поднятиях — первые сотни метров [13]. В Талассо-Ферганской структуре за поднятым блоком возник флишеидный прогиб с мощностью отложений до 3 км.

В каледонскую эпоху произошло расширение области седиментации к югу. Вдоль Южно-Ферганского глубинного разлома был заложен новый геосинклинальный прогиб, в котором в течение кембрия—девона накопились аспидно-сланцевые толщи с основными эффузивами, местами с рифовыми известняками. Они относятся к кембрийскому и раннесилурийскому этапам, выше перекрыты флишем девона с базальтоидами. Общая мощность отложений достигает 6—9 км.

В Северо-Тяньшанской эвгеосинклинали после некоторого перерыва началось отложение осадков нового цикла с формированием вулканогенно-сланцевых, выше граувакковых с порфиритами толщ кембрия—ордовика мощностью до 5 км [15], на которых залегают красноцветная моласса силурийского возраста мощностью до 4 км.

Западнее Талассо-Ферганского поднятия вплоть до зоны разломов Гиссаро-Кураминской структуры режим осадконакопления был также близок к эвгеосинклинальному. Здесь образована аспидная толща со средними—основными эффузивами, местами с рифовыми известняками, аналогичная Туркестанской эвгеосинклинали. Она также перекрыта флишевыми отложениями. В краевой части Гиссаро-Кураминской структуры терригенные отложения со средними—основными, а в более позднее время с кислыми дифференциатами базальтоидов имеют мощность 2,5—7 км в северном блоке (Касанском) и до 2 км — в южном (Кураминском). Далее к западу на площади этой структуры распространены карбонатно-глинистые с эффузивами отложения (Чаткальский блок) мощностью вместе с перекрывающими флишевыми толщами до 8 км.

Для южного блока Иссыккуль-Нарынской структуры характерны также отложения миегеосинклинального характера, представленные кремнисто-карбонатно-глинистыми и флишеидными толщами мощностью до 3,1—3,7 км.

В Южном Тянь-Шане, в краевой части Туркестанского прогиба, уже к концу раннего силура возникло поднятие, сложенное терригенными отложениями мощностью около 1 км. Нами оно названо Туркестано-Кокшаальским, так как предполагается его продолжение к востоку, в Кокшаальском хребте. Южнее поднятия на территории Южного Тянь-Шаня в каледонский период отлагались преимущественно маломощные карбонатные осадки, иногда с кислыми вулканитами. Сходный характер отложения присущ и стабильным блокам Талассо-Ферганской и Иссыккуль-Нарынской структур, окружавших Северо-Тяньшанский прогиб; в них также преобладают карбонатные осадки.

К концу периода на всей территории Тянь-Шаня происходит сокращение бассейнов, а затем и полное осушение, начиная с Иссыккуль-Нарынской структуры, в пределах которой уже в D_{1-2} возникли молассовые прогибы с отложениями мощностью до 2,5 км. Для Гиссаро-Кураминской структуры (Чаткальский блок) характерно образование красноцветной молассы близкой мощности в более позднее время — D_{2-3} .

Отложение карбонатных и карбонатно-гипсоносных толщ в Тянь-Шане с сокращением их мощности с севера на юг фиксирует субплатформенные условия после завершения каледонских движений.

Для герцинского цикла, начавшегося в конце девона—раннем карбоне в разных зонах Тянь-Шаня (исключая Северный Тянь-Шань), характерны резкие различия развития прогибов и стабильных структур I порядка, оформленных к концу каледонского периода. Происходит смещение активных тектонических движений в Южный Тянь-

Шань. В периферической части Афгано-Таджикского срединного массива вдоль широтного Южно-Гиссарского разлома был заложен основной герцинский прогиб эвгеосинклинального типа с характерными формациями — спилит-диабаз-кератофировой мощностью 1–4 км и флишоидной с базальтоидами C_{2-3} мощностью до 3 км.

К северу от прогиба формируются миогеосинклинальные терригенно-кремнисто-карбонатные толщи C_{1-3} . Такой же характер имеет осадконакопление и на площади бывших каледонских прогибов. На Иссыккуль-Нарынском и Талассо-Ферганском поднятиях осадки отсутствовали.

В Гиссаро-Кураминской зоне мощный наземный вулканизм создал толщи андезитовых C_2 (Касанский блок) и карбонатно-липарит-андезитовых C_{1-2} (Кураминский блок) пород мощностью соответственно 2,5 и 1,5 км. В пределах Южного Тянь-Шаня Гиссаро-Кураминское поднятие служило барьером, препятствующим распространению эвгеосинклинальных отложений прогиба к западу.

В орогенный этап C_3-T_1 герцинского цикла в Южном Тянь-Шане образуются молассовые и наземные вулканогенные отложения на участках пересечения разломов. В этот период стабильные структуры I порядка испытывают дифференцированное по блокам воздымание с формированием крупных линейных и сводовых поднятий. Так, северная часть Гиссаро-Кураминской структуры была преобразована в Западно-Тяньшанский мегасвод (по И.Н. Томсону [14]). В опущенных блоках структуры (мульдах проседания) происходило накопление наземных эффузивов с последовательным изменением их состава от средних к кислым (средний–верхний карбон) и затем к породам контрастного состава и повышенной щелочности (пермо-триас); общая мощность толщ вулканитов от 2 до 7 км. С ними связано медно-молибденовое оруденение. В северной части структуры, особенно в жестких Касанском и Кураминском блоках, интенсивно проявлены гранитоидный магматизм и оруденение герцинской эпохи. Вопросы связи, а иногда и возраста магматизма и оруденения этого района дискуссионны. По К.Т. Мустафину и С.М. Бабаходжаеву [10], с гранитоидными многофазными комплексами C_{2-3} связаны скарны с магнетитовым оруденением и более поздние олово- и молибденосодержащие грейзены, за которыми следуют гидротермальные проявления в южной части Кураминского блока. К более поздним монцитонитовым комплексам P_1 здесь приурочены скарны с полиметаллической минерализацией. Малые интрузии и небольшие штоки лейкократовых гранитов, гранит-порфиров P_2 и пояса порфировых пород гранитоидной формации с повышенной щелочностью T_1 сопровождаются кварц-свинцовым и медно-висмутовым оруденением. За проявлением даек порфировых пород повышенной щелочности и основности в Кармазаре следует оруденение флюорита и полиметаллов. В северной части структуры с гранитоидными массивами карбона связана более разнообразная минерализация в скарнах — медь, висмут, вольфрам, молибден. Здесь широко распространены гидротермальные проявления полиметаллов карбонового возраста, а также проявления, связанные с интрузиями и дайками P_1-T_1 ; еще разнообразнее минерализация в Касанском блоке, где кроме полиметаллов, имеются гидротермальные проявления сурьмы и ртути этого же возраста.

В общем для Кураминского блока более характерны проявления полиметаллов и медные; в Касанском блоке распространены преимущественно сурьмяные и мышьяковые проявления, а в Чаткальском блоке преобладают проявления меди.

По простирацию Гиссаро-Кураминской структуры к югу интрузивный магматизм ослабевает, что, вероятно, связано с большей активностью процессов на площади широтного Гиссарского поднятия.

В Гиссарском поднятии гранитоидные комплексы C_{2-3} образуют огромный массив. В размещении интрузий разных фаз внедрения большое значение имеют разломы широтного и северо-западного простираения. Гранитоиды сопровождаются скарнами с железорудной, вольфрамовой и меньше оловорудной минерализацией. На площади массива распространены также редкометалльные пегматиты и оловорудные грейзены. В зоне северного краевого разлома были внедрены интрузии гранитоидов повышенной основности со скарнами, содержащими наиболее характерную для окраины Южного Тянь-Шаня гидротермальную минерализацию вольфрама; пространственно с поясами распространения интрузий $C-P_1$ возраста совмещены гидротермальные проявления олова [3].

В заключительную стадию герцинского цикла и следующий за ним период тектономагматической активизации в разломах, ограничивающих стабильные поднятия и секущих их, была проявлена сурьмяно-ртутная и флюорит-полиметаллическая минерали-

зация — Талассо-Ферганский, Южно-Ферганский, Гиссарский, Иньльчек-Атбашинский и другие разломы [5].

В Талассо-Ферганской и Иссыккуль-Нарынской структурах интрузивный магматизм герцинского цикла имеет наложенный характер, проявляясь в жестких блоках в связи с разломами. Преобладают здесь грейзеново-гидротермальные проявления олова и вольфрама, ассоциирующие с гранитоидными комплексами. Менее распространены оловосодержащие скарны, а также гидротермальные проявления касситерит-силикатно-сульфидной формации. С поясами малых интрузий гранитоидов повышенной основности и щелочности парагенетически связаны гидротермальные проявления висмута, меди, полиметаллов.

Широтная Туркестано-Кокшаальская структура характеризуется интенсивным магматизмом герцинской эпохи, главным образом на участке пересечения ее Бадахшанским субмеридиональным линейamentом. Здесь с крупными массивами гранитоидов пермского возраста, телами щелочных сиенитов и гранитов верхнепермско-триасового возраста, а также с поясами порфировых пород перми ассоциируют редкометальные и оловоносные пегматиты, редкоземельные альбититы, гидротермальная минерализация, вольфрама, олова, полиметаллов.

Восточнее, на продолжении структуры, с герцинскими гранитоидами связаны скарны с медной минерализацией. В районах распространения гранитоидов широко развито гидротермальное оруденение с преобладанием касситерит-силикатно-сульфидных, меньше полиметаллических проявлений.

Оруденение, более древнее, чем герцинское, известно только в Северном Тянь-Шане, где имеются огромные массивы гранитоидов рифея, венда, ордовика и силура, с которыми предположительно связаны проявления сульфидной минерализации; к скарнам в контактах гранитов силура приурочено оловорудное, вольфрамовое и медное оруденение. С малыми интрузиями гранитоидов повышенной основности и щелочности D_{1-2} возможна ассоциация полиметаллических, в том числе и стратиформных медно-рудных и висмутовых проявлений, выходящих за пределы стабильных поднятий в каледонском прогибе.

Изложенные материалы позволяют сделать вывод о важном значении стабильных поднятий глубинного заложения и длительного развития в формировании тектонической зональности геосинклинально-складчатых поясов. Характер проявления поднятий имеет свои особенности в пределах областей разного возраста: на древних циклах развития вдоль них закладываются геосинклинальные прогибы, позднее они оформляются как крупные блоковые зоны или поднятия; в новейший период отдельные блоки структур образуют сводовые поднятия. Наиболее отчетливо такие структуры проявлены в наложенно-геосинклинальных областях, тогда как в первично-геосинклинальных — это обычно структуры скрытого типа с тенденцией к воздыманию.

На площади стабильных поднятий сосредоточены почти все интрузии орогенных этапов разновозрастных циклов и связанное с ними оруденение. Особенно велико в этом отношении значение структур северо-восточного ("анти Тяньшанского") направления — Гиссаро-Кураминской и Аргандаб-Кокуйбельской, которые являются магмо- и рудоконцентрирующими. Широтные структуры (Гиссарская, Акбайтальская) обычно контролируют проявления оруденения в скарнах, приуроченных к многофазным массивам гранитоидов. Наиболее крупные широтные поднятия представляют собой самостоятельные области с миогеосинклинальным режимом развития (Срединно-Тяньшанская, Центрально-Памирская, Средне-Афганская структуры), разделяющие первично-эвгеосинклинальные и наложенно-эвгеосинклинальные области.

Л и т е р а т у р а

1. Афиногенова Л.Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1973, № 3 (49), с. 85–93.
2. Афиногенова Л.Н. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. Душанбе: Дониш, 1979, 127 с.
3. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Некоторые различия магматизма и оруденения геосинклинальных и активизированных зон Центрального Таджикистана и Памира. — Геология руд. месторождений, 1974, № 4, с. 57–62.
4. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Рудные формации и некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений Центрального Таджикистана и Памира. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 193–198.

5. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Особенности орогенной металлогении складчатых областей Центрального Таджикистана и Памира. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 180–190.
6. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Типы металлогенических зон Южного Тянь-Шаня и Памира. — Изв. АН ТаджССР Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук, 1982, № 4, с. 50–59.
7. Белоусов В.В., Беляевский Н.А. Строение литосферы по профилю ГСЗ Тянь-Шаня — Памир — Каракорум — Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 11–28.
8. Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980. Т. 1. 535 с.; Т. 2. 336 с.
9. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982. 245 с.
10. Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971. 708 с.
11. Петрушевский Б.А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, 45, вып. 2, с. 31–80.
12. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 265 с.
13. Резвой Д.П. О великом георазделе Азиатского материала. — В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964, с. 173–186.
14. Рудоносные орогенные структуры. М.: Наука, 1981. 230 с.
15. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1. 371 с.; Т. 2. 245 с.

УДК 553.062 : 551.24 (513)

Э.Г. Дистанов, В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.И. Сотников,
В.И. Сняжков, П.М. Хренов

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СИБИРИ

Южная Сибирь, включающая складчатые области обфамления Сибирской платформы, входящие в Центрально-Азиатский сегмент планетарного Урало-Монгольского складчатого пояса, является одной из важнейших металлогенических провинций нашей страны. Эта обширная и в значительной мере труднодоступная территория изучалась многими геологами, среди которых были такие выдающиеся исследователи, как В.А. Обручев, С.С. Смирнов, А.Е. Ферсман, М.А. Усов, заложившие основные представления о металлогении провинции и раскрывшие перспективы отдельных рудных областей и районов. Материалы, полученные в результате изучения этого региона, в значительной мере послужили основой для развития представлений о металлогении геосинклинальных складчатых областей.

В основу анализа металлогении Южно-Сибирской металлогенической провинции авторами положены принципы металлогенического районирования на геотектонической основе и формационный метод в геологии, в частности формационный анализ рудных месторождений. Выделение рудных формаций как природных типов или групп месторождений близкого минерального состава, формирующихся в сходной геологической обстановке, позволяет дифференцированно подходить к прогнозированию и оценке отдельных видов минерального сырья и отдельных площадей региона. Рудные формации закономерно образуются в определенных физико-химических условиях и геологической обстановке как следствие проявления тектоно-магматических и других процессов, имеющих непосредственное влияние на образование рудных концентраций. Рудно-формационный анализ позволяет типизировать сложные процессы формирования рудных месторождений и перейти к модельным построениям их главных промышленно-генетических типов и созданию рациональных генетических и металлогенических классификаций и систематик [16].

Одним из важных направлений формационного анализа явилось комплексное изучение главнейших рудных формаций основных рудных районов и выяснение закономерностей их размещения в геологических структурах Южно-Сибирской металлогенической провинции. Такой подход позволяет объективно, на основании геологических данных о закономерностях образования минеральных парагенезисов и геологических обстановках размещения месторождений, выделить их типы и наметить основные закономерности положения отдельных рудных формаций в истории формирования земной коры и типах геологических структур, установить генетические и парагенетические соотношения рудных формаций с геологическими и, в частности, магматическими формациями, типизировать структурно-металлогенические зоны и подойти к металлогеничес-

ким построениям в эволюционном и пространственно-временном аспекте [6, 9, 15, 18, 22, 25, 30].

Для металлогенического анализа, а также для систематики месторождений большое значение имеет изучение закономерных сочетаний и парагенезисов рудных формаций, рациональное объединение рудных формаций в комплексы, генетические ряды и генетические серии рудных формаций. Представления о рядах рудных формаций или рудных комплексах как группах эндогенных рудных формаций, образование которых связано с определенными магматическими комплексами (конкретными магматическими формациями), являются основой регионального металлогенического анализа.

Характерной чертой Южно-Сибирской металлогенической провинции является ее приуроченность к полициклической складчатой системе Алтае-Саянской области и Забайкалья, обрамляющей с юга Сибирскую платформу. На западе провинция граничит со складчатыми сооружениями Зайсанской геосинклинальной области, на юге переходит на территорию Монголии и по Главному линеamentу Монголии граничит с герцинской Гобийско-Тяньшанской металлогенической провинцией, на востоке ограничивается древними структурами Становика и Алданского щита. В ее строении участвуют архейды, байкалиды, ранние каледониды (салаириды), поздние каледониды и герциниды, а также структуры позднепалеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации (дейтероорогенеза).

Представления о многоэтапном, полициклическом и вместе с тем направленном развитии южного складчатого обрамления Сибирской платформы, в частности Алтае-Саянской складчатой области, были разработаны в трудах В.А. Кузнецова [11–13, 22] и получили широкое признание. Для Забайкалья эти идеи развиты в работах Л.И. Салога [26], В.П. Арсентьева, П.М. Хренова [1], А.Д. Щеглова [35], В.Г. Беличенко [2, 3] и других исследователей, а также в целом ряде геотектонических и металлогенических обобщений [8, 28, 31, 37]. В соответствии с этими представлениями в пределах Южно-Сибирского складчатого региона выделяются следующие главнейшие тектонические (тектоно-магматические) циклы и металлогенические эпохи.

Байкальский цикл охватывает верхнепротерозойскую (рифейскую) эпоху. С ним связана консолидация древнейших протерозойских складчатых структур Енисейского кряжа, Главного Восточно-Саянского антиклинория (Протеросаяна), Западного и Северного Прибайкалья, Прикосокольского и Сангиленского массивов. Можно говорить о дорифейском этапе, проявленном в районах, непосредственно примыкающих к архейскому основанию Сибирской платформы. Однако добайкальские складчатые сооружения карелид были значительно переработаны в процессе верхнепротерозойского этапа развития и сохранились лишь в виде отдельных блоков-останцов в полосе складчатых сооружений байкалид.

Салаирско-каледонский цикл и соответствующая металлогеническая эпоха распадаются на две крупных этапа: 1) салаирский (раннекаледонский) этап охватывает период от верхов рифея до второй половины кембрия. С ним связаны развитие основных эвгеосинклинальных прогибов и последующая консолидация большинства складчатых структур центральной и восточной части региона – Западного Забайкалья, Тувинского массива, Сисимо-Казырской зоны Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Восточного Алтая; 2) каледонский (кембро-силурийский) этап является продолжением салаирского; в период этого этапа формируются терригенные флишевые геосинклинальные прогибы. Он завершился консолидацией складчатой зоны Западного Саяна и Чарышско-Теректинской зоны в Горном Алтае.

Герцинский цикл охватывает период от среднего девона до конца палеозоя. Он проявился главным образом на западном фланге провинции – в Горном Алтае (наиболее полно в Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоне длительного каледонско-герцинского развития) и на Салаире. Структуры среднего и позднего палеозоя имеют унаследованный или наложенный характер. Они размещаются на фундаменте каледонид и байкалид, преимущественно в краевых частях, примыкающих к структурам зон герцинской консолидации, и характеризуются развитием обильных проявлений кислого и щелочного магматизма.

Эпоха мезозойской тектоно-магматической активизации, связанная с дейтероорогенным (по К.В. Боголепову) этапом развития Центрально-Азиатского складчатого пояса, имеет важное значение в истории тектонического и металлогенического развития региона, особенно Восточного и Западного Забайкалья. Структуры, сформированные на этом этапе, являются наложенными по отношению к консолидированным складчатым

сооружениям региона. Мезозойская эпоха отличалась широким развитием дейтероорогенных структур различного типа и проявлением гранитоидного, базальтоидного и щелочно-базальтоидного магматизма в зонах долгоживущих глубинных разломов.

В настоящее время в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы можно выделить структуры (блоки) раннепротерозойской консолидации, области байкальской (позднепротерозойской) складчатости, области ранне- и позднекаледонской складчатости и области полициклической каледонско-герцинской складчатости. Наряду с этим выделяются наложенные вулканические пояса — зоны протоактивизации [32, 33] и зоны мезозойской тектоно-магматической активизации. Общая схема расположения разновозрастных складчатых систем Южно-Сибирской металлогенической провинции с включением относящихся к ней северных районов Монголии показана на схеме (см. вкл.).

По приуроченности месторождений к отдельным металлогеническим эпохам и областям развития разновозрастных складчатых сооружений и наложенных тектонических структур рудная провинция имеет отчетливо выраженное зональное строение. В ее пределах намечаются следующие металлогенические зоны (от более древних к более молодым): 1) Байкало-Саяно-Енисейская металлогеническая зона (области раннепротерозойской и байкальской складчатости); 2) Алтае-Саяно-Забайкальская металлогеническая зона (области салаирско-каледонской складчатости); 3) Алтае-Салаирская металлогеническая зона (складчатые структуры каледонско-герцинской консолидации); 4) Восточно-Забайкальская металлогеническая зона (область каледонско-герцинской консолидации, интенсивно переработанная процессами мезозойской тектоно-магматической активизации). Непосредственным юго-западным продолжением Восточно-Забайкальской металлогенической зоны как области каледонско-герцинской консолидации является Хангайско-Хэнтэйская металлогеническая зона Монголии. Структуры мезозойской тектоно-магматической активизации Восточного Забайкалья имеют юго-западное продолжение как в Хангайско-Хэнтэйской зоне, так и в расположенных к югу от нее каледонских структурах.

В состав провинции на территории СССР входят четыре достаточно обширные и пространственно несколько изолированные складчатые области — Алтае-Саянская, Енисейский кряж, Западное и Восточное Забайкалье, объединенные в региональном плане единством тектонического и геологического строения и металлогении. В данном случае они выступают в ранге металлогенических областей, хотя ранее в большинстве металлогенических работ они рассматривались как самостоятельные металлогенические провинции. Специфику металлогенического облика этих территорий создают некоторые частные особенности, отражающие их положение в пределах провинции, и связанные с этим индивидуальные черты геологического развития. Так, Енисейский кряж сложен преимущественно древними докембрийскими складчатыми комплексами краевых систем байкалид. В пределах полициклической, существенно каледонской Алтае-Саянской складчатой области остро ощущается влияние герцинской тектоно-магматической и металлогенической эпохи. В Западном Забайкалье шире, чем где-либо, проявились разновозрастный гранитоидный магматизм и процессы мезозойской тектоно-магматической активизации древних складчатых сооружений со специфичной металлогенией. Рудообразование связано в Восточном Забайкалье в основном с мезозойской металлогенической эпохой, в период которой оно входило в состав Монголо-Охотской ветви Тихоокеанского металлогенического пояса [24]. Развитие тектоники, магматизма и металлогении этих сложных складчатых областей детально рассмотрено в работах В.А. Кузнецова [22, 13] по Алтае-Саянской складчатой области, Л.И. Салопа [26], А.Д. Щеглова [35], В.П. Арсентьева, П.М. Хренова [1] по Западному Забайкалью, С.С. Смирнова [29], О.Д. Левицкого [17], Д.И. Горжевского и др. [5], В.С. Кормилицына [10], И.Н. Томсона и др. [20], В.П. Санина, Л.Д. Зориной [27] по Восточному Забайкалью и др. Тектонические обобщения по складчатым системам южного обрамления Сибирской платформы как части Центрально-Азиатского складчатого пояса выполнены в работах А.Л. Яншина и др. [31] и Л.П. Зоненшайна [8]. Для рассматриваемого региона характерны следующие черты.

1. Единство геологического развития складчатых структур Алтае-Саянской области и Забайкалья на основных стадиях их развития.

2. Полициклическая и направленность развития складчатых областей с неоднократной сменой режимов геосинклинального и орогенного осадконакопления и магматизма и образованием комплексов пород протерозойского (байкальского), каледонского (са-

лаирско-каледонского) и герцинского тектоно-магматических циклов. Зональное строение провинции с последовательной сменой древних складчатых областей более молодыми по направлению от Сибирской платформы, последовательная консолидация более молодых складчатых зон с наращиванием кратона.

3. Общий унаследованный план развития основных складчатых систем и зон долгоживущих глубинных разломов.

4. Широко и неоднократно проявление тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых областей; частичная регенерация геосинклинальных условий в ранее консолидированных областях под влиянием движений в эвгеосинклинальных зонах.

5. Преэместность развития геологических и магматических формаций и основных черт металлогенической специализации верхнепротерозойского и палеозойских тектоно-магматических циклов и металлогенических эпох. Повторяемость минерализации, выраженная в проявлении однотипных рудных формаций на различных этапах развития региона. Для полноты характеристики провинции нужно отметить общий сложный мозаично-блоковый характер структур, заложенный уже на ранних протогеосинклинальных стадиях, что свойственно геосинклинальным областям центрально-азиатского типа.

Эти особенности послужили основанием для выделения Южно-Сибирского складчатого региона как единой полициклической металлогенической провинции, что отвечает общим принципам выделения металлогенических провинций [4, 28, 21, 37, 19] как крупного геологического региона, объединенного единством геотектонического развития, со свойственным ему комплексом полезных ископаемых.

Металлогения областей байкальской консолидации. Складчатые сооружения байкалид непосредственно обрамляют Сибирскую платформу (Центрально-Азиатский кратон) и прослеживаются в структурах Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Прибайкалья, хребта Хамар-Дабан и Байкало-Патомского нагорья. В палеотектоническом аспекте Ю.А. Косыгиным и др. [7] в них выделяются три типа структурных комплексов — краевых структур кратона (краевых систем), краевых швов (глубинных разломов) и геосинклинальных областей.

Общий характер металлогении складчатой системы байкалид, включающей блоки древних пород нижнего протерозоя и, возможно, архея, является производным нескольких допалеозойских металлогенических эпох. Главные из них соответствуют нижнепротерозойскому протогеосинклинальному циклу, завершившемуся карельской складчатостью, эпохе среднепротерозойской тектоно-магматической активизации и образования Саяно-Байкальского вулканоплутонического пояса и верхнепротерозойскому геосинклинальному циклу с формированием пояса байкалид [1,34].

Нижнепротерозойская эпоха в металлогеническом отношении была достаточно продуктивна, хотя судить о ней в полной мере по реликтам карелид трудно. С геосинклинальными складчатыми образованиями нижнего протерозоя связана формация железистых кварцитов. К ним приурочены месторождения формации медистых песчаников Удокана и существенно медные руды сульфидной медно-никелевой формации в Чинейском расслоенном плутоне габбро-норитов. С гранитоидными интрузиями Восточного Саяна связаны проявления формации слюдоносных и редкометальных пегматитов. В гипербазитовых интрузиях известны проявления хризотил-асбеста и талька.

Для этапа среднепротерозойской тектоно-магматической активизации, выраженной в формировании структуры континентальной земной коры — Восточно-Сибирского вулканоплутонического пояса [32] с излиянием эффузивов преимущественно кислого состава и внедрением субвулканических гранитоидных интрузий, отмечается проявление гидротермальной минерализации свинца, цинка и редких металлов, редко образующей значительные промышленные скопления. Характерные рудные формации: редкометалльных щелочных метасоматитов с ниобием, танталом, флюорит-редкометалльная, пропилютовая (вторичных кварцитов) полиметаллическая.

Верхнепротерозойская (байкальская) металлогеническая эпоха является наиболее интересной и продуктивной для допалеозойского отрезка времени геологического развития зоны байкалид. В связи с процессами раннегеосинклинального вулканизма в пределах внутренней зоны байкалид и во внутригеоантиклинальных троговых прогибах сформировались месторождения формации железистых кварцитов (Тыйское и др.), колчеданно-полиметаллической вулканогенной гидротермально-осадочной формации (Холоднинское), кремнисто-марганцевой вулканогенно-осадочной рудной формации. С интрузиями перидотит-пироксенит-габбровой формации (Байкало-Муйс-

кий пояс, лысанский комплекс Восточного Саяна, лендахский комплекс Енисейского кряжа) связаны проявления титаномагнетитовой магматической формации, с базит-гипербазитовыми интрузиями (довыренский комплекс) — месторождения сульфидной медно-никелевой формации. В эвгеосинклинальной зоне Енисейского кряжа сформировались пока еще слабо изученные вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения и сингенетичные месторождения марганцевых руд. С кислыми вулканами Вороговского орогенного прогиба вендского возраста связано Порожинское месторождение марганцевой вулканогенно-осадочной формации.

В миогеосинклинальной зоне байкалид Прибайкалья, предствленной вулканогенно-терригенным карбонатным разрезом, образовались сингенетичные концентрации свинца и цинка, послужившие основой формирования стратиформных свинцово-цинковых (с флюоритом) месторождений Западно-Прибайкальского рудного пояса. В приангарской части миогеосинклинальной зоны находится Горевское месторождение свинцово-цинковой гидротермально-осадочной формации, осадочные гематитовые руды Ангаро-Питского бассейна.

Общий анализ магматизма и эндогенной металлогении зоны байкальской консолидации позволяет отнести ее к территориям фемическо-сиалического профиля [23, 24], для которых характерно, с одной стороны, значительное проявление основного и среднего вулканизма, с другой — накопление мощных терригенных толщ и развитие гранитоидов. Металлогеническая характеристика этой зоны осложняется наложенной минерализацией, связанной с этапами палеозойской и мезозойской активизации байкалид. С последней ассоциируют молибденовые, некоторые свинцово-цинковые, карбонатитовые и ртутные месторождения и рудопроявления.

Металлогения областей каледонской консолидации. Области каледонской консолидации занимают основную часть Южно-Сибирской металлогенической провинции, обширные площади Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, продолжаясь на территорию Монголии. Каледониды образуют единый протяженный Алтае-Саяно-Забайкальский геосинклинальный пояс, дугообразно обрамляющий Сибирскую платформу. Он имеет чрезвычайно сложное строение и представлен серией эвгеосинклинальных зон и геоантиклинальных поднятий, претерпевших длительное развитие на собственно геосинклинальном и орогенном этапах. Каледониды Алтае-Саяно-Забайкальского складчатого пояса можно рассматривать как сложную геосинклинальную систему мозаично-блокового строения, заложенную на гетерогенном основании. Важная и решающая роль в формировании структур каледонской геосинклинали принадлежит зонам глубинных разломов. Большинство глубинных разломов, разделяющих отдельные структурно-формационные области региона и определяющие положение эвгеосинклинальных зон, унаследованы от допалеозойских эпох, что в значительной мере определяет преобладание тектонического плана разновозрастных структурных комплексов. Нужно отметить, что воссоздание раннепалеозойских тектонических структур Байкальской горной области связано с трудностями, вызванными широким развитием гранитоидных магматических комплексов, а в юго-восточной части провинции — широким наложением процессов мезозойской тектоно-магматической активизации.

Магматические комплексы, проявленные в поясе каледонид Алтае-Саянской складчатой области и Западного Забайкалья, представлены, по существу, всем набором магматических формаций подвижных зон, прошедших полный цикл геосинклинального развития. Характер магматизма и особенности эндогенных процессов в конкретных геотектонических условиях и структурах региона определяют металлогеническую специализацию отдельных его этапов и структурно-формационных зон.

Ранней стадии развития салаирско-каледонской геосинклинали свойственны преимущественно фемический профиль металлогении и месторождения колчеданно-полиметаллических руд, железа, меди, никеля, хрома, хризотил-асбеста, марганца, титана. Характерны следующие рудные формации: колчеданно-полиметаллическая вулканогенная гидротермально-осадочная (Озерное, Маинское), колчеданно-полиметаллическая вулканогенная гидротермальная (Кызыл-Таштыг), магнетитовая скарновая (Горная Шория, гематит-магнетитовая вулканогенно-осадочная (Северо-Восточный Алтай, Восточный Саян), самородной меди (Тайметское, Горная Шория), хризотил-асбестовая (Ак-Товрак, Саянское), марганцевая вулканогенно-осадочная (Усинское).

Средняя стадия развития, на которой происходило внедрение многочисленных гранитоидных интрузий, существенно отличается от ранней; образуются рудные формации

редкометалльных пегматитов (Восточный Саян) и молибден-вольфрамовая скарновая (Туимское, Киялых-Узень).

С девонскими орогенными гранитоидами связана медно-молибденовая формация (Сорское) и кварц-вольфрамовая и молибденовая грейзеновая минерализация.

Для поздней стадии каледонского цикла характерны формации щелочных пород с месторождениями нефелиновых сиенитов, редких элементов и карбонатитов. В целом Алтае-Саяно-Забайкальский пояс каледонид имеет смешанный фемическо-сиалический профиль металлогенического развития.

Детальные схемы развития магматизма и эндогенной металлогении отдельных структурно-формационных зон Алтае-Саянской области и центральной части Саяно-Байкальского складчатого пояса приведены в работах В.А. Кузнецова [22, 13], В.П. Арсентьева и П.М. Хренова [1], А.Д. Щеглова [35], П.Ч.Шобогорова и др. [34] и ряда других исследователей.

Металлогения областей каледонско-герцинской консолидации. В западной части Алтае-Саянской области, примыкающей к герцинской Зайсанской складчатой системе, выделяются структурно-формационные зоны длительного геосинклинального развития, вовлеченные в герцинские тектонические движения, орогенная стадия которых наступила в нижнем карбоне. К таким районам длительного и полициклического развития относятся Ануйско-Чуйская структурно-формационная зона Горного Алтая, представляющая собой каледонско-герцинский прогиб, и Салаирская зона. Каледонские складчатые сооружения слагают в этих зонах нижний структурный ярус. Герцинский цикл Горного Алтая и Салаира сопровождался довольно широким проявлением глубинного магматизма на всех его стадиях. При слабом распространении пород верхнего (герцинского) структурного яруса в центральной части Салаирского кряжа и в относительно поднятых блоках Горного Алтая появление среди отложений каледонид средне- и верхнепалеозойских интрузивных комплексов существенным образом отразилось на металлогенической характеристике региона, что позволило выделить в составе провинции Алтае-Салаирскую металлогеническую зону, в которой четко фиксируются процессы рудообразования каледонской и герцинской металлогенических эпох.

По металлогенической нагрузке зона сложного каледонско-герцинского развития, охватывающая юго-западный фланг Алтае-Саянской складчатой области, имеет четко выраженный фемическо-сиалический профиль [13]. Помимо рудной минерализации, обязанной формированию каледонского структурного яруса, в ней представлен комплекс месторождений герцинской металлогенической эпохи — гематит-магнетитовая вулканогенно-осадочная (Холзунское) и марганцевая вулканогенно-осадочная рудные формации, связанные с девонским вулканизмом; магнетитовая скарновая (Инское, Белорецкое), титаномагнетитовая магматическая (Харловское), редкометалльная пегматитовая (Тигирекское), молибден-редкометалльно-вольфрамовая грейзеновая (Калгутинское, Кольванское) формации — с герцинскими интрузиями Горного Алтая, колчеданно-полиметаллическая плутогенная гидротермальная — с герцинским комплексом малых интрузий Салаира.

Металлогения областей и зон тектоно-магматической активизации. Начиная с верхнего палеозоя основная часть обширной территории полициклической Южно-Сибирской металлогенической провинции представляла собой полностью консолидированную складчатую область. Последующие тектонические движения, проходившие в разных интервалах времени в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, носили блоковый характер и вызывались процессами отраженной (сопряженной) и автономной тектоно-магматической активизации.

В истории тектонического и металлогенического развития региона на поздних его этапах наиболее четко выделяется эпоха мезозойской тектоно-магматической активизации, связанная с дейтероорогенным этапом Центрально-Азиатского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса. Структуры, сформированные на этом этапе, являются наложенными по отношению к консолидированным складчатым сооружениям региона. Процессы мезозойской активизации особенно интенсивно захватили допалеозойские и палеозойские структуры Восточного Забайкалья и Монголии, зону каледонид Западного Забайкалья, в значительной степени они проявились также в Туве и в Горном Алтае. Этим процессам обязано формирование своеобразного и достаточно широкого комплекса рудных месторождений, наложивших отпечаток на общий металлогенический облик провинции [14, 29, 34, 35].

С этапом мезозойской тектоно-магматической активизации связано образование

комплекса месторождений редких металлов, вольфрама, молибдена, олова, свинца и цинка в Восточном Забайкалье; кобальта, никеля, мышьяка, висмута, фтора, ртути — на всей территории Южно-Сибирской металлогенической провинции.

Среди оловянных и вольфрамовых рудных формаций главными являются молибден-редкометаллово-вольфрамовая грейзеновая (Джида, Бом-Горхон), редкометаллово-вольфрамово-оловянная грейзеновая (Шерловая гора, Этыкинское), ассоциирующие с гранитоидными комплексами, и ртутно-сурьмяно-вольфрамовая низкотемпературная гидротермальная (Барун-Шивейнское) сложного генезиса.

Широко представлена медно-молибденовая рудная формация (Жерикен, Шахтама, Жарчиха) с преимущественным развитием молибденовой субформации, связанной с субвулканическими позднемезозойскими гранитоидами.

Месторождения свинца и цинка Восточного Забайкалья, по данным Б.П. Санина и Л.Д. Зориной [27], представлены галенит-сфалеритовой (Кадаинское, Михайловское, Акатуевское), сульфосольно-сфалерит-галенитовой (Благодатское, Воздвиженское) и другими формациями, связанными с базальтоидными вулкано-плутоническими комплексами юрского возраста, и полиметаллической скарновой формацией (Савинское-5).

Месторождения флюорита Восточного и Западного Забайкалья представлены флюоритовой гидротермальной формацией (Калангуй, Абагайтуй, Горсонуй, Солонечное, Эгитинское).

Для Алтае-Саянской области особенно характерно развитие мышьяково-сурьмяно-ртутной (Акташское, Чаган-Узун, Терлиг-Хая), а также арсенидной никель-кабальтовой (Хову-Аксы) формаций.

Общие черты металлогении Южно-Сибирской металлогенической провинции. Как видно из истории геологического развития Южно-Сибирского складчатого региона, рудные месторождения сформировались в течение нескольких металлогенических эпох, главные из которых — байкальская, салаирско-каледонская, герцинская и мезозойская. Часть рудных месторождений в складчатом поясе байкалид относится к более ранним металлогеническим эпохам (архейской, карельской, среднепротерозойской). Они приурочены к отдельным древним блокам, фрагментарно сохранившимся в краевых структурах байкалид по периферии платформы либо в виде небольших срединных массивов. Для восточных районов провинции весьма продуктивной была мезозойская металлогеническая эпоха, связанная с эндогенными процессами в Центрально-Азиатском поясе мезозойской тектоно-магматической активизации, захватившими Восточное Забайкалье, южную часть Западного Забайкалья и Алтае-Саянскую область.

Сравнительный анализ развития магматизма байкальского, салаирско-каледонского, герцинского и мезозойского тектоно-магматических циклов и оруденения, сформированного в соответствующие металлогенические эпохи, показывает, что для этого региона характерен фемическо-сиалический тип металлогенического развития. Для Южно-Сибирской полициклической металлогенической провинции наиболее типичны эндогенные месторождения железа, свинца и цинка, молибдена, ртути, редких элементов. Известны также месторождения титана, марганца, кобальта, меди, никеля, хрома, вольфрама, флюорита. Естественно, что фемический профиль преобладает на ранних геосинклинальных стадиях развития, что связано с широким проявлением глубинного базальтоидного магматизма, формированием офиолитовых поясов и габбро-плагиогранитных серий пород. Фемический профиль характерен также для рифтогенных троговых структур, игравших важную роль в металлогенической истории региона. На орогенных и инверсионных этапах сформировались месторождения, преимущественно связанные с внутрикоровым гранитоидным и щелочным магматизмом. Близкий стиль развития повторяется в различные металлогенические эпохи, что приводит к неоднократному повторению однотипных рудных формаций в пределах разновозрастных металлогенических зон. Особенно хорошо это видно при сравнении металлогении байкалид и каледонид. Внешняя зона байкалид формировалась в значительной мере как зона перикратонных опусканий Сибирской платформы, имеющая сложно-блоковое строение с ограниченным проявлением инициального магматизма. Важную роль в развитии эвгеосинклинальных зон байкалид имели краевые глубинные разломы, ограничивающие платформу. Каледониды закладывались на в различной степени консолидированном и неоднородном фундаменте, определившем их блоково-мозаичное строение. Однако общее направление геологических процессов, набор магматических формаций и характер рудной минерализации были достаточно близки.

В истории металлогенического развития региона необходимо подчеркнуть важную роль и специфику металлогении зон глубинных разломов, имеющих особое значение для складчато-глыбовых областей Центрально-Азиатского типа. Выделяются различные типы глубинных разломов: зоны краевых швов, отделяющих геосинклинальные системы от платформенных сооружений; внутригеосинклинальные разломы, ограничивающие эвгеосинклинальные трог и геоантиклинальные поднятия; межблоковые разломы деструкции консолидированных складчатых зон на этапах тектоно-магматической активизации, наследующие древние структурные линии или образующие наложенные протяженные системы деформаций.

С зонами глубинных разломов ассоциируют различные рудные формации. Глубинные разломы в архейско-протерозойских толщах иногда сопровождаются своеобразными полевошпатовыми метасоматитами с редкометальным (тантал-ниобиевым) оруденением. Наиболее четко прослеживается связь с офиолитовыми комплексами ранних стадий развития зон вулканогенного колчеданно-полиметаллического оруденения, в том числе медноколчеданного (Маинское месторождение, Западный Саян); хромитового оруденения, хризотил-асбестовой минерализации (Тува, Западный Саян, Салаир). С наиболее поздними стадиями формирования, особенно с мезозойской активизацией зон глубинных разломов, связано эпитермальное оруденение, ассоциирующее во многих случаях с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма. Оно представлено генетическим рядом рудных формаций, для которого наиболее типичны арсенидная никель-кобальтовая, эпитермальная флюоритовая, эпитермальная сульфосоляная, мышьяково-сурьмяно-ртутная и ртутно-сурьмяно-вольфрамовая.

Особенно характерна приуроченность к зонам глубинных разломов ртутного оруденения, в связи с чем формируются ртутнорудные пояса и зоны, в том числе ртутные пояса Алтае-Саянской области.

Если взять основные типы рудных месторождений, определяющих металлогеническую специализацию этой провинции, то можно отметить следующие основные закономерности их размещения.

Месторождения железа представлены главным образом магнетитовой скарновой формацией и метаморфизованными вулканогенно-осадочными рудами в каледонидах и герцинидах Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Горного Алтая. Все большее значение начинают приобретать докембрийские месторождения в краевых структурах Сибирской платформы.

В пределах провинции выделяется байкальско-каледонский полиметаллический рудный пояс с месторождениями, расположенными во внутренних эвгеосинклинальных и внешних миеосинклинальных зонах складчатых систем обрамления Сибирской платформы. Важную роль в их локализации играют рифтогенные троговые структуры.

К структуре нижнепротерозойского протоплатформенного прогиба Олекмо-Витимской горной области (внешний пояс байкалид, по Л.И. Салопу) приурочен Удоканский меднорудный район.

Месторождения медно-молибденовой и молибден-редкометально-вольфрамовой грейзеновой формаций локализируются в структурах орогенных наложенных прогибов и вулканических поясов сопряженной активизации (Сорское, Аксугское месторождения) и раннемезозойской автономной тектоно-магматической активизации (Жерикенское, Шахтама, Джидинское, Бом-Горхонское и др.).

Месторождения фтора, никеля-кобальта, сурьмы и ртути образуют линейные рудные пояса и зоны в связи с дейтероорогенными структурами позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

На примере Южно-Сибирской полициклической металлогенической провинции можно проследить, с одной стороны, унаследованность и преемственность металлогенической специализации региона от самых ранних до поздних этапов тектоно-магматического развития, с другой — направленную эволюцию металлогенических процессов во времени и пространстве по мере усложнения строения земной коры и смены режимов геологического развития.

1. Арсентьев В.П., Хренов П.М. Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 257–277.
2. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969. 207 с.
3. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
4. Библин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
5. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья/Д.И. Горжевский, Н.А. Фогельман, Е.А. Алекторова и др. М.: Недра, 1970. 232 с.
6. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965. 300 с.
7. Докембрийская тектоника Сибири/Ю.А. Косыгин, А.К. Башарин, Н.А. Берзин и др. Новосибирск: СО АН СССР, 1964. 126 с.
8. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
9. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
10. Кормилицын В.С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л.: Недра, 1973. 327 с.
11. Кузнецов В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 202–227.
12. Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 5–71.
13. Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. 8, с. 275–304.
14. Кузнецов В.А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруднения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 190–200.
15. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 7–22.
16. Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5–14.
17. Левицкий О.Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1964. 335 с.
18. Магакьян И.Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 224 с.
19. Магакьян И.Г. Металлогения. М.: Недра, 1974. 304 с.
20. Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1977. 176 с.
21. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.
22. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области/В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский и др. Новосибирск: Наука, 1966. 156 с.
23. Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 2, с. 25–29.
24. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
25. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/К.А. Марков, В.А. Трофимов, Ю.Г. Старицкий и др. Л.: Недра, 1981. 423 с.
26. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
27. Санин Б.П., Зорина Л.Д. Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М.: Наука, 1980. 184 с.
28. Смирнов В.И. Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
29. Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1944. 91 с.
30. Твалчредидзе Г.А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М.: Недра, 1966. 91 с.
31. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
32. Хренов П.М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1971. 223 с.
33. Хренов П.М., Комаров Ю.В., Бухаров А.А. и др. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 277–316.
34. Шобогоров П.Ч., Филько А.С., Левицкий В.В. Тектоника и металлогения Бурятской АССР. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т. 7, с. 136–143.
35. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Л.: Недра, 1966. 278 с.
36. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
37. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.

Ю.В. Ильинский, В.А. Кузнецов

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) — один из старейших горнодобывающих районов страны. Вопросы металлогении этой территории издавна привлекали внимание исследователей. Начало ее металлогенического изучения связано с именами В.А. Обручева, М.А. Усова, В.П. Нехорошева, Ф.Н. Шахова. После Великой Отечественной войны начался второй этап металлогенических исследований в регионе, проводимых коллективами ИГиГ СО АН СССР, ВСЕГЕИ, СНИИГГИМС и др. организаций. Окончанием этого этапа можно считать 1966—1967 гг., когда были опубликованы первые обобщения, синтезирующие накопленный к тому времени материал по эндогенной металлогении региона [8, 10 и др.]. В этих обобщениях были сформулированы общие особенности АССО как полициклической металлогенической провинции существенно фемического типа, отмечено важнейшее значение глубинных разломов в локализации эндогенного оруденения различных рудных формаций, выделены главнейшие металлогенические эпохи. За истекшее после этих публикаций время многие из высказанных тогда положений получили дополнительное обоснование новым фактическим материалом и стали общепризнанными. Установлены и новые закономерности металлогении региона. Были опубликованы многочисленные новые данные по геологии и генезису рудных формаций и критериям рудоносности [2—4, 7, 15 и др.], по металлогении отдельных регионов АССО [1, 5, 9 и др.]. Продолжалось исследование связей оруденения с магматизмом, осадконакоплением и метаморфизмом [9, 11, 12 и др.], а также изучение глубинного строения территории геофизическими методами [14 и др.]. В последние годы началось интенсивное развитие новых методов исследований применительно к металлогеническому анализу — региональных геохимических, космогеологических и др.

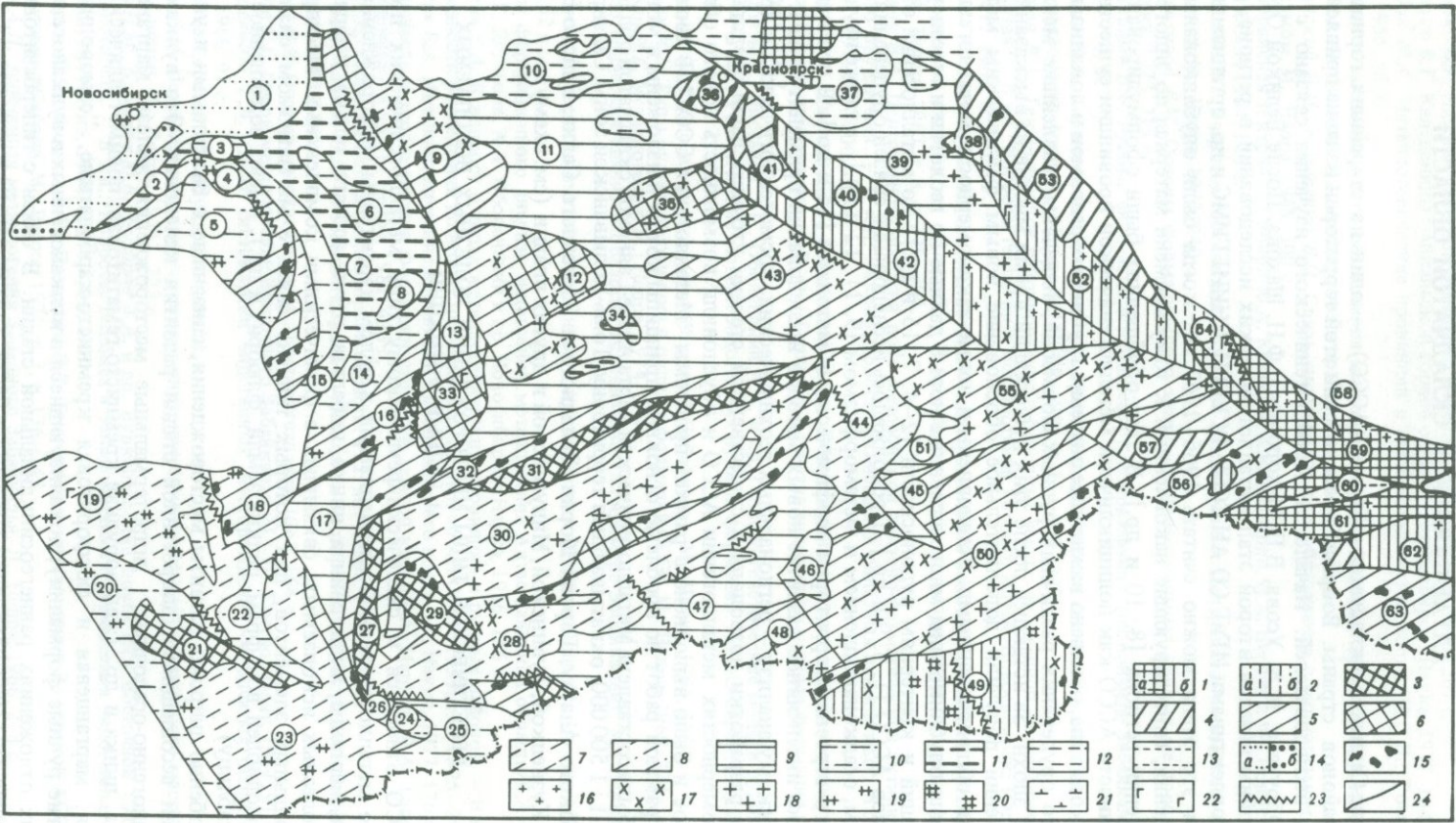
Эти разработки позволили в существенной степени уточнить наши представления о закономерностях металлогении АССО и обусловили возможность нового обобщения, которое и было выполнено в рамках проблемы "Металлогения СССР". В соответствии с программой работ по проблеме, основные принципы которой изложены в монографии [13], была составлена Металлогеническая карта Алтае-Саянской складчатой области масштаба 1 : 1 500 000, охватывающая территорию Томь-Кольванской зоны, Салаира, Алтая, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Западного и Восточного Саяна, Бийско-Барнаульской, Кузнецкой, Тувинской, Минусинской и других впадин (см. схему).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

АССО относится к сиалически-фемическому типу металлогенических провинций. Для ее металлогенической специализации в целом характерны месторождения железа, титана, марганца, меди, свинца, цинка, кобальта, ртути, асбеста, талька, нефрита и других полезных ископаемых, связанных с фемическими комплексами. Месторождения литофильных элементов, для которых типична связь с магматизмом сиалического ряда (молибден, вольфрам, редкие земли, флюорит и др.), имеют подчиненное значение (см. таблицу).

Особенно широко развиты месторождения, связанные с базитовыми и ультрабазитовыми ассоциациями доорогенной стадии развития каледонид. Это вулканогенные, вулканогенно-осадочные, гидротермальные месторождения железа, марганца, меди, свинца, цинка и др. (железорудная кремнисто-гематитовая, полиметаллическая колчеданная, марганцевая и фосфоритовая кремнисто-карбонатные, "самородной меди" и другие рудные формации), локализующиеся в вулканогенных и вулканогенно-карбонатных отложениях раннегеосинклинальной стадии. В связи с гипербазитовыми поясами известны месторождения хризотил-асбеста, а также талька и нефрита.

Контактово-метасоматические процессы в ходе становления гранитоидных батолитов инверсионной стадии обусловили формирование большой группы скарновых рудных формаций — железорудной, полиметаллической, медно-вольфрамовой. Процессы скарнирования неоднократно проявлялись в истории развития региона не только в ран-



составляет неотчетливо выделяется и является частью бассейна восточной части
 при дальнейшем исследовании территории восточной части бассейна
 для выяснения связи с другими геологическими комплексами восточной части
 бассейна и выяснения их роли в развитии территории восточной части бассейна

составляет неотчетливо выделяется и является частью бассейна восточной части
 при дальнейшем исследовании территории восточной части бассейна
 для выяснения связи с другими геологическими комплексами восточной части
 бассейна и выяснения их роли в развитии территории восточной части бассейна

непалеозойскую, но и в другие эпохи гранитоидного магматизма. Нередко они накладываются на ранее сформировавшиеся вулканогенно-осадочные месторождения железа, способствуя преобразованию гематитовых руд в магнетитовые и, следовательно, улучшению их технологических свойств.

В орогенную стадию развития каледонид значительно расширяется спектр рудных ассоциаций в гидротермальных месторождениях плутоно- и вулканогенного типов, главным образом за счет элементов литофильной группы. Последние широко распространены также в месторождениях альбитит-грейзенового типа (молибден, вольфрам, олово, редкие земли, флюорит и др.). Магматические месторождения орогенной стадии представлены титаномагнетитовой и высокоглиноземистой нефелин-полевошпатовой рудными формациями.

Особенностью процессов мезозойской тектоно-магматической активизации АССО и связанного с ними рудообразования является значительно меньшая интенсивность развития магматизма сиалического ряда по сравнению с соседними районами Забайкалья. Лишь в Туве и Восточном Саяне выделяются предположительно мезозойские массивы щелочно-гранитовой формации, с которыми связывают оруденение флюорит-редкометалльного апогранитового типа. В регионе широко представлены телетермальные месторождения мезозоя (ртутная листовитовая, кварц-барит-киноварная, арсенидно-висмут-кобальтовая, барит-флюорит-сидерит-гематитовая и другие рудные формации).

Существенное значение имеют месторождения экзогенного типа: осадочные (железородная сидеритовая, марганцевая карбонатная и др.), выветривания (бурожелезня-

Схема районирования Алтае-Саянской металлогенической провинции

1-14 - геотектоническая позиция, тип и металлогеническая специализация структурно-металлогенических зон (СМЗ): 1 - про- и протогоеосинклинальные СМЗ, срединные массивы и выступы фундамента: а - (карбонатно)-гнейсово-гранулитового (AR₁), б - (карбонатно)-гнейсово-кристаллосланцевого (AR-PR₁) типов (59 - Шарьжалгайская, 61 - Слюдянская, 13 - Томская, 40 - Канская, 42 - Дербинская, 49 - Сангиленская, 52 - Бирюсинская, 62 - Хамар-Дабанская); железистые кварциты, силлиманитовые и кианитовые сланцы, мусковитовые, редкометалльные и керамические пегматиты, графит и др.; 2 - протогоеосинклинальные СМЗ (PR₁), метаморфизированные, карбонатно-терригенно-вулканогенного (а) и карбонатно-терригенного (б) типов (38 - Туманшетская, 54 - Урикско-Ийская, 58 - Онотская); магнезит, тальк; 3 - СМЗ рифейского основания каледонид метатерригенно-метабазитового типа (21 - Теректинская, 27 - Прителецкая, 29 - Чулышманская, 31 - Джебашская); железистые кварциты, мусковитовые пегматиты; 4 - геосинклинальные и орогенные СМЗ рифеид вулканогенно-карбонатного и терригенного типов (36 - Солгонская, 53 - Присаянская, 57 - Окинская); фосфор, марганец; 5-14 - фанерозойские (каледонские, герцинские) СМЗ: 5 - СМЗ внутригеосинклинальных прогибов (V-E₂) вулканогенного и вулканогенно-карбонатного типов (4 - Салаирская, 9 - Кузнецко-Алатауская, 16 - Горно-Шорская, 18 - Катунская, 26 - Джулукульская, 32 - Северо-Саянская, 41 - Манская, 43 - Кизир-Казырская, 45 - Улуг-Ойская, 48 - Восточно-Таннуольская, 50 - Восточно-Тувинская, 55 - Восточно-Хамсаринская, 56 - Боксон-Сархойская, 63 - Джидинская); железо, медь, свинец, цинк, марганец, фосфор, алюминий; 6 - СМЗ геоантиклинальных поднятий (12 - Батеневская, 33 - Мрасская, 35 - Беллыкская); фосфор; 7 - позднегоеосинклинальные СМЗ (E₃-S) существенно терригенного и терригенно-карбонатного типов (19 - Ануйско-Чуйская, 23 - Холзунская, 30 - Западно-Саянская); медь; 8 - СМЗ "пригеосинклинальных прогибов" (E₃-S) карбонатно-терригенного типа (28 - Хемчикская, 44 - Западно-Хамсаринская); фосфор (?); 9 - СМЗ раннеорогенных прогибов и впадин (D-C₁, t, v) карбонатно-терригенно-вулканогенного типа (11 - Минусинская, 17 - Уйменско-Лебедская, 39 - Агульская, 47 - Тувинская, 51 - Тоджинская); медь, фосфор, соль, гипс, флюорит; 10 - СМЗ "пригеосинклинальных прогибов" (D-C₁) терригенного и терригенно-вулканогенного типов (5 - Хмельевская, 14 - Прикузнецкая, 20 - Коргонская, 22 - Куратинская, 25 - Юстьевская); железо, марганец, свинец, цинк; 11-13 - каменно- и буроугольные бассейны: 11 - позднеорогенные (C₁, n-P), 12 - мезозойской активизации, 13 - кайнозойской активизации (2 - Горловский, 3 - Доронинский, 6 - Центрально-Кузнецкий, 7 - Кузнецкий, 8 - Тутуяеский, 10 - Канско-Ачинский, 15 - Неня-Чумьшский, 24 - Чуйский, 34 - Абаканский, 37 - Рыбинский, 46 - Каахемский, 60 - Тункинский); 14 - СМЗ геосинклинальных прогибов герциид (D₃-C₁) карбонатно-терригенного (а) и вулканогенного (б) типов (1 - Томь-Кольванская); фосфор, алюминий; 15 - гипербазитовые массивы (PR₁, PZ₁); асбест, тальк, нефрит, хром; 16-20 - гранитоиды: 16 - раннепротерозойские (пегматиты), 17 - раннепалеозойские (железо, золото), 18 - среднепалеозойские (медь, молибден), 19 - позднепалеозойские (молибден, вольфрам), 20 - мезозойские (флюорит, редкие металлы, молибден, вольфрам); 21 - нефелиновые сиениты (PZ₂); алюминий; 22 - габброиды (PR₁, PZ₁, PZ₂); железо, титан; 23 - активизированные в мезозое системы глубинных разломов с оруденением телетермального типа (ртуть, сурьма, железо, флюорит, редкие земли и др.); 24 - границы структурно-металлогенических зон

Главнейшие рудные формации и генетические типы месторождений полезных ископаемых
Алтае-Саянской металлогенической провинции

Генетический тип	Железо, титан	Марганец	Никель, кобальт	Свинец, цинк	Медь	Молибден	Вольфрам
Магматический Скарновый	Титаномагнетитовая Железородная скар- новая			Полиметаллическая скарновая	Полиметаллическая и медно-вольфрамо- вая скарновые		Медно-вольфрамовая скарновая
Альбитит-грейзеновый	Железородная альбититовая		Кобальт-сульфо- арсенидная кварцево-грей- зеновая			Редкометаль- но-вольфрам- молибденовая грейзеновая	Редкометально-вольфрам- молибденовая грейзеновая, олово-вольфрамовая кварцево-грейзеновая
Гидротермальный плутоногенный			Медно-висмут- кобальт-вольф- рамовая	Свинцово-цинковая	Медно-молибденовая порфировая		
вулканогенный (в том числе колчеданный)			Медно-кобаль- товая сульфо- арсенидная	Барит-полиметалли- ческая, полиметал- лическая колчеданная	Медно-кобальтовая сульфоарсенидная, медно-эпидотовая (самородной меди), барит-полиметалли- ческая		
телетермальный жильный	Барит-флюорит- сидерит-гематито- вая		Медно-висмут- кобальтовая суль- фоарсенидная		Медно-висмут-кобаль- товая сульфоарсенид- ная		
телетермальный стратиформный		Марганцевая кремнисто- карбонатная		Свинцовая черно- сланцевая	Медистых песчаников		
Вулканогенно- осадочный	Железородная кремнисто- гематитовая, железо-медно- рудная вулканогенная	Марганцевая кремнистая		Свинцово-цинковая вулканогенная	Железо-меднородная вулканогенная		
Осадочный	Железородная сиде- ритовая	Марганцевая карбонатная					
Метаморфогенный	Железистых квар- цитов						
Выветривания	Бурожелезняковая мартитовая, буро- железняково-пси- ломелановая	Бурожелезня- ково-псиломе- лановая	Силикатно- никелевая латеритная				

Окончание таблицы

Генетический тип	Алюминий	Ртуть	Флюорит	Барит	Фосфор	Асбест	Графит
Магматический Скарновый	Высокоглиноземистая нефелин-полевошпа- товая						Графитовая кон- тактовая
Альбитит-грейзеновый			Флюорит-редкометаль- но-редкоземельная апогранитовая				
Гидротермальный плутоногенный						Хризотил-асбесто- вая апогипербази- товая	
вулканогенный (в том числе колчеданный)				Барит-полиметал- лическая, поли- металлическая колчеданная			
телетермальный жильный		Киноварная карбо- натная, ртутная лиственитовая, кварц-барит- киноварная	Барит-флюорит- сидерит-гемати- товая	Барит-флюорит- сидерит-гемати- товая, кварц- барит-киноварная			
телетермальный стратиформный			Ратовкитовая	Баритовая кремни- сто-карбонатная	Фосфоритовая кремнисто- карбонатная		
Вулканогенно- осадочный				Баритовая	То же		
Осадочный	Бокситовая карбонатная				Фосфоритовая карбонатная		
Метаморфогенный	Высокоглино- земистые киа- нитовая и анда- лузит-силлима- нитовая				Апатитовая		Графитовые карбо- натная и гнейсовая
Выветривания	Бокситовая латеритная				Фосфоритовая карстовая		

ковая мармитовая, фосфоритовая карстовая, силикатно-никелевая латеритная и др.), а также россыпи.

Процессы регионального метаморфизма, широко проявленные преимущественно в пределах докембрийских структур, отличаются относительно невысокой минералогической продуктивностью и пока слабо изучены. Наибольшее значение имеют месторождения железистых кварцитов, нуждаются в дополнительном изучении перспективы метаморфогенных месторождений апатита, силлиманитовых и кианитовых сланцев, графита.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Отнесение некоторых типов рудных месторождений к той или иной металлогенической эпохе остается дискуссионным, что в какой-то мере может быть объяснено полициклическим характером развития региона, недостаточным количеством определений возраста руд и вмещающих пород радиологическими методами, широким развитием телетермальных месторождений, для которых не устанавливается прямая связь с магматическими формациями, и недостаточной региональной изученностью эпигенетических рудообразующих процессов.

Анализ распределения оруденения во времени позволяет наметить ряд металлогенических эпох в архее, протерозое и фанерозое, проявившихся в АССО.

Металлогеническая специализация архейской эпохи отличается ограниченным набором рудных формаций и существенным влиянием метаморфизма глубоких фаций на вещественный состав руд. С ней связаны месторождения железистых кварцитов, высокоглиноземистого сырья (кианитовых и силлиманитовых сланцев) и графита юго-восточной части Восточного Саяна и Прибайкалья.

Раннепротерозойская металлогеническая эпоха характеризуется многими чертами сходства с архейской. Ей также свойственны месторождения железистых кварцитов и силлиманитовых сланцев (Восточная Тува, Восточный Саян). В породах раннепротерозойской кремнисто-карбонатной формации Восточного Саяна известны небольшое месторождение марганца и отдельные проявления фосфоритов. В отличие от архейской металлогенической эпохи в раннем протерозое проявляется редкометальное оруденение, связанное с пегматитами, приуроченными к гранитоидам саянского комплекса. Влиянием последних объясняют и образование флогопита Слюдянского месторождения, а также лазурита. В карбонатных толщах Восточного Саяна известны месторождения магнезита и талька.

Главным элементом, определяющим металлогеническую специализацию рифейского этапа, является железо. В Западном Саяне известны железистые кварциты. К крупным габброидным массивам этого возраста приурочены месторождения титаномагнетитовых руд (Мало-Тагульское, Лысанское и др.). Проявления мусковитовых пегматитов отмечаются в кристаллических сланцах Горного Алтая. К рифейским терригенным отложениям Присаянья приурочены проявления меди, часто с баритом и флюоритом.

Вендско-кембрийская эпоха — одна из наиболее значительных в АССО, она оказала существенное влияние на формирование ее своеобразного металлогенического облика. С этой эпохой связано большое количество различных полезных ископаемых, из которых наибольшее значение имеют железо, титан, марганец, медь, свинец, цинк, асбест, фосфор и др.

Железооруденение этой эпохи представлено железистыми кварцитами (Боксон-Сархойский синклинорий), вулканогенно-осадочными и скарновыми месторождениями (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Восточный и Западный Саян) и титаномагнетитовым оруденением магматического генезиса.

Вендско-кембрийская эпоха — одна из наиболее продуктивных по фосфатноности. Месторождения фосфоритов размещаются в карбонатных, кремнисто-карбонатных и вулканогенно-карбонатных формациях и широко представлены в регионе. Отсутствие фациального контроля фосфатонакопления, линейная зональность локализации многих фосфатопоявлений и другие особенности позволяют говорить об их первичном гидротермально-осадочном происхождении [9].

С группой вулканогенно-осадочных формаций кембрийского возраста ассоциирует марганцевое оруденение. Основные марганценозные районы — Кузнецкий Алатау и Горная Шория.

Полиметаллическое оруденение венд-кембрийской эпохи представлено главным образом колчеданно-полиметаллическими вулканогенно-осадочными месторождениями в породах раннегеосинклинальных вулканогенных формаций (Восточная Тува, Салаир, Западный Саян), а также небольшими месторождениями самородной меди. С интрузиями гипербазитов раннекембрийского возраста связаны месторождения хризотил-асбеста (Ак-Довуракское, Саянское, Ильчирское и др.) и талька апогипербазитового типа.

Ордовик-силурийская эпоха была значительно менее продуктивной в металлогеническом отношении, чем кембрийская, отличаясь от нее и более узким кругом рудных формаций и меньшими масштабами оруденения. В это время в Кузнецком Алатау и Горной Шории продолжалось формирование месторождений железа, приуроченных к гранитоидным массивам гранит-гранодиоритовой формации, а также небольших медно-вольфрамовых рудопроявлений.

Большим разнообразием полезных ископаемых отличается девонская эпоха. В это время сформировались железорудные вулканогенно-осадочные и скарновые месторождения (Горный Алтай, западные отроги Восточного Саяна, Западный Саян), меднопорфировые и молибденово-меднопорфировые (Кузнецкий Алатау, Тува), медно-кобальтовые (Западный Саян). Свинцоворудные месторождения, тяготеющие к субвулканическим интрузиям девонского возраста, известны на восточных отрогах Кузнецкого Алатау, западных склонах Восточного Саяна и в Горной Шории. В девонских отложениях Минусинских и Тувинской впадин встречаются многочисленные рудопроявления меди, известны месторождения каменной соли, гипса и др. В девоне сформировались главные нефелиновые месторождения Кузнецкого Алатау и Юго-Восточной Тувы, приуроченные к массивам нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов. В девонских отложениях Салаирского кряжа выявлено несколько месторождений бокситов.

Специфические особенности раннекаменноугольной (турне-визейской) эпохи, позволяющие отделить ее от девонской, связаны с поступлением в это время большого количества пеплового туфогенного материала кислого состава, оказавшего существенное влияние на металлогеническую специализацию турне-визейских отложений Минусинских, Тувинской и других впадин (фосфор, флюорит и др.).

Промышленное значение позднепалеозойской эпохи определяется в первую очередь месторождениями каменного угля Кузнецкого и Минусинского бассейнов. С позднепалеозойскими (герцинскими) гранитоидами связаны месторождения вольфрамо-молибденовой грейзеновой формации (Горный Алтай). Имеются данные, хотя и в достаточной мере дискуссионные, о позднепалеозойском возрасте некоторых месторождений свинца, цинка и других металлов.

К мезозойской эпохе относят месторождения каменного и бурого угля, железа, ртути, а также редкоземельную и редкометальную минерализацию. Угленосные толщи известны в юрских впадинах Кузбасса, Тувы, а также в прилегающих к АССО Канско-Ачинском и Иркутском бассейнах. Месторождения железа мезозойской эпохи представлены в АССО осадочными сидеритами в юрских отложениях и гидротермальными месторождениями барит-флюорит-сидерит-гематитовой формации в Центральной Туве.

С системами глубинных разломов, активизированных в мезозое, связаны ртутные месторождения АССО, арсенидно-висмут-кобальтовое оруденение Западной Тувы и Горного Алтая, а также редкометально-редкоземельная минерализация, приуроченная к зонам гидротермально-метасоматических изменений щелочных гранитов восточной части региона.

Наряду с эпохами тектоно-магматической активности существенное значение для металлогении АССО имеют также эпохи относительного покоя и образования кор выветривания. С последними связаны месторождения бокситовой, фосфоритовой карстовой, бурожелезняковой маритовой, силикатно-никелевой латеритной и других рудных формаций. Первые эпохи корообразования проявились, возможно, уже в раннем протерозое. С ними многие исследователи [6] связывают формирование обогащенных глиноземом горизонтов, преобразованных впоследствии процессами регионального метаморфизма в силлиманитовые, кианитовые сланцы бирюсинской и других серий Восточного Саяна. Достоверно выделяются континентальные перерывы в венд-раннекембрийское (Боксонский район Восточного Саяна, Кузнецкий Алатау), ранне-среднедевонское (Салаир) и мел-палеогеновое (Чулымо-Енисейская впадина, север Кузнецкого Алатау) время.

Рассмотренные данные подтверждают представления о полициклическом (направленно-циклическом) развитии региона. Направленность металлогенической эволюции выра-

жается в постепенной литификации земной коры и увеличении роли литофильных ассоциаций элементов в рудных месторождениях более поздних металлогенических эпох. Расширение спектра рудных элементов в мезозое проявляется также в вовлечении в процессы рудообразования элементов с более низким кларком (ртуть, висмут и др.).

Цикличность металлогенического развития обуславливается периодическим проникновением в верхние горизонты земной коры мантийного вещества (базитовых и гипербазитовых магматических пород) и связанных с ними полезных ископаемых (преимущественно сидеро- и халькофильных элементов — железа, титана, меди, свинца, цинка и др.).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В связи с широким развитием в последние годы металлогенических исследований непрерывно расширяются и совершенствуются принципы и методы металлогенического анализа, в том числе и на материалах АССО. Было показано, например, что для металлогенического районирования подвижных зон "выявление типа развития" структур не менее, а пожалуй, более важно, недели выделение стадий развития последних" [10, с. 26]. Во многих работах доказывалась большая роль в металлогении глубинного строения складчатых областей [14] и типа земной коры, "служившей ложем данной геосинклинальной и складчатой области" [8, с. 295]. В АССО были впервые намечены "сквозные тектонические зоны" и показана их важная рудоконтролирующая роль (Г.Л. Поспелов).

В ходе металлогенического районирования АССО учитывались также рекомендации типовой легенды серии карт "Металлогения СССР", отдающей приоритет вещественному составу геологических формаций и, в частности, степени их дифференцированности как одному из важнейших факторов рудоности.

Выделяются следующие типы металлогенических подразделений: выступы архейского фундамента — "археиды", среди которых намечаются метаморфогенный (гнейсово-гранулитовый, гнейсово-кристаллосланцевый, метабазит-кристаллосланцевый, гнейсово-карбонатный и др.) и ультраметаморфогенный (чарнокит-эндербитовый, мигматит-гранитовый и др.) типы. К металлогеническим областям археид относятся Шарыжалгайская (гнейсово-гранулитовый тип) и Слюдянская (карбонатно-гнейсово-гранулитовый тип).

Шарыжалгайская металлогеническая область — часть одноименного выступа основания, представленная комплексом двупироксеновых гранулитов, гранатовых и других гнейсов и кристаллических сланцев. Она вытянута в северо-западном направлении вдоль границы с Сибирской платформой. Протяженность ее до 300 км, ширина 10—40 км. В пределах области известны месторождения железистых кварцитов (Байкальское, Китайский Жидой и др.) и силлиманитовых сланцев (Дабандинское). Здесь выявлен ряд магнитных аномалий значительной протяженности и интенсивности.

Слюдянская металлогеническая область прослеживается от западной оконечности оз. Байкал вдоль его южного берега в субширотном направлении. Она сложена диопсид- и гиперстенсодержащими и глиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами, а также мраморами, прорванными массивами мигматит-гранитовой и гранитовой формаций. Здесь известны месторождения графита (Безымянное), апатита (Зимовейное, Бурутуйское и др.) и флогопита (Слюдянское).

Среди раннепротерозойских ("карельских") и рифейских ("байкальских") образований АССО выделяются две группы металлогенических подразделений. В тех случаях, когда выполнена реконструкция первичного состава и формационной принадлежности пород, их типизация проведена по тем же принципам, что и для фанерозойских образований (см. ниже). Если же формационная принадлежность пород не поддавалась расшифровке, классификация проводилась по характеру метаморфизма, как и для архейских структур.

Из раннепротерозойских металлогенических областей следует отметить Сангиленскую, состоящую из существенно карбонатной Восточно-Сангиленской и гнейсово-кристаллосланцевой Западно-Сангиленской структурно-металлогенических зон. Последняя представляет наибольший интерес. Здесь известны месторождения железистых кварцитов (Мугурское), проявления высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов и чешуйчатого графита, а также месторождения мусковитовых и керами-

ческих пегматитов. С графитовыми сланцами пространственно ассоциируют фосфатопроявления, большая часть фосфатного вещества которых метаморфизована до стадии апатита. По этому признаку они приближаются к осадочно-метаморфическим месторождениям Слюдянского выступа. В последнее время проявления апатита установлены и в пределах карбонатных пород Восточно-Сангиленской зоны.

К позднепротерозойским областям относятся, в частности, Теректинская, Прителецкая, Джебашская и др., рассматриваемые как выступы байкалид среди каледонид (метатерригенно-метабазитовый тип). Здесь также известны месторождения железистых кварцитов.

Наиболее широко и полно в регионе представлены каледонские складчатые сооружения, для которых можно выделить типы, различные по металлогеническим характеристикам. Эвгеосинклинальные зоны раннегеосинклинальной стадии развития каледонид представлены следующими типами: а) зоны глубоких эвгеосинклинальных трогов софиолитовыми комплексами; б) зоны вулканогенных внутригеосинклинальных прогибов с вулканогенными и карбонатно-вулканогенными формациями преимущественно мафического ряда (включающие несколько подтипов в зависимости от степени дифференцированности формаций и от состава пород основания); в) геантиклинальные поднятия с карбонатными и кремнисто-карбонатными формациями, различающиеся по составу слагающих их пород.

В регионе широко представлены металлогенические зоны (пояса), связанные с офиолитовыми комплексами. Наиболее значительна Хемчикско-Куртушибинская, фрагментарно прослеживаемая вдоль одноименной системы глубинных разломов. В пределах зоны известны месторождения хризотил-асбеста (Акдovuракское, Саянское) и хромитов. Важную роль в строении зоны играют спилит-диабазовая и сланцевая формации. С основными вулканитами ассоциируют колчеданные стратиформные месторождения (Эдгыгейское, Подарок). К такому же типу металлогенических зон относятся Агардаг-Кускунутская, Шуйская, Борусская, Ильчирская, Кузнецко-Алтайская, Салаирская и др. Для некоторых из них характерны магматические месторождения хромитов, и почти во всех зонах, но с разной масштабностью проявлялась минерализация хризотил-асбеста, талька, иногда нефрита. В отдельных зонах установлены серноколчеданные месторождения.

К группе структурно-металлогенических зон вулканогенных геосинклинальных прогибов относятся зоны Салаира и Восточной Тувы. Они характеризуются преимущественным развитием дифференцированной липарит-андезито-базальтовой формации венд-раннекембрийского возраста. С формированием крупных тектоно-вулканических структур и становлением пестрого по составу комплекса малых интрузий в этих зонах связано образование колчеданно-полиметаллических месторождений. В пределах внутригеосинклинальных прогибов, характеризующихся вулканогенным магматизмом слабо дифференцированного типа (формация натриевых базальтов, андезитовая и др.), проявления полиметаллического оруденения значительно меньше.

К зонам геантиклинальных поднятий внутри эвгеосинклиналей относятся Мрасская, расположенная в пределах Кузнецко-Шорской металлогенической области. Она выполнена существенно карбонатными, кремнисто-карбонатными отложениями верхнего протерозоя—раннего кембрия. Часто отмечаются маломощные горизонты эффузивных пород, особенно в краевых частях зоны. Иногда наблюдаются небольшие прослои углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев. Здесь известно несколько месторождений и проявлений фосфоритов. Из других зон такого типа следует отметить Батеневскую, Беллыкскую и др. Все они относятся к подтипу зон, заложенных на фемическом основании. Происхождение месторождений фосфатов связывают с влиянием базитового вулканизма [9].

Миогеосинклинальные зоны позднегеосинклинальной стадии развития представлены двумя типами: а) терригенным флишевым и флишоидным; б) терригенно-карбонатным. К ним относятся, в частности, Западно-Саянская, Ануйско-Чуйская и др. Образование этих структур лишь в отдельных частях сопровождалось слабым вулканизмом. В пределах Западно-Саянской зоны отмечается повышенная меденосность. Кое-где встречаются незначительные фосфатоносные горизонты.

Развитие гранитоидных поясов периода общей инверсии геосинклинальных прогибов привело к образованию металлогенических зон с железорудными формациями контактово-метасоматического и гидротермального генетических типов (Кизир-Казырская и др.).

Среди зон сводово-глыбовых структур орогенной стадии выделяются зоны поднятий с гранитовым или граносиенитовым характером магматизма на сиалическом или фемическом основании и зоны наложенных и унаследованных прогибов и впадин следующих типов: существенно вулканогенного с подтипами — сиалическим (горноалтайским) и фемическим (минусинским), существенно терригенного моласоидного и моласового, терригенно-карбонатного и карбонатно-терригенно-пеплового (туффитового).

Из наложенных впадин терригенно-карбонатного типа с угленосными отложениями наибольший интерес представляют Минусинский и особенно Кузнецкий угленосные бассейны. К карбонатно-терригенно-пепловому типу относятся отложения терригенно-туфогенной формации Тувинской и Минусинской впадин с широким развитием стратиформных месторождений фосфатов и флюорита (ратовкита). Для вулканогенных и терригенных отложений этих же впадин характерна повышенная меденосность.

Некоторые из межгорных прогибов и впадин объединяют признаки как геосинклинальных, так и орогенных образований. Они выделяются в группу структур переходного типа ("унаследованных пригеосинклинальных прогибов", по В.С. Мелешенко и Э.Н. Янову). К ним относятся, в частности, Коргонский прогиб в Горном Алтае с его многочисленными эксгалационно-осадочными гематитовыми месторождениями.

Металлогенические зоны стадии мезозойской тектоно-магматической активизации также включают несколько типов: а) линейные зоны в связи с поясами малых интрузий и дайковых комплексов (фемический и сиалический подтипы); б) зоны скрытых поперечных разломов, контролирующих телетермальное оруденение; в) зоны субплатформенных и приразломных впадин терригенного угленосного типа. К первому типу относится, в частности, зона Балыктыгхемского разлома, контролирующая развитие массивов щелочных гранитов Юго-Восточной Тувы, ко второму — зона барит-флюорит-сидерит-гематитового оруденения Центральной Тувы. Можно также выделить зоны развития линейных и площадных кор выветривания.

Наибольшее значение для металлогении региона имеют зоны эвгеосинклинального типа и зоны, связанные с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских складчатых структур (зоны активизированных глубинных разломов).

ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Как отмечалось ранее [8], ведущую роль в процессах рудообразования АССО играли эндогенные факторы при важнейшей рудоконтролирующей роли глубинных разломов. Однако до сих пор многие вопросы разломной тектоники региона изучены слабо. Не выяснены морфокинематические характеристики многих разломов, глубина их заложения, признаки, позволяющие выделить среди всей системы разломов потенциально рудоносные.

Большой интерес представляют металлогенические зоны поперечных разломов, основой для выделения которых является характер рудных ассоциаций и гидротермально-метасоматических преобразований пород, морфоструктурные особенности района, а также геофизические и геохимические признаки. Подобные зоны нередко являются частями сквозных линеаментов, протягивающихся на многие сотни километров. К ним относятся Кузнецко-Убсунурская зона, выделенная Г.Л. Поспеловым, Салаиро-Горношорско-Тувинская, Салаиро-Шапшальская и др. Разработка принципов и методов выделения таких зон является важной задачей дальнейших исследований. В последние годы появились работы, посвященные концентрическим структурам (В.Г. Корель, Н.В. Перфильева, Н.С. Бухаров), однако многие вопросы, касающиеся их металлогенической роли, остаются неясными.

Рассмотренные в предыдущем разделе типы металлогенических подразделений обычно не встречаются, так сказать, "в чистом виде". В результате каждого из этапов тектоно-магматической активности, с одной стороны, наследуются какие-то особенности состава пород и металлогении предшествующей истории, а с другой — образуются новые специфические черты данного этапа. Практически это выражается, в частности, в появлении дополнительных типов зон, обусловленных сочетанием (пространственным или генетическим) различных рудообразующих факторов. К ним относятся, в частности, зоны формирования полиформационных месторождений, связанных с взаимодействием двух и более "материнских" геологических формаций. К таким (полиформационным, полихронным) месторождениям относятся многие месторождения железных

руд (совмещение вулканогенно-осадочного и скарнового или метаморфогенного типов и др.), меди (совмещение медноколчеданной и меднопорфировой формаций и др.). Месторождения кор выветривания (фосфатов, силикатного никеля и др.) также часто образуются за счет перераспределения и обогащения первичных руд. Поэтому наряду с детализацией классификационных признаков металлогенических подразделений объективно возникает и противоположная тенденция их генерализации. В частности, актуальной задачей металлогенического анализа в регионе является выделение металлогенических систем, включающих разные типы металлогенических зон и площадей в их взаимообусловленности и взаимодействии.

Проблема расширения минерально-сырьевой базы Сибири включает две тесно связанные задачи: 1) укрепление сырьевой базы действующих предприятий за счет прироста запасов уже освоенных промышленностью типов рудных формаций; 2) вовлечение в сферу промышленного освоения новых видов минерального сырья. Проведенные исследования позволяют наметить некоторые пути решения этой проблемы.

Так, решение задачи укрепления железорудной базы может осуществляться по следующим направлениям.

1. Корректировка поисково-разведочных работ на некоторых железорудных месторождениях Горной Шории, Восточного Саяна и других районов, традиционно относимых к контактово-метасоматическому типу, с учетом их возможного первичного вулканогенно-осадочного или гидротермально-осадочного происхождения. На удалении от интрузивных массивов здесь возможны поиски стратифицированных залежей, согласных простираению вулканогенных толщ.

2. Подсчет запасов оруденения на глубину. Из новых видов минерального сырья для железорудной промышленности следует в первую очередь назвать магматическую титаномагнетитовую, а также бурожелезняковую и сидеритовую формации, требующие для своего освоения решения ряда технологических проблем.

Новыми для региона рудными формациями являются меднопорфировая и медно-никель-кобальтовая. Районами, перспективными на меднопорфировые руды, являются Восточный Саян и Тува. Медно-никель-кобальтовое оруденение в связи с малыми интрузиями габброидов — также новый для региона вид сырья, оно выявлено в Восточном Саяне и Томь-Кольванской складчатой зоне в самые последние годы.

К числу новых для региона типов рудных формаций относятся также кварц-сульфидная и свинцово-цинковая в углеродистых и кремнисто-углеродистых сланцах и карбонатных формациях геосинклинальной стадии развития. Несмотря на слабую изученность этих образований, в них выявлено рудопроявление свинца и цинка — Сарыгиматейское, расположенное на границе Тувы и Горного Алтая. Благоприятные перспективы имеют углеродсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы докембрийских метаморфогенных образований. К районам широкого развития углеродистых образований относятся Восточный Саян, Тува, Горная Шория, Кузнецкий Алатау.

Следует отметить, что до сих пор остаются неясными перспективы медного оруденения в терригенных осадочных отложениях Тувы и Минусинских впадин. Несмотря на отсутствие специальных поисковых работ на этот тип оруденения, регулярно поступают сведения о находках новых рудопроявлений. Далеко не исчерпаны перспективы новых месторождений меди в связи с группой раннегеосинклинальных вулканогенных формаций. К числу наиболее перспективных на этот тип оруденения относится Кизир-Казырская зона Восточного Саяна.

В районах развития метаморфических образований архея—раннего протерозоя (гнейсово-кристаллосланцевого и карбонатного типов) Восточного Саяна и Восточной Тувы имеются определенные перспективы на выявление месторождений апатита, волластонита и др.

Необходимо еще раз подчеркнуть особенно важное значение в металлогении региона раннегеосинклинальной стадии и стадии тектоно-магматической активизации. Поэтому наибольшее внимание должно уделяться эвгеосинклинальным зонам и зонам глубинных разломов, активизированных в позднем палеозое и мезозое. С первыми связаны месторождения железа, меди, полиметаллов, фосфора, асбеста, титана, ванадия, возможно хромитов и др. В зонах тектоно-магматической активизации возможно выявление новых месторождений молибдена, вольфрама, ртути, кобальта, висмута, редких элементов. Особенно интересны металлогенические зоны, связанные с поперечными скрытыми системами глубинных разломов.

1. Алабин Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
2. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области/В.А. Кузнецов, В.И. Васильев, А.А. Оболенский и др. Новосибирск: Наука, 1973. 296 с.
3. Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.
4. Додин А.Л. Геология и минералогия Южной Сибири. М.: Недра, 1979. 235 с.
5. Закономерности формирования и металлогении активизированных зон Алтае-Саянской складчатой области. Л.: ВСЕГЕИ, 1975. 107 с.
6. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1971. 187 с.
7. Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982. 112 с.
8. Кузнецов В.А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967, т. 7, с. 275–304.
9. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного комплекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау/Г.Н. Бровков, Д.К. Балицкий, Г.С. Бучарская и др. М.: Красноярск, 1970. 144 с.
10. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области / В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский и др. Новосибирск: Наука, 1966. 156 с.
11. Поляков Г.Б. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 312 с.
12. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 352 с.
13. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 423 с.
14. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области / В.С. Сурков, О.Г. Жеро, Д.Ф. Уманцев и др. М.: Недра, 1973. 144 с.
15. Фосфоритоносные формации юга Сибири. Красноярск, 1972. 223 с.

УДК 553.078 (517.3)

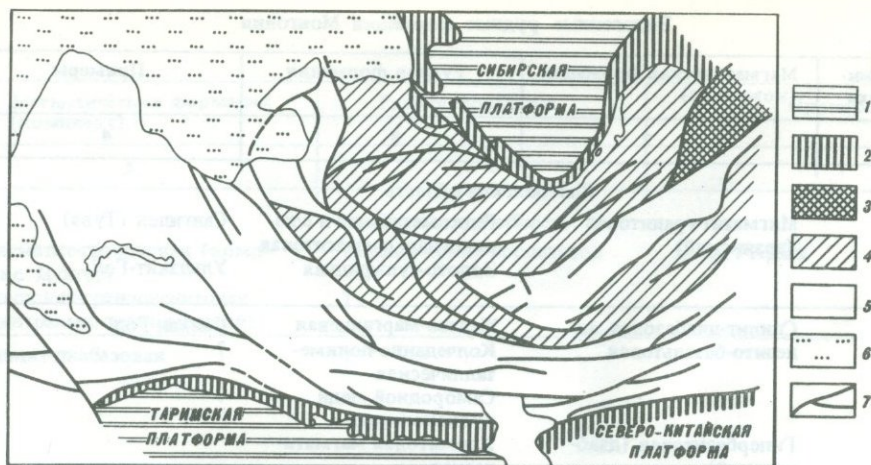
В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.И. Сотников,
Ю.Г. Щербаков, М. Жамсран

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ

Территория Монгольской Народной Республики является важным элементом восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса. На этом отрезке, между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской платформами на юге, в его строении участвуют разновозрастные складчатые структуры — от докембрийских до позднепалеозойских, претерпевшие повторное горообразование (дейтероорогенез) и рифтогенез в мезозое и кайнозое. Рассмотрение проблем металлогении этого обширного региона имеет важное значение не только для планомерного и целеустремленного развития минерально-сырьевой базы страны, но и для установления более общих закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых с учетом соседних районов СССР и Урало-Монгольского металлогенического пояса в целом.

Недостаточная геологическая изученность территории Монголии до недавнего времени сдерживала исследования по выяснению основных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Первые сводные работы по металлогении, отражающие самые общие закономерности размещения полезных ископаемых, были опубликованы в 60–70-х годах [3, 16, 17]. Позже появился ряд работ по отдельным вопросам металлогении, существенно дополняющих эти первые схемы [6, 8, 10–13, 20, 27, 28 и др.]. Важным итогом в познании месторождений полезных ископаемых Монголии и геологических условий их образования явилось издание трехтомника "Геология Монгольской Народной Республики" [7]. Существенный вклад в развитие металлогенических исследований Монголии в последние годы внесли работы Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР по основным видам минерального сырья, реализованные в серии пометальных металлогенических карт масштаба 1:1 500 000. Предварительные результаты этой работы опубликованы [5, 30].

Металлогенические исследования, обобщенные в настоящей статье, выполнены



Фиг.1. Положение Монголии в тектонических структурах восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса

1 — древние платформы; 2 — краевые выступы фундамента древних платформ; 3 — зона Становика; 4 — байкалиды и каледониды; 5 — герцинские складчатые структуры; 6 — Западно-Сибирская равнина; 7 — зоны глубинных разломов

авторами и большим коллективом сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР для территории МНР в составе Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. При металлогенических построениях авторами использованы обширные материалы сотрудников экспедиции и других исследовательских коллективов по различным вопросам геологии Монголии.

В основу металлогенического анализа был положен формационный метод исследований, особенно успешно развиваемый советской геологической школой и представляющий специализированный структурно-системный подход к изучению геологических явлений. В связи с этим на ранних стадиях металлогенических исследований значительное внимание было уделено формационному анализу рудных месторождений, систематике рудных формаций, выяснению связей этих формаций с магматическими формациями, тектоникой и этапами геологического развития территории МНР. Особое внимание было обращено на изучение закономерных сочетаний или парагенезисов рудных формаций, рациональное объединение рудных формаций в комплексы, генетические ряды и генетические серии рудных формаций. На наш взгляд, именно представление о генетических рядах рудных формаций, определяющих металлогенический тип той или иной рудной провинции или рудного района, является основой регионального металлогенического анализа.

Территория МНР является составной частью обширного Центрально-Азиатского складчатого пояса, который рассматривается как субширотный сегмент Урало-Монгольского пояса, и отличается весьма сложным геолого-тектоническим строением, обусловленным длительным полициклическим развитием (фиг. 1). С ним связано и сложное металлогеническое развитие рассматриваемой территории с проявлением главных металлогенических эпох — байкальской, салаиро-каледонской, герцинской и мезозойской (см. таблицу).

Наименее изученная байкальская металлогеническая эпоха характеризуется проявлением железистых кварцитов, редкометалльных и слюдоносных пегматитов и щелочных метасоматитов, развитых в основном в соседних районах. В байкалидах возможно выявление свинцово-цинковых, медных и золоторудных месторождений, типичных для докембрийских зеленокаменных трогов.

Салаирская эпоха, ознаменовавшаяся заложением глубинных разломов и приразломных прогибов с развитием офиолитовых комплексов, в целом отличается фемическим профилем минерализации. Это хромитовая, тальковая, асбестовая и нефритовая минерализация с гипербазитами; титаномагнетитовое и никелево-медное оруденение с габброидами; незначительное по масштабам скарновое магнетитовое и золото-сульфидное оруденение с гранитоидами. Особо здесь следует подчеркнуть перспективы выявления никелево-медного оруденения в связи с габброидами. Общая

Эндогенные рудные формации Монголии

Металлогени- ческая эпоха	Магматическая формация (комплекс)	Рудная формация	Примеры
1	2	3	4
Байкальская	<i>Каледонская область</i>		
	Мигматит-гранитовая (эрзинский)	Редкометалльная и слю- доносная пегматитовая Золото-сульфидная	Сангилен (Тува) Ульдзийт-Гол
Каледонско-салаирская	Спилит-диабазовая, ан- дезит-базальтовая	Железо-марганцевая Колчеданно-полиме- таллическая Самородной меди вулканогенная	Сайхан-Гол ? ?
	Гипербазитовая (дзаб- ханский)	Хромитовая магмати- ческая Асбестовая, тальковая	Цаган-Гол
	Перидотит-пироксенит- габбро-норитовая (хир- гиснурский, тамирский) Диорит-гранодиоритовая, габбро-диорит-плагногра- нитовая (тохтогеншил- ский, керуленский, мо- дохудукский)	Медно-никелевая Магнетитовая скарновая	Томур-Тологой, Баян- Гол, Богдаин-Аршан
	Гранитовая батолитовая, гранит-гранодиоритовая (кобдинский, шашаль- ский)	Золото-сульфидно-квар- цевая Золото-сульфидно-квар- цевая в скарнах Редкометалльная пегма- титовая Молибденовая грейзеновая Золото-сульфидно-квар- цевая	Мориту-Ула, Бутунтай, Туин-Гол, Цаган-Тологой Елочка Шуншигт-Ула, Кобдо
	Базальт-андезит-липа- ритовая	Гематитовая гидротер- мально-осадочная Колчеданно-полиметал- лическая гидротермаль- но-осадочная	Калгутинское ?
Герцинская	Гранит-граносиенитовая (тэсский, хархиринский, цаганундурский)	Кварц-вольфрамитовая (?) Золото-кварцевая	Цаган-Ула, Цаган-Тологой Баян-Гол
	Щелочных и нефелиновых сиенитов (сангиленский)	Нефелиновая, редко- металльно-редкоземель- ная гидротермальная	
	Диорит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая (алтайский, тарбагатай- ский, ценхиргольский, хангайский)	Магнетитовая скарновая Полиметаллическая скар- новая, кварц-вольфра- митовая	Нурингольское, Улантау, Ачитнурское
		Золото-кварцевая	Цаган-Шахир-Ула
		Золото-сульфидно-квар- цевая в скарнах	Хух-Булагин-Хундей
	Гранит-граносиенитовая (шараусгольский, ульдза- гольский)	Магнетитовая скарновая Редкоземельно-редко- металльная Кварц-шеелитовая гидротермальная	
Базальт-андезит-липар- итовая (Северо-Монголь- ский вулканический пояс)	Самородной меди		

Магматическая формация (комплекс)	Рудная формация	Примеры
5	6	7

Герцинская область

Мигматит-гранитовая (комплекс Дунгер)

Керамических пегматитов

Бичигт-Араат

Монзонит-граносиенитовая (центрально-тотошаньский)

?

Спилит-диабазовая

?

Диорит-гранодиоритовая (хатунбулакский)

Магнетитовая скарновая

Золото-кварцевая

Ульдзитское

Андезито-базальтовая

?

Гипербазитовая (гобийский)

Хромитовая, асбестовая, тальковая

Модон-Ундур

Диорит-гранодиоритовая (гобитяньшанский, нукут-дабанский)

Магнетитовая скарновая

Ширин-Обо, Хайляс-Булак

Гранит-гранодиоритовая (гобиалтайский, мататский)

?

Баянлэгское

Габбро-диорит-гранодиоритовая (заалтайский, халхингольский)

Золото-сульфидно-кварцевая

Нэмэгетинское, Манлайское

Гранодиорит-гранитовая (индертинский)

Габбро-монзонит-граносиенитовая (барунхурайский, мантахский, цагансубургинский порфиновый)

Кварц-вольфрамитовая
Медно-молибденовая

Цаган-Субурга, Хармагтай

Гранит-граносиенитовая (южно-монгольский)

Магнетитовая скарновая

Цавурай

Золото-кварцевая

Халтар-Ула

Щелочно-гранитовая (ханбогдинский)

Редкоземельная гидротермально-метасоматическая

Хан-Богдо

Окончание таблицы

1	2	3	4
<i>Каледонская область</i>			
	Монцит-граносиенитовая (селенгинский, эрдэнэтский)	Меднорудная скарновая Медно-молибденовая	Эрдэнэтуин-Обо, Шанд
Мезозойская	Трахиадезит-базальт-липаритовая (Северо-Монгольский вулканический пояс)	Самородной меди	Боц
	Габбро-гранитовая (еро-гольская ассоциация)	Золото-кварцевая	Бороо, Суджитте, Нарин-Тологой
	Монцит-граносиенитовая, гранит-щелочно-гранитовая (орхонская интрузивная серия, бороундурский)	Редкометалльно-редкоземельная Хрусталеносная пегматитовая	
	Гранодиорит-гранитовая (джаргалантуинский)	Кварц-вольфрамитовая Кварц-вольфрамит-касситеритовая	Нарынгийнгольское Баонундурское
	Гранит-лейкогранитовая (шарахинский, жанчубинский, харалгинский, иуругольский)	Шеелит-сульфидная скарновая Редкометалльная грейзеновая Кварц-вольфрамитовая	Бэйсэ Тумэн-Цогто Ихэ-Хайрхан, Чулун-Хуритэ, Шара-Хид, Буянты Жанчублинское, Модото, Цаган-Даба и др. Дэлгэр-Ханское, Дзан-Ширэ Урту-Годзогор
	Гранит-щелочно-гранитовая (хайдельгерханский)	Кварц-вольфрамит-касситеритовая Касситерит-силикатная Редкометалльная альбитовая (?)	
	Толит-трахибазальт-липаритовая Щелочно-базальтоидная (чуйский)	Самородной меди Никель-кобальтовая арсенидная Свинцово-цинковая Флюоритовая	Каргинская зона ? Харайраг, Бороундур, Дзунца-гандэль, Барунцагандэль, Хонгор, Бэрхэ Асхатин, Мерген-Булак, Монот-Тологой
		Серебряная сульфосольная (золото-серебряная) Ртутная	Харцату, Баян-Хан, Улан-Хус
	Щелочно-ультраосновная, щелочно-сиенитовая	Редкоземельно-карбонатитовая	?

оценка перспектив данного оруденения в районах Западной и Северо-Западной Монголии в настоящее время в значительной степени зависит от формационной изученности базитовых образований, с которыми пространственно ассоциирует минерализация. В этом плане представляя интерес проводимые в последние годы под руководством Г.В. Полякова исследования базитового магматизма Монголии. Этими исследователями обоснована самостоятельность (в отрыве от гранитоидных комплексов) перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации. Выделяемые ими комплексы (хиргиснурский и тамирский) сопоставимы с мажалькским комплексом Восточной Тувы, для ряда массивов которого (Пограничный, Элигхольский, Ханчарский) характерна рассеянная сульфидная и концентрированная прожилково-вкрапленная (до сливной) медно-никелевая минерализация [4]. С офиолитовыми комплексами в рассматриваемую эпоху возможно проявление медноколчеданного оруденения, а с вулканогенно-осадочными толщами нижнего кембрия — колчеданно-полиметаллической минерализации, подобной известным в Туве и Западном Забайкалье месторождениям.

5	6	7
<i>Герцинская область</i>		
Гранит-щелочно-гранитовая (бороундурский)	?	
Гранит-лейкогранитовая (югодзыр- ский, халцанульский)	Шеелит-сульфидная скарновая Редкометалльная грейзеновая Касситерит-сульфидная Кварц-вольфрамитовая Кварц-вольфрамит-касси- теритовая	Сопка Скарновая Югодзыр, Хара-Мориту Хара-Мориту Батгуйское, Бабха-Хонго Нумургинское
Гранит-щелочно-гранитовая (хайдельгерханский)	Касситерит-сульфидная Медно-молибденовая	Модон, Западное Урт
Щелочно-базальтоидная (дучин- хуральский)	Флюоритовая	Урген
Щелочно-ультраосновная, щелочно-сиенитовая (мушу- гайхудукский)	Ргутная Редкоземельно-карбона- титовая	Манлайская зона, Ханги-Обо Мушугай-Худук, Лугин- Гол

Собственно каледонская эпоха для территории Монголии малопродуктивна. С каледонскими крупными массивами гранитных батолитов в Западной Монголии связана незначительная редкометалльная минерализация.

Герцинская эпоха является одной из ведущих для территории МНР. Особенно продуктивен орогенный этап развития региона, когда было проявлено медно-молибденовое оруденение, связанное с вулканоплутонической ассоциацией пермо-триасового возраста на севере и карбон-пермской на юге и в центральной части Монголии. В западных районах Монголии с пермскими гранитоидами связаны вольфрамовые и редкометалльные месторождения, местами золоторудные.

Весьма разнообразна рудная минерализация мезозойской эпохи. Раннемезозойский период характеризуется преимущественно вольфрамовым, молибденовым, оловянным, редкометалльно-редкоземельным, золоторудным и полиметаллическим оруденением. Для позднемезозойского периода особенно характерно широкое развитие месторождений флюорита, а также проявление ргутной, никель-кобальтовой и сульфосольной

серебросодержащей минерализации в зонах глубинных разломов. С проявлением щелочно-ультраосновного магматизма связана флюоритовая и редкоземельно-редкометалльная карбонатитовая минерализация [30].

Общие закономерности размещения оруденения на территории МНР отчетливо увязываются с особенностями полициклического развития этого региона. При этом сказывается то обстоятельство, что территория МНР "связывает" Южно-Сибирскую, Восточно-Казахстанскую и Забайкальскую металлогенические провинции. Поэтому на севере Монголии преобладают рудные комплексы, характерные для Алтае-Саянской металлогенической области, на западе на территорию МНР продолжают рудные зоны из Рудного Алтая, а на северо-востоке из Забайкалья прослеживаются рудные зоны Монголо-Охотского пояса.

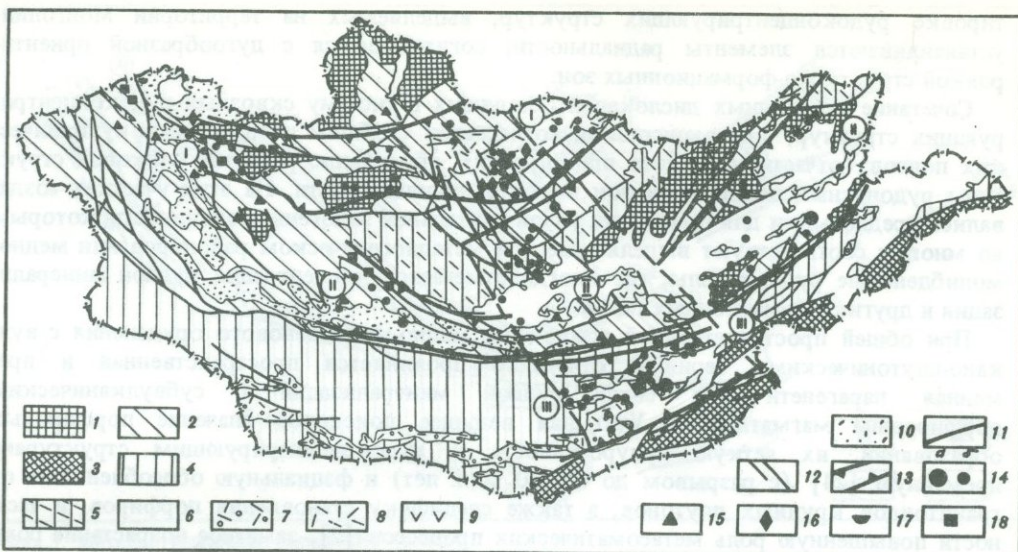
В связи с неоднородностью геолого-тектонического строения территории МНР намечаются элементы металлогенической зональности. Наиболее общая зональность обусловлена различиями в формационном строении северной и южной частей МНР, разделенных Главным Монгольским линеаментом. В Северном (преимущественно каледонском) мегаблоке, характеризующемся наличием более древней и мощной континентальной коры, шире представлены гранитоидные формации и достаточно широко проявлена минерализация сиалического профиля. Для Южного (преимущественно герцинского) мегаблока более типичен фемический профиль рудной минерализации. Наиболее ранние протерозойские и салаирские рудопроявления преимущественно фемического профиля размещаются в примыкающих к югу Сибири байкалидах и салаиридах, а также в блоках древнего фундамента среди каледонских и герцинских структур.

Элементы вертикальной и латеральной металлогенической зональности более низких порядков устанавливаются при анализе рудных поясов, зон и узлов, выделенных на приведенных ниже некоторых пометальных металлогенических схемах МНР. Остановимся несколько подробнее на металлогении меди, ртути, флюорита, золота и серебра, наличие месторождений которых во многом определяет металлогению орогенного этапа и этапа позднемезозойской тектоно-магматической активизации территории МНР.

Многочисленные проявления меди на территории МНР группируются [25, 30] в следующие рудные формации: медно-молибденовую, медно-скарновую, никелево-медную в габброидах, формацию самородной меди, медистых песчаников, медноколчеданную и выделяемую условно медножильную. Проведенные в последние годы формационное изучение меднорудных проявлений и прогнозно-перспективный анализ рудоносных и потенциально рудоносных площадей показали, что основные перспективы выявления на территории МНР медного и молибденового оруденения связаны с медно-молибденовой формацией. Открытие месторождений Цаган-Субурга [23] и особенно Эрдэнэтуин-Обо [29] вывело Монголию в разряд ведущих медно-молибденовых провинций мира.

Медно-молибденовая минерализация на территории Монголии локализуется [22] в пределах региональных структур типа наложенных металлогенических поясов Северо-Монгольского, Центрально-Монгольского и Южно-Монгольского (фиг. 2). Формирование их связано с развитием внегеосинклинальных тектоно-магматических процессов, и пространственно они совпадают с субширотными позднепалеозойскими (Южная и Центральная Монголия) и позднепалеозойско-раннемезозойским (Северная Монголия) вулканическими поясами. Магмоконтролирующие структуры в пределах вулканических поясов по значимости разрывных нарушений относятся к глубинным и региональным, контролировавшим развитие орогенных комплексов. Эти разломы, достигая зон глубинного магмообразования, служили основными магмовыводящими структурами.

Вулканические пояса формировались на сложно построенном глыбово-блоковом фундаменте в структурах разных этапов консолидации. Геотектоническая, литологическая, геохимическая и другая специализация разнопостроенных блоков коры нашла отражение не только в специфике вулканоплутонической ассоциации, но и в геолого-геохимических особенностях рудных районов и рудных проявлений [9]. В пределах разнородных блоков часто проявляется рудная минерализация, занимающая различное положение в ряду образований медно-молибденовой формации: от существенно медных (типа меднопорфировых — Эрдэнэтуин-Обо) до молибденовых, отклоняющихся в сторону грейзеновых месторождений (типа молибден-порфировых — Дзосоту-Ула),



Фиг.2. Металлогеническая схема МНР (медь, молибден)

1 — выступы пород прогерозойского основания в складчатой области каледонид; 2 — область каледонской складчатости; 3 — выступы пород каледонского основания в складчатой области герцинид; 4 — область герцинской и позднегерцинской складчатости; 5 — унаследованные и наложенные каледонско-герцинские прогибы; 6 — мезозойские прогибы и впадины; 7–9 — вулканоплутонические пояса: 9 — Северо-Монгольский (PZ_3-MZ_1), 7 — Центрально-Монгольский (PZ_3-MZ_1), 8 — Южно-Монгольский (PZ_3); 10 — мезо-кайнозойские и кайнозойские впадины; 11 — главные глубинные разломы; 12 — второстепенные и поперечные разломы; 13 — границы металлогенных поясов и зон; 14–18 — эндогенные рудные формации: 14 — медно-молибденовая (а — месторождения, б — рудопроявления), 15 — медноскарновая, 16 — самородной меди, 17 — медистых песчаников, 18 — медно-никелевая в габброидах; I–III — металлогенические пояса: I — Северо-Монгольский, II — Центрально-Монгольский, III — Южно-Монгольский

в блоках более сиалического профиля. Этим фактором во многом объясняется латеральная зональность оруденения с различными соотношениями меди и молибдена и разными содержаниями сопутствующих компонентов, отмечаемая в пределах отдельных медно-молибденовых поясов.

Эти вулканические пояса на металлогенической карте рассматриваются в качестве общих региональных рудоконтролирующих структур, хотя оруденение может выходить и за их пределы в ближайшие прилегающие структуры основания. Локализация рудных узлов в пределах этих рудоконтролирующих структур во многом определяется развитием крупных поперечных сквозных рудоконцентрирующих структур. Наиболее отчетливо проявлена (см. фиг. 2) Эрдэнэт-Цагансубургинская северо-западная рудоконцентрирующая структура, определившая размещение большинства известных в настоящее время в Монголии месторождений (Эрдэнэтуин-Обо, Цаган-Субурга) и рудопроявлений в пределах Северо-Монгольского и Южно-Монгольского металлогенических поясов. На северо-западном продолжении Эрдэнэт-Цагансубургинской структуры в Туве находится Аксугский медно-молибденовый узел. Эта структура ограничена глубинными долгоживущими зонами разломов фундамента: на западе системой кулисообразно расположенных Орхонского, Восточно-Хангайского, на востоке — Хараайракским (Уланбаторским) разломом. Представлена она серией хорошо выраженных и скрытых дизъюнктивов разного порядка и возраста, имеющих преимущественно северо-западную ориентировку.

Наряду с Эрдэнэт-Цагансубургинской рудоконцентрирующей структурой на территории Монголии намечается еще ряд подобных структур. К их числу можно отнести Хубсугул-Идэрскую север-северо-восточную рудоконцентрирующую структуру, пространственно во многом совпадающую с зоной нарушений, связанных с Хубсугульским рифтом. В ее пределах локализуются рудопроявления Наран-Булак, Дзосоту-Ула, Верхнебуянтугольское и др. Заслуживает внимания протяженная сквозная северо-западная зона разломов, протягивающаяся от восточной части Бутулинурского хребта через верхнее течение р. Керулен к юго-западному флангу Тамацагской впадины и известная как Бархинский порог [1, 18 и др.]. В зону влияния последней структуры попадают месторождение Арын-Нур, рудопроявление Охаши и др. В общей ориен-

тировке рудоконцентрирующих структур, выделяемых на территории Монголии, устанавливаются элементы радиальности, согласующиеся с дугообразной ориентировкой структурно-формационных зон.

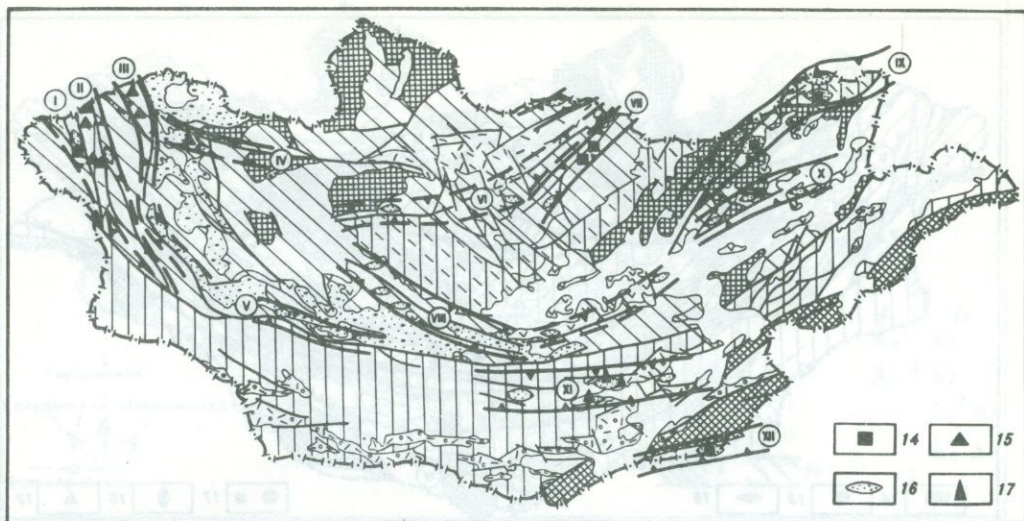
Сочетание поперечных дислокаций, входящих в систему сквозных рудоконцентрирующих структур, с дизъюнктивами, согласными с общим направлением вулканических поясов (отчасти и другого простирания), обусловило развитие блоковой структуры рудоносных площадей и зон высокой проницаемости. На этих участках создавались предпосылки для появления узлов длительной эндогенной активности, которым во многом соответствуют выделяемые при металлогеническом районировании медно-молибденовые рудные узлы, где иногда отмечается концентрация рудной минерализации и других формационных типов.

При общей пространственной ассоциации медно-молибденового оруденения с вулканоплутоническими сериями отчетливо проявляется пространственная и временная парагенетическая связь рудной минерализации с субвулканическим порфировым магматизмом. Учитывая ведущее поисковое значение порфировых образований, их четкую приуроченность к рудоконцентрирующим структурам, временную [24] (с разрывом до 20–30 млн. лет) и фациальную обособленность от гранитоидов крупных плутонов, а также специфику становления порфиров, в частности повышенную роль метасоматических процессов [2], заметно возрастание роли калия в поздних продуктах и ряд других особенностей, целесообразно порфиры и связанные с ними образования выделять в качестве самостоятельного рудоносного магматического комплекса [22]. Обоснованность выделения такого комплекса была подтверждена, в частности, практикой в Эрдэнэтском рудном узле.

Обычно фиксируется сложное и длительное становление рудоносных магматических комплексов с проявлением нескольких фаз внедрения этапов эксплозивного брекчирования и рудно-метасоматического процесса. Многоэтапное развитие эндогенных процессов во многом определяет масштабность рудообразования. Порфиры проявляются на завершающей стадии формирования позднепалеозойских—раннемезозойских вулканогенных структур, занимая определенное место в ряду пород: гранитоиды вмещающих крупных плутонов—порфиры—лейкократовые мелкозернистые граниты. Для магмо- и рудообразующих процессов предполагается [21, 26] участие верхнемантийного и корового источников вещества. По составу порфиры в целом соответствуют диорит-гранодиорит-гранитовым породам нормальной и умеренно повышенной щелочности. В блоках фундамента с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем возрастает кислотность и в ряде случаев щелочность порфиров, а в блоках фемического профиля они становятся более основными. С особенностями состава порфировых образований в определенной степени коррелируется геохимический профиль рудной минерализации (в первом случае возрастает роль молибдена, а во втором — меди и других халькофильных элементов).

Характерно, что в пределах выделяемых трех металлогенических поясов при доминирующем развитии медно-молибденового оруденения отмечается меднорудная минерализация и других формационных типов. В частности, в пределах Северо-Монгольского металлогенического пояса проявлена рассеянная медная минерализация в протерозойской метаморфизованной толще Тарбагатайского поднятия, никелево-медная минерализация в габброидных массивах хребта Хан-Хухэй, самородная медь в девонских (?), позднепалеозойских и мезозойских эффузивах, медножильная минерализация в разновозрастных метаморфических и магматических породах и др. По-видимому, эта разноформационная и разновозрастная минерализация может рассматриваться в качестве своеобразного металлогенического ряда рудных формаций, характеризующего выделенные металлогенические пояса, которые в целом являются исходно потенциальными на медное оруденение при проявлении здесь благоприятных для рудообразования геологических процессов.

Наряду с этим намечается и генетический ряд рудных формаций, связанных с развитием позднепалеозойских—раннемезозойских вулканоплутонических ассоциаций: медно-молибденовая, самородной меди в вулканитах, медноскарновая и медноколчеданная, которая для территории МНР в настоящее время выделяется предположительно. В этот же ряд могут быть включены существенно молибденовые рудные проявления (типа месторождения Арын-Нур), отклоняющиеся от медно-молибденовых месторождений в сторону грейзеновых образований. Для полноты ряда необходимо учитывать рудную зональность с развитием по периферии рудоносных площадей рудо-



Фиг.3. Металлогеническая схема МНР (ртуть)

1-13 - условные обозначения те же, что на фиг.2; 14-15 - эндогенные рудные формации: 14 - ртутная, 15 - серебряная сульфосоляная; 16 - шлиховые ореолы киновари; 17 - литогеохимические аномалии; I-X - металлогенические зоны: I - Толбонурская, II - Кобдинская, III - Цаганшибетинская, IV - Хангайская, V - Ихэбогдинская, VI - Баянгольская, VII - Ерогольская, VIII - Баянхонгорская, IX - Ононская, X - Керуленская, XI - Манлайская, XII - Южно-Тотошаньская

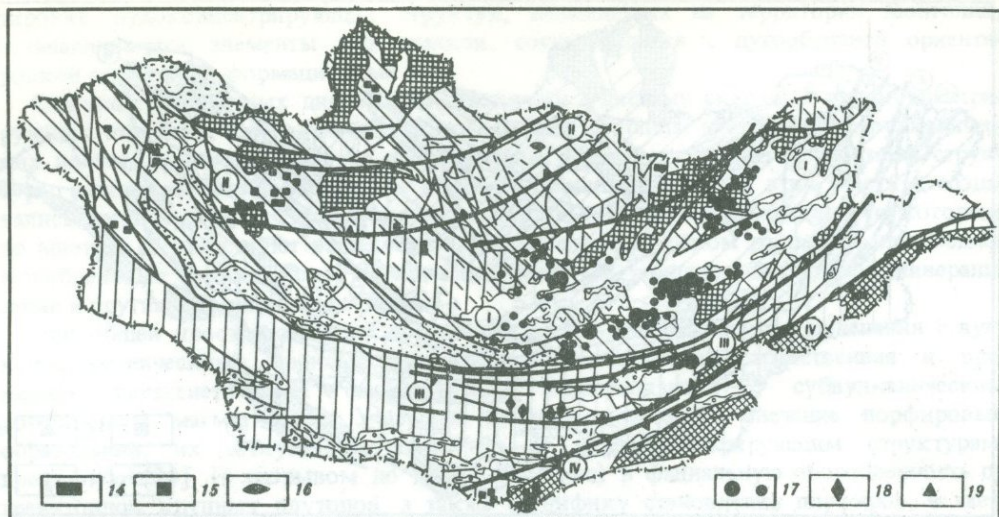
проявлений с повышенной ролью полиметаллов и золота. Подобный ряд рудных формаций, проявляющийся и в других регионах развития медно-молибденового оруденения, должен учитываться при прогнозных построениях на медь на территории Монголии.

В результате проведенных в последние годы работ появились основания рассматривать территорию МНР как новую самостоятельную ртутную область (фиг. 3) в пределах трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса. На территорию Монголии продолжают структуры двух региональных ртутных поясов, расположенных в складчатых областях юга Сибири, - Кузнецко-Алтайского и Монголо-Охотского. Кроме того, на юге МНР в структурах Южно-Монгольской герцинской складчатой системы обособляются самостоятельная Манлайская ртутная зона, а в позднепалеозойских структурах Внутренней Монголии - Южно-Тотошаньская ртутная зона [14, 15].

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс выделяется в тектонических структурах Западной Монголии как крупнейшая региональная рудоконтролирующая структура. Составляющими его элементами служат зоны региональных граничных разломов, обрамляющие герцинские прогибы и мезо-кайнозойские впадины. По этим разломам часто проявлены глыбовые движения. Прямым продолжением Чарышско-Теректинского разлома служит Толбонурский разлом, а зона Кобдинского разлома является продолжением наиболее важной рудоносной структуры Горного Алтая - Курайской ртутной зоны. По существу, единую тектоническую структуру представляют собой Шашальский и Цаганшибетинский разломы. В качестве продолжения структур Северо-Западной Монголии в Монгольском Алтае может рассматриваться зона Ихэбогдинского разлома.

Монголо-Охотский ртутный пояс продолжается на территории МНР в виде двух ветвей систем глубинных разломов, образующих северо-западное и юго-восточное обрамление Хангайско-Хэнтэйской палеозойской складчатой зоны. Тектоническая позиция Монголо-Охотского пояса аналогична позиции Кузнецко-Алтайского. Отличаясь в целом более высокой рудонасыщенностью, разнообразием генетических типов месторождений и рудных формаций, Монголо-Охотский пояс еще слабо изучен в отношении ртутоносности.

Манлайская ртутная зона входит в состав ртутного пояса, объединяющего зоны глубинных разломов Южно-Монгольской складчатой системы - Булганского, Заалтайского, Гурбансайханского, Манлайского, Наринхудукского, Тургенгольского. Зоны этих разломов отчетливо трассируются раннегерцинскими офиолито-



Фиг.4. Металлогеническая схема МНР (флюорит)

1-13 — условные обозначения те же, что на фиг.2; 14-19 — эндогенные рудные формации: 14 — пегматитовая, 15 — молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая флюоритсодержащая), 16 — фенакит-берtrandитовая, 17 — флюоритовая (эпитермальная), 18 — редкоземельно-флюоритовая (карбонатитовая), 19 — фтор-редкометалльно-редкоземельная; I-V — металлогенические пояса, области и зоны: I — Восточно-Монгольский пояс, II — Северо-Монгольский пояс, III — Южно-Гобийская зона, IV — Юго-Восточная зона, V — Северо-Западная область

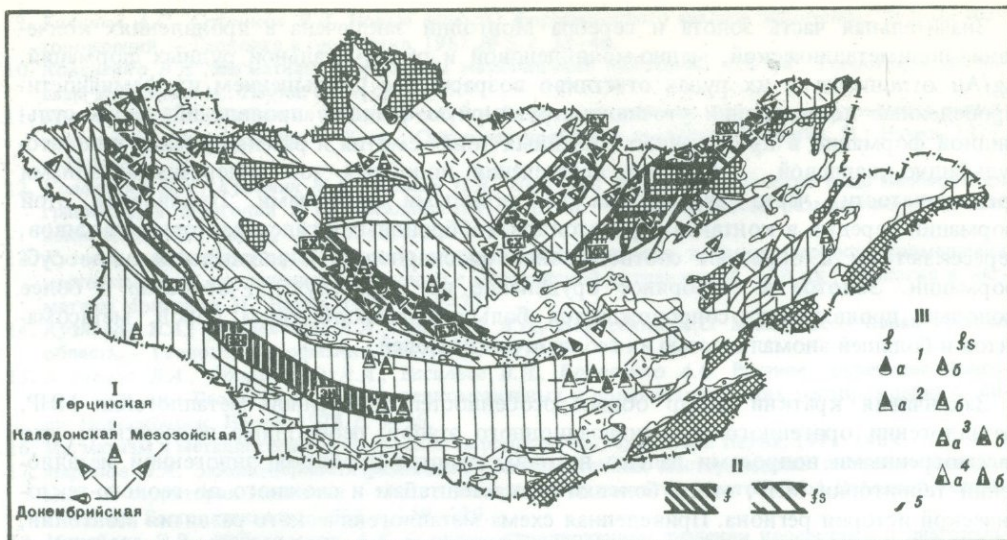
выми комплексами с гипербазитами, сопрягаясь на северо-западе с Чарской офиолитовой зоной Зайсанской складчатой области.

Южно-Тотошанская ртутная зона связана с разломами, сопровождающимися гипербазитами, которые являются фрагментом Южно-Тотошанского гипербазитового пояса на юге МНР. Пространственно этот пояс совпадает с глубинным разломом, разделяющим разнородные структурно-формационные зоны — Солонкерскую верхнепалеозойскую геосинклиналиную зону и Тотошанско-Эрлянский палеозойский антиклинорий. Предполагается, что западным продолжением системы Южно-Тотошанских разломов является зона глубинных разломов Восточного и Южного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау.

Ртутная минерализация парагенетически связана с проявлениями щелочно-базальтоидного магматизма в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации. Детальная характеристика ртутной минерализации Монголии приведена в ряде ранее опубликованных работ [13-15]. Она завершает единый генетический ряд эпитермальных рудных формаций этапа мезозойской активизации, который включает также арсенидное никель-кобальтовое, свинцово-цинковое, флюоритовое, золото-серебряное и серебряное сульфосольное оруденение [30].

Наиболее типична из этого ряда рудных формаций для территории МНР низкотемпературная гидротермальная (эпитермальная) флюоритовая минерализация, широко проявленная в восточных районах. Здесь отчетливо выделяются два флюоритовых пояса — Восточно-Монгольский и Южно-Гобийский, протягивающихся на расстояние нескольких сот километров и объединяющих все известные в настоящее время в Монголии флюоритовые рудные узлы (фиг. 4). Последние отчетливо тяготеют к зонам активизированных в мезозое глубинных и региональных разломов, локализуясь преимущественно в полях развития позднемезозойских (J_3-Cr_1) вулканоплутонических ассоциаций в мезозойских депрессиях либо в блоках более древних пород, обрамляющих эти депрессии.

Эпитермальной флюоритовой формацией не исчерпывается все многообразие фтороносной минерализации на территории Монголии. Здесь выделяются также другие фтороносные и фторсодержащие формации — пегматитовая, грейзеновая жильная, флюорит-берtrandитовая, редкоземельно-флюоритовая (карбонатитовая) и фтор-редкометалльно-редкоземельная, экономическая значимость которых в настоящее время остается неясной в связи с недостаточной изученностью. Проявления этих формаций территориально распространены гораздо шире эпитермальной



Фиг. 5. Металлогеническая схема МНР (золото, серебро)

Условные обозначения те же, что на фиг. 2, см. 1-12; I — эпохи золотого и серебряного оруденения (показаны углом наклона знаков); II — золотосные зоны — фемические (f) и фемически-сиалические (fs): ХР — Хархириинская, БХ — Баянхонгорская, СХ — Северо-Хэнтэйская, ЮХ — Южно-Хэнтэйская, ЭН — Эдэргэниурская; III — золоторудные формации (f — фемические, fs — фемически-сиалические): 1 — золото-сульфидная (a — вкрапленно-прожилковые зоны в базитах, b — то же в углеродистых сланцах); 2 — золото-сульфидно-кварцевая (a — жилы в базитах, b — жилы и жильные зоны в гранитоидах и осадочных породах); 3 — золото-кварцевая (a — жилы, b — штокверки); 4 — золото-серебряная (серебряная сульфосольная) (a — жилы, b — штокверки); 5 — россыпей

флюоритовой, однако по своим масштабам и практической значимости они пока значительно уступают последней. Самостоятельную проблему представляет возможность выявления на территории МНР нового важного промышленного типа гидротермально-осадочных месторождений флюорита, аналогичных месторождениям области Лацио в Италии [19]. При сопоставлении геологической обстановки формирования этих месторождений с условиями проявления фторидной минерализации в Монголии обнаруживается много общих черт, что позволяет надеяться на обнаружение минерализации этого типа.

Определенную специфику имеет металлогения золота и серебра. Размещение на территории Монголии золотого и серебряного оруденения, его геотектоническая позиция и формационный характер показаны на фиг. 5. Наиболее золотосны по количеству проявлений, их масштабам и содержаниям золота и серебра в Монголии вулканогенные, в том числе метаморфизованные до зеленокаменной стадии венд-кембрийские комплексы и черносланцевые комплексы протерозоя повышенной фемичности. Это мандалская серия в Северном Хэнтэе, эрэндабанская свита Южного Хэнтэя, буридуингольская и баянхонгорская в Баянхонгорской зоне и Северо-Керуленском районе и др. В них, как и в других рудоносных комплексах, установлены содержания благородных металлов (золота в более фемических, а серебра в более сиалических типах пород), превышающие в 2-3 раза средние содержания в главной массе песчано-сланцевых и вулканогенных отложениях региона, что является важным фактором образования месторождений этих металлов. Общая интенсивность оруденения увеличивается от протерозойской эпохи к салаирско-каледонской, герцинской и мезозойской. В рудно-формационном отношении отмечается постепенный переход от обычно бедных проявлений золото-сульфидной формации, наименее разобщенной со своими источниками и представленной зонами вкрапленно-прожилковой минерализации с золотом, рассеянным в сульфидах, к золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формациям последующих этапов и все более концентрированным и свободным от сульфидов. С переходом от фемических структурно-формационных зон к более сиалическим Ag/Au отношение в рудах возрастает и достигает максимума в проявлениях золото-серебряной или серебряной сульфосольной рудной формации, связанной с мезозойскими зонами тектоно-магматической активизации, сопровождаемой щелочно-базальтоидным дайковым магматизмом.

Значительная часть золота и серебра Монголии заключена в проявлениях колчеданно-полиметаллической, медно-молибденовой и редкометальной рудных формаций. Ag/Au отношение в их рудах отчетливо возрастает с уменьшением их фемичности. Проведенные исследования уточнили структурную позицию проявлений золото-сульфидной формации в протяженных линейных зонах смятия и рассланцевания и золото-сульфидно-кварцевой — в узлах пересечения подобных зон поперечными зонами трещиноватости, часто связанными со скрытыми разломами. Проявления этой формации нередки в контактах гранитоидов, габброидных и гипербазитовых массивов, пересекают их и образуют соответственно апоскарновую и аполиственитовую субформации. Золотое и серебряное оруденение во всех случаях, особенно в более молодых проявлениях, сопровождается большим разнообразием пород, метасоматитов и большей аномальностью их геохимических полей.

Заканчивая краткий обзор общих особенностей эндогенной металлогении МНР, металлогении орогенного и активизационного этапов, необходимо подчеркнуть, что рассматриваемыми вопросами далеко не охватываются проблемы эндогенной металлогении территории МНР, этого большого по масштабам и сложного по геолого-тектонической истории региона. Приведенная схема металлогенического развития Монголии, отражая лишь самые общие закономерности, безусловно, требует дальнейшей разработки.

В качестве актуальных проблем металлогенического анализа территории Монголии для дальнейших работ могут быть выдвинуты следующие.

1. Анализ металлогении древних зеленокаменных прогибов Северной Монголии, в которых возможно выявление железо- и золоторудной минерализации, а также колчеданно-полиметаллического оруденения вулканогенно-гидротермального и гидротермально-осадочного типов.

2. Металлогения зон глубинных разломов и сопровождающих их офиолитовых поясов. Особого внимания заслуживают Баянхонгорский, Ихэбогдинский и некоторые другие шовные прогибы, в зоне которых уже сейчас известны многочисленные медные и золоторудные проявления. В подобных зонах можно ожидать выявление медноколчеданных месторождений кипрского типа.

3. Металлогения Юго-Западной Монголии. Наряду с колчеданно-полиметаллическим оруденением эта область перспективна на золоторудную минерализацию, признаки которой в этих районах известны давно.

4. Металлогения Северо-Западной Монголии, рудоконтролирующие структуры которой являются составными элементами важнейших площадных и линейных металлогенических зон Горного Алтая и Тувы, контролирующих редкометальную, сульфосольную и ртутную минерализацию.

5. Возможность выявления на территории МНР некоторых новых генетических и промышленных типов месторождений и, в частности стратиформных месторождений шеелита, а также стратиформных месторождений флюорита в мезозойских вулканогенных впадинах на востоке МНР.

Л и т е р а т у р а

1. Амантов В.А., Михайлов Э.В., Старченко В.В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — Геология и геофизика, 1967, № 6, с. 31–39.
2. Берзина А.П., Сотников В.И., Гарамжав Г., Болд Д. Рудоносный магматизм Цагансубургинского рудного узла (Южная Монголия). — Геология и геофизика, 1983, № 10, с. 56–66.
3. Борзаковский Ю.А., Выдрин В.И., Маринов Н.А. и др. Очерк металлогении Монгольской Народной Республики. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 78–125.
4. Волохов И.М., Иванов В.М., Оболенская Р.В. Основные и ультраосновные породы Карашатского массива Южно-Тувинского гипербазитового пояса — магматическая ассоциация габбро-пироксенит-дунитового типа. — Докл. АН СССР, 1973, 211, № 2, с. 441–444.
5. Вопросы магматизма и металлогении МНР. Новосибирск: Наука, 1981. 76 с.
6. Геологическое строение и закономерности размещения месторождений важнейших полезных ископаемых на территории МНР. М.: Недра, 1979. 162 с.
7. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1–3. М.: Недра, 1973–1977. Т. 1. 583 с.; Т. 2. 751 с.; Т. 3. 703 с.
8. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 245 с.

9. Калинин А.С., Сотников В.И. Новые аспекты формационного анализа эндогенных рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1982, № 5, с. 33–44.
10. Коваленко В.И. Магматизм и проблемы металлогении Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 32–45.
11. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В. Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 189–205.
12. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П. Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11, с. 329–334.
13. Кузнецов В.А. Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 68–77.
14. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Монголия — новая ртутная область. — Геология и геофизика, 1977, № 5, с. 67–73.
15. Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И., Борисенко А.С. Ртутное оруденение Монголии. — В кн.: Геология и генезис редкометальных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 5–26.
16. Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971. 148 с.
17. Маринов Н.А. Закономерности размещения магматогенных месторождений полезных ископаемых на территории Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 149–170.
18. Михайлов Э.В., Шабаловский А.Е. О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971, с. 14–17.
19. Оболенский А.А. Проблемы гидротермально-осадочных стратиформных месторождений флюорита. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе: Фрунз. политехн. ин-т, 1981, с. 324–326.
20. Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 145–155.
21. Сотников В.И., Берзина А.П. Источники флюидов и рудообразующих веществ медно-молибденовых месторождений. — В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 15–32.
22. Сотников В.И., Берзина А.П., Скорородов В.Н. Металлогения меди и молибдена Монгольской Народной Республики. — В кн.: Вопросы магматизма и металлогении Монгольской Народной Республики. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 9–18.
23. Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М., Мягмар Л. Молибденово-медное месторождение Цаган-Субурга (МНР). — Геология руд. месторождений, 1980, № 3, с. 34–46.
24. Сотников В.И., Сандуйжав Г., Берзина А.П., Фирсов Л.В. Об абсолютном возрасте медно-молибденового месторождения Цаган-Субурга-Хайгуулчин. — Вестн. Мин-ва геол. и горно-рудной пром. МНР, 1976, № 3 (16), с. 26–30.
25. Сотников В.И., Жамсран М., Берзина А.П. и др. Об эндогенных меднорудных формациях Монголии. — В кн.: Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых территории МНР. Улан-Батор, 1979, с. 32–33.
26. Тугаринов А.И., Воишков Д.М., Гриненко Л.Н., Павленко А.С. Изотопный состав и источники серы молибденово-медных проявлений Монголии. — Геохимия, 1974, № 2, с. 171–178.
27. Хасин Р.А. Основные черты металлогенических этапов. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977, т. 3, с. 563–573.
28. Хасин Р.А. Принципы металлогенического районирования. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1977, т. 2, с. 7–10.
29. Хасин Р.А., Маринов Н.А., Хурц Ч., Якимов Л.И. Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии. — Геология руд. месторождений, 1977, № 6, с. 3–15.
30. Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. 206 с.

В.И. Коваленко, Н.С. Зайцев, В.В. Ярмолюк, Р.Х. Бахтеев,
П.В. Коваль, Р.М. Константинов, А.Л. Яншин

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МНР

Настоящая статья базируется на анализе составленной коллективом Советско-Монгольской геологической экспедиции карте геологических формаций Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000 и основных закономерностях пространственного и временного размещения важнейших эндогенных полезных ископаемых. Метод анализа — выявление корреляционных связей между геологическими и рудными формациями, выделение структурно-формационных и металлогенических комплексов, соответствующих их распространению зон, поясов, областей. Определения перечисленных понятий приведены в работах С.С. Смирнова [10], В.А. Кузнецова [5], Р.М. Константинова [2, 3], в книге "Тектоника Монгольской Народной Республики" [11] и др.

На территории МНР выделены следующие структурно-формационные комплексы и отвечающие им крупнейшие стадии формирования континентальной коры: 1) дорифейского кристаллического основания; 2) океаническая и переходная (геосинклинальная); 3) континентальная (орогенная, платформенная). Каждому структурно-формационному комплексу геологических формаций, пространственно и во времени локализованному в конкретных структурно-формационных зонах, отвечает соответствующий набор рудных формаций, пространственно и во времени локализованных в соответствующих металлогенических зонах.

Несколько структурно-формационных и металлогенических зон, образовавшихся в единую геологическую и соответственно металлогеническую эпоху, объединяется в тектоно-магматические и металлогенические ареалы. В статье представлены данные о строении следующих, традиционно выделяемых для территории МНР тектоно-магматических и металлогенических ареалов: 1) докаледонского (архей, нижний—средний протерозой, нижний—средний рифей); 2) позднерифейско-раннекембрийского; 3) раннепалеозойского (Є₂—О); 4) среднепалеозойского (S—C); 5) позднепалеозойского (C₂—P); 6) раннемезозойского (T—J₁₋₂); 7) позднемезозойского (J₃—K₁); 8) кайнозойского.

Металлогенические особенности зон дорифейского основания, океанической и переходной стадий в каждом из перечисленных ареалов изучены еще недостаточно, в связи с чем многие проблемы их геодинамики и металлогении могут быть только поставлены, но не решены.

К докаледонским структурно-формационным комплексам отнесены геологические формации дорифейского кристаллического основания и нижнего—среднего рифея. По данным Ф.П. Митрофанова с соавторами [8] и Н.С. Зайцева, формации дорифейского кристаллического основания принимают участие в строении всех складчатых систем, включая герциниды. В целом они вырисовывают угловато-овальный блок, занимающий северную и центральную части и северную окраину восточной части Монголии. Он осложнен развитием наложенных, более молодых складчатых систем. В составе этих комплексов выделены архейские магматические породы кислого и среднего состава, изначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма и сопоставляемые с древнейшими породами щитов (в том числе "серых" тоналитовых гнейсов); ниже-, среднепротерозойские, главным образом вулканогенные породы среднего состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (лептит-амфиболит-кварцитового состава).

Более молодые, предрифейские, комплексы характеризуются либо карбонатно-кварцито-терригенным, либо лептинит-амфиболитовым и карбонатно-кварцито-амфиболитовым составом.

В целом, по мнению Ф.П. Митрофанова с соавторами [8], дорифейская геологическая история МНР близка к дорифейской истории структур щитов. Отличие, сохраняющееся пока на современном уровне исследований, заключается в отсутствии ультрабазитов, в частности типичных коматиитов, столь характерных для зеленокаменных поясов.

Характерной особенностью геодинамики дорифейского этапа геологической истории развития территории МНР является наличие мощной ранней континентальной коры с глубоко дифференцированным магматизмом (до гранитов рапакиви). В пределах этой коры хотя и проявлялись в рифее деструктивные рифтогенные процессы (рои сближенных даек), но очень слабо, что было обусловлено, по-видимому, высокой нагретостью, пластичностью и непроницаемостью древнейшей континентальной коры Монголии.

Из известных для территории МНР докембрийских полезных ископаемых упомянем рудные формации железистых кварцитов, железисто-яшмо-кварцитовую; слюдяных и керамических пегматитов, нередко с ювелирным гранатом; апатит-титаномагнетитовую, связанную с габбро-анортозитами. Имея в виду упомянутую выше аналогию с древнейшими щитами, в связи с дорифейскими комплексами МНР можно ожидать находок зон рекометальных метасоматитов, пегматитов, гранитов и некоторых других полезных ископаемых.

Характерной чертой строения тектоно-магматического ареала позднего рифея—раннего кембрия является широкое развитие пород офиолитовой ассоциации (метабазальты, гипербазиты, габброиды, кремнистые сланцы, реже породы спилит-кератофировой, базальт-андезитовой, дацит-риолитовой формаций), образующих протяженные пояса (Идери-Джидинский, Гоби-Алтайский, Баян-Хонгорский, Прихэнтэйский). Эти пояса разделены выступами докембрийского основания.

По мнению многих исследователей, офиолитовые пояса (структурно-формационный комплекс океанической стадии) маркируют остатки достаточно крупного океанического бассейна (или бассейнов), который с севера граничил с континентом (докембрийские выступы). На краю последнего формировалась Прихубсугульская структурно-формационная зона с корой переходного типа.

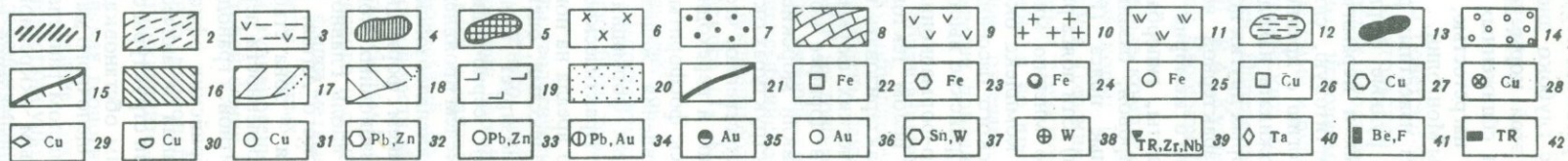
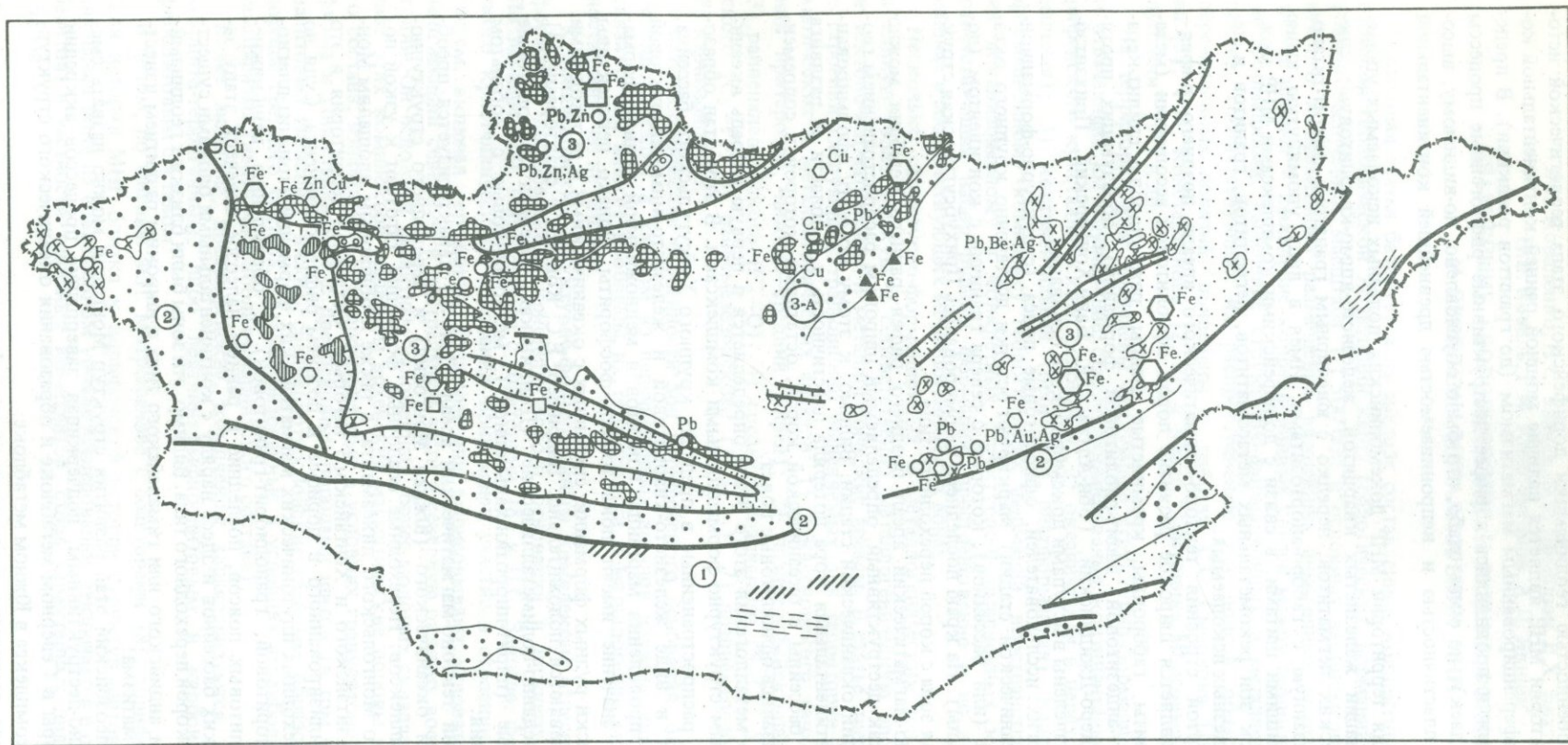
В целом тектоно-магматический ареал позднего рифея—раннего кембрия можно охарактеризовать как деструктивный, определяемый широким распространением геологических формаций океанической стадии. Видимо, к этому моменту сформированная в дорифее континентальная кора потеряла пластичность и в области ее раздвига возникли морские бассейны с океанической корой, остатками которой в современных структурах оказались офиолитовые пояса.

Естественно, что металлогения этого этапа определяется в первую очередь океаническим и переходным структурно-формационными комплексами. В этот этап образовались фосфориты, распространенные в пределах крупного Хубсугульского бассейна, проявления железа в виде железисто-кварцитовый и железисто-яшмо-кварцитовый рудных формаций, проявления марганца, бокситов и медножильной рудной формации. Практическое значение имеют пока только фосфориты. Однако перспективы этого ареала на поиски рудных формаций, связанных с океаническими и переходными комплексами, оцениваются положительно. Например, Е.С. Контарь с соавторами [4] прогнозирует колчеданно-полиметаллические (Джидинская, Озерная офиолитовые зоны), серно-медные (пирит-пирротин-халькопирит), медно-цинковые с кобальтом и никелем проявления.

Раннепалеозойский тектоно-магматический ареал (фиг. 1) характеризуется преобладанием формаций океанического (Южная Монголия) и переходного структурно-формационных комплексов. Переходные осадочные формации тяготеют к узкой полосе вдоль Главного Монгольского линеймента, а также к обширным площадям Монгольского Алтая, Хэнтэйского и Хангайского нагорьев. Остальная территория в это время — зона стабилизированного в дорифее и позднем рифее континента. Судя по приуроченности переходных плутонических магматических формаций (тоналит-плагиогранитной, гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой) к обрамлению венд-нижнекембрийских офиолитовых поясов, последние в раннем палеозое отвечали этапу замыкания океанических бассейнов и здесь наряду с континентальными блоками существовали структуры с корой переходного типа. Видимо, эти зоны были близки к геодинамическим обстановкам андийского или гималайского типа с широким развитием известково-щелочного магматизма.

В целом раннепалеозойский этап развития структур Монголии можно назвать смешанным аккреционно-деструктивным, подчеркивая завершение процессов аккреции континентальной коры в Северном мегаблоке и образования океанического структурно-формационного комплекса в Южном мегаблоке.

В раннем палеозое выявлены следующие рудные формации, практическая значи-



мость которых изучена недостаточно: железо-яшмо-кварцитовая, связанная с терригенными флишоидными формациями; железо-скарновая, полиметаллическая скарновая, полиметаллическая жильная, золото-сульфидно-кварцевая, медноскарновая, тяготеющие к поясам развития тоналит-плаггиогранитных и гранодиоритовых интрузивов; золото-сульфидно-кварцевая в океанических комплексах Южной Монголии. Последняя, как и Хэнтэйская переходная зона, перспективна в отношении колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных месторождений.

Подавляющая часть известных рудопроявлений данного этапа относится к скарновым и пространственно связана с поясами и областями развития плутонических магматических пород — Идэро-Хэнтэйским поясом с проявлениями железа и цинка; Озерным поясом с проявлениями железа; Восточно-Монгольской областью с проявлениями железа, свинца, золота и серебра.

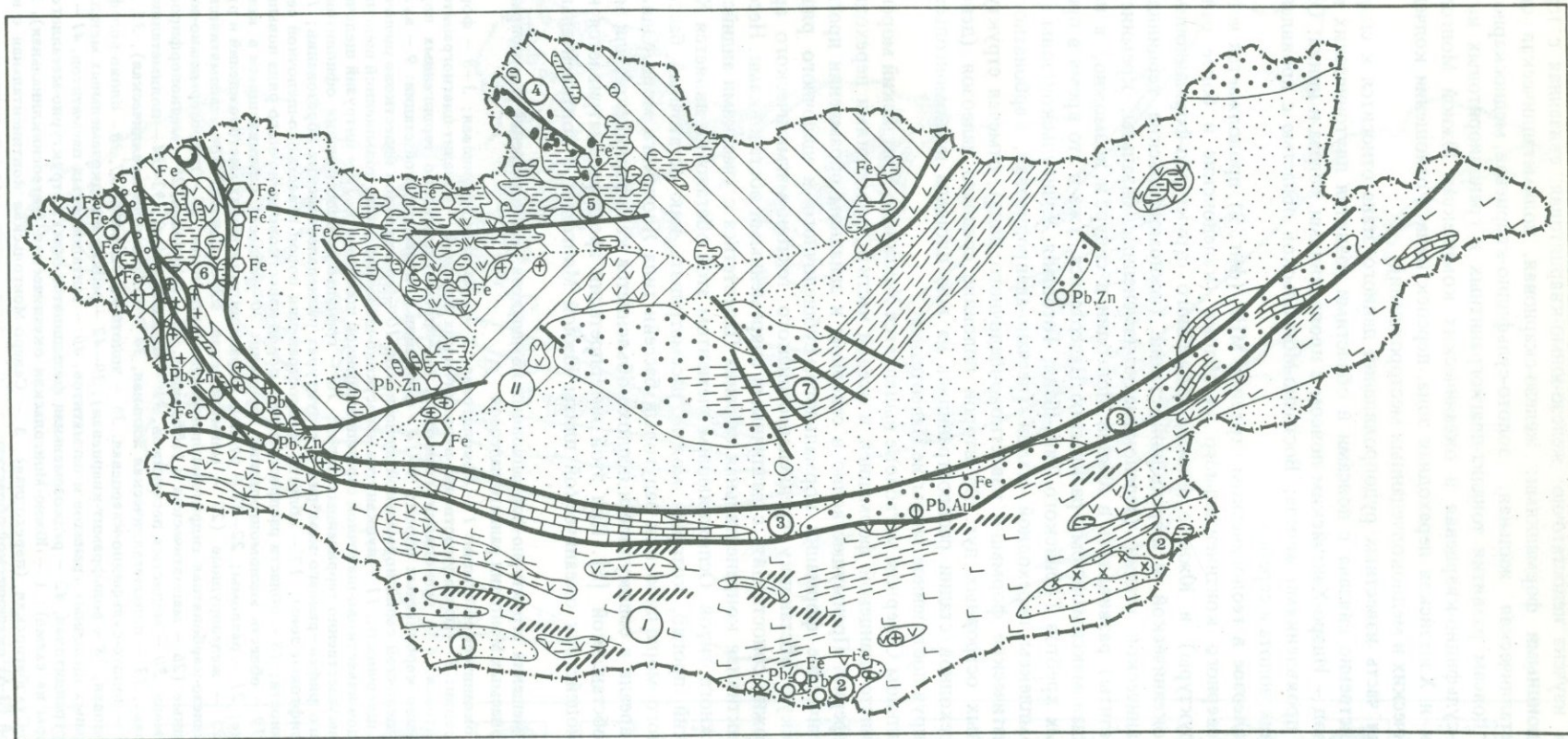
В среднем палеозое в геологическом строении МНР (фиг. 2) продолжается четкое обособление Северного континентального мегаблока (каледонские и более ранние складчатые структуры) и Южного блока, сложенного структурно-формационными комплексами океанической и переходной стадий (южномонгольские герциниды). Формации океанической стадии (зеленокаменно-измененные базальты, кремнистые сланцы, гипербазиты) развивались в Южной Монголии в силуре и, возможно, в начале девона, отвечая максимальному раскрытию Палеотетиса. Уже в это время в пределах современных хребтов Гобийского Тянь-Шаня, Тотошаня, Улангульской зоны формировались комплексы переходной стадии (песчано-алевролитовая, карбонатно-терригенная, магматические формации известково-щелочного ряда), отмечая структуры типа современных островных дуг. Во второй половине среднего палеозоя (девон) комплексы переходной стадии распространились на всю площадь южномонгольских герцинид, фиксируя постепенное закрытие Палеотетиса.

В континентальном Северном мегаблоке выделяется Хангайско-Хэнтэйский морской прогиб с кремнисто-сланцевой формацией в осевой части и формациями переходной стадии по периферии. Преимущественно в северном и западном обрамлении прогиба развиты магматические формации нормального, субщелочного и щелочного рядов.

Геодинамическую обстановку среднепалеозойского тектоно-магматического ареала Монголии можно сопоставлять с различными современными обстановками. Несомненно, что это активная континентальная окраина Палеотетиса с участками андийского и островодужного типов. Осложняющим элементом этой обстановки является Хангайско-Хэнтэйский прогиб, который можно рассматривать как остаточный бассейн типа Средиземного моря либо как задуговой бассейн типа Японского моря. Однако строение всего ареала в совокупности неплохо объясняется калифорнийской или монголо-охотской обстановкой [6]. При этой интерпретации ареал рассматривается как результат взаимодействия океанической плиты Южной Монголии с континентальной

Фиг.1. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых Монголии раннего палеозоя

1-2 — формации океанической стадии: 1 — офиолитовая, 2 — кремнисто-сланцевая; 3-8 — формации переходной стадии: 3 — преимущественно вулканических пород, 4 — тоналит-плаггиогранитная, 5 — гранитоидоритовая, 6 — гранодиорит-гранитная, 7 — преимущественно терригенных пород, 8 — преимущественно карбонатных пород; 9-14 — формации континентальной стадии: 9 — вулканических известково-щелочной серии нормальной щелочности, 10 — гранитоидов известково-щелочной серии нормальной щелочности, 11 — вулканических известково-щелочной серии повышенной щелочности, 12 — гранитоидов известково-щелочной серии повышенной щелочности, 13 — интрузий щелочных пород, 14 — преимущественно терригенных пород; 15 — границы распространения офиолитового комплекса позднего рифея-раннего кембрия в структурах раннепалеозойских образований; 16 — континентальные рифтовые зоны; 17 — области распространения пород известково-щелочной серии нормальной щелочности; 18 — области распространения пород известково-щелочной серии повышенной щелочности; 19 — область южномонгольских герцинид; 20 — области, развивавшиеся в континентальном режиме; 21 — разломы; 22-42 — рудные формации эндогенных месторождений и рудопроявлений: 22-25 — железорудные (22 — магматическая, 23 — контактово-метасоматическая, скарновая, 24 — железо-карбонатная гидротермально-метасоматическая, 25 — гидротермально-жильная), 26-31 — медные (26 — магматическая в габброидах, 27 — скарновая, 28 — меднопорфировая, 29 — самородной меди, 30 — медистых песчаников, 31 — медножильная), 32-34 — полиметаллические (32 — скарновая, 33 — полиметаллическая жильная, 34 — золото-полиметаллическая), 35, 36 — золоторудные (35 — золото-сульфидно-кварцевая, 36 — золото-кварцевая), 37, 38 — олово-вольфрамовые (37 — скарновая, 38 — вольфрамит-кварцевая), 39-42 — редких и редкоземельных металлов (39 — редкометаллических щелочных гранитов и пегматитов, 40 — танталоносных пегматитов, 41 — фенакит-флюорит-берtrandитовая, 42 — редкоземельная фельдшпатоидная); структурно-металлогенические зоны (цифры на схеме): 1 — Южно-Монгольская океаническая (эвгеосинклинальная), 2 — Монголо-Алтайско-Сухэбаторская (переходная), 3 — Северо-Монгольская континентальная с внутренней Хэнтэйской (З-А) океанической областью



Фиг.2. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых среднего палеозоя Монголии

Условные обозначения те же, что на фиг.1; структурно-металлогенические зоны и пояса (цифры на схеме): 1 – Южно-Монгольская с океанической корой (1 – Гоби-Тяньшанский пояс с корой переходного типа, 2 – блоки с корой континенталь-

ного типа, 3 – Гоби-Алтайско-Сухэбаторский пояс с корой переходного типа); II – Северо-Монгольская зона с корой континентального типа (4 – Прихубсугульская область щелочного магматизма, 5 – Идэро-Селенгинский пояс субщелочных и нормальных известково-щелочных магматических пород, 6 – Монголо-Алтайский пояс аналогичных пород, 7 – Хангайско-Хэнтийский наложенный прогиб с формациями океанической и континентальной стадий)

плитой Северной Монголии, под которой формируется зона Заварицкого—Беньофа в пределах Монгольского Алтая и перекрывается система срединно-океанического хребта под Хангайско-Хэнтэйским прогибом.

В общем в среднем палеозое существовала обстановка замыкания Палеотетиса, практически прекратившего существование к первой половине карбона. Главный тектонический процесс этого этапа — аккреция континентальной коры и наращивание ее к югу за счет Палеотетиса.

В соответствии с этим к проявлениям железа, свойственным и более ранним металлогеническим эпохам, в среднем палеозое добавляются в большом количестве проявления полиметаллов, меди, золота, серебра (см. фиг. 2), подавляющая часть которых тяготеет к полям развития плутонических магматических пород. Среди щелочных пород известны уртиты — ценное сырье на глинозем и другие, связанные с переработкой нефелина компоненты. Выявлены первые проявления вольфрама. Если правомерно сопоставление данного ареала с калифорнийской обстановкой, то в районе Северной Монголии и Монгольского Алтая должны быть широко распространены бимодальная и лейкогранитовая с литий-фтористыми гранитами формации и связанные с ними проявления вольфрама, олова, молибдена, редких элементов, флюорита и других полезных ископаемых. Однако не исключено, что большая часть площади развития таких формаций распространена за пределами МНР.

Перспективы Южно-Монгольской зоны аналогичны рассмотренным выше для офиолитов более ранних этапов.

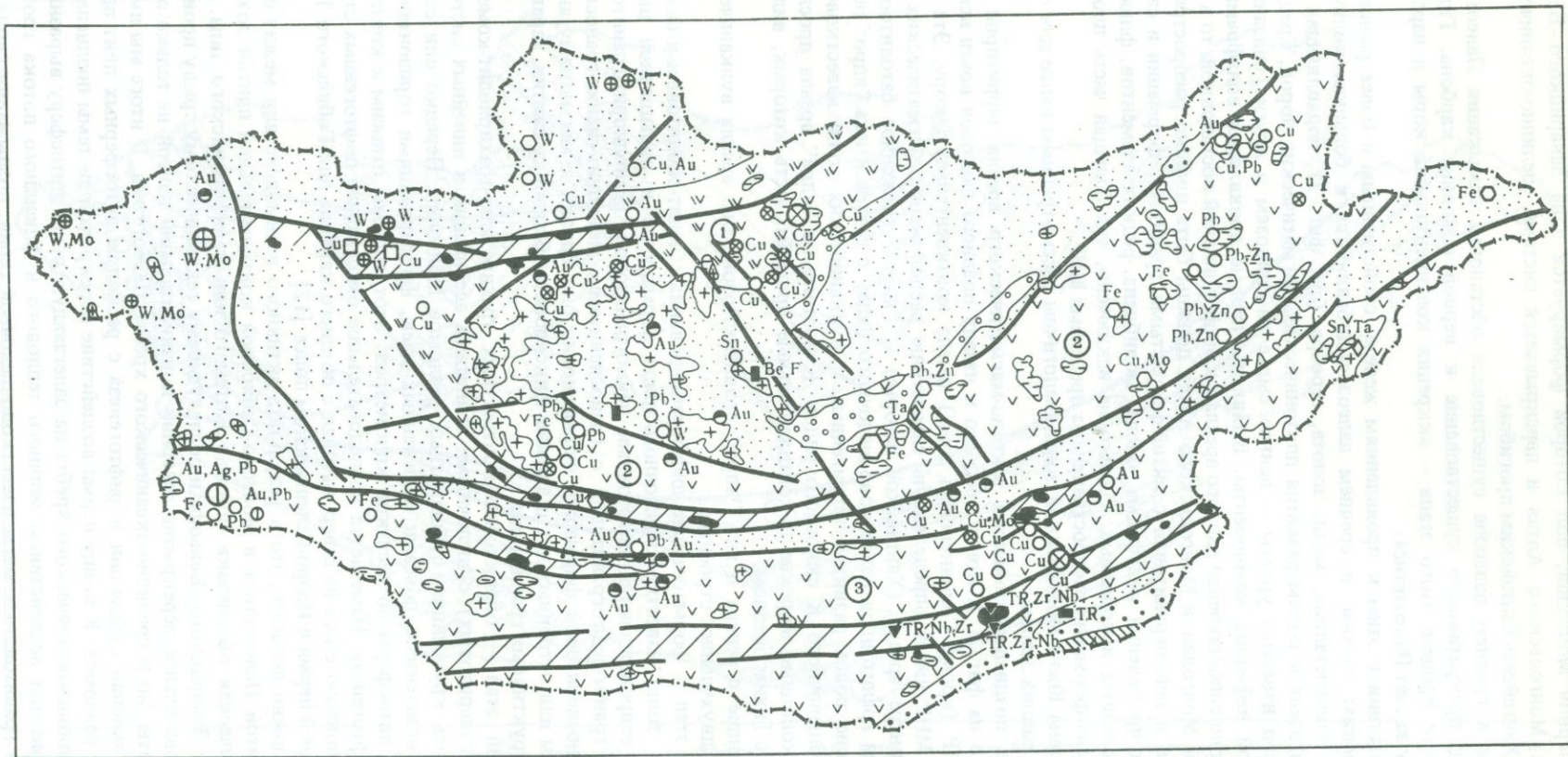
Строение позднепалеозойского тектоно-магматического ареала территории МНР представлено на фиг. 3. К концу среднего и началу позднего палеозоя почти вся территория МНР (кроме Солонкерской зоны) имела континентальную кору. Эта часть территории МНР имеет определенную симметрию расположения магматических формаций. В центре ареала (Хангайское нагорье) — "ядро", сложенное батолитообразными телами гранитоидов известково-щелочного ряда; с севера и юга "ядро" обрамляют широкие пояса развития терригенных и вулканических толщ известково-щелочного, субщелочного и щелочного рядов. К востоку от "ядра" ареала прослеживаются мелководные морские и континентальные прогибы, часть которых, видимо, имели связь с Тихим океаном.

Обрамляющие с севера и юга "ядро" позднепалеозойского ареала вулканические пояса имеют двухчленное строение.

1. Ранний этап — формирование дифференцированных дацит-риолитовых и базальт-андезитовых толщ известково-щелочного ряда нормальной и повышенной щелочности. Они сопровождаются интрузиями лейкогранитовой, гранодиорит-гранитовой, гранитовой, гранит-лейкогранитовой с граносиенитами, монзонит-сиенит-граносиенитовой и граносиенитовой формаций. Формационно они близки к магматизму андийской окраины или островных дуг и должны фиксировать обстановку сжатия, характерную для деструктивных границ плит.

2. Поздний этап — образование контрастных трахибазальт-трахириолит-комендитовых (пантеллеритовых) с щелочными гранитами ассоциации в линейных системах грабенов вдоль крупнейших субширотных разломов Монголии. Нередко они сопровождаются гигантскими поясами сближенных даек, фиксирующими горизонтальное раздвижение литосферы до десятков километров. Этот этап мы относим к континентальному рифтогенезу. Намечается последовательное омоложение рифтогенных структур по направлению с юга на север, начиная с позднего карбона для Гобийского Тянь-Шаня до поздней перми в Идрэ-Селенгинском поясе [12].

В целом можно полагать, что в результате активного взаимодействия между океанической плитой Палеотетиса и Монголо-Сибирской континентальной плитой возникла геодинамическая обстановка монголо-охотского или калифорнийского типа. При этом по зоне Заварицкого—Беньофа и последующему тектоническому срыву происходило последовательное перекрытие северной континентальной плитой не только океанической плиты, но и срединно-океанического хребта Палеотетиса. В итоге мы имеем совмещение явлений субдукции и рифтогенеза с расколом литосферных плит вдоль более ранних разломов. К концу перми воздействие перекрытой системы позднепалеозойского срединно-океанического хребта на залегающую выше литосферу выразилось в выплавлении под воздействием мощного теплового и флюидного потока громадных объемов гранитоидных магм известково-щелочной серии, воздымании свода над их камерами и образовании на краях свода вторичных рифтогенных структур. В связи



Фиг.3. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых позднего палеозоя Монголии
 Условные обозначения те же, что на фиг.1; структурно-металлогенетические зоны (цифры на схеме): 1 – Северо-Монгольская; 2 – Центрально-Монгольская; 3 – Южно-Монгольская

с изложенным позднепалеозойский этап мы называем аккреционно-рифтогенным: продолжалось наращивание континентальной коры за счет южных районов МНР и начался рифтогенез континентальной литосферы.

В позднепалеозойский металлогенический этап сформировались месторождения и проявления меди (в основном медно-молибденовая, медноскарновая формации), пространственно связанные с известково-щелочными вулканитами раннего-среднего карбона, ранней перми, а также с монцитит-сиенит-граносиенитовой и субщелочной гранит-лейкогранитовой формациями. Важными факторами в размещении медного оруденения являются поперечные северо-западные разломы. К этому же этапу приурочены проявления золота (золото-кварцевая, золото-серебряная, золото-халцедоновая, золото-редкометаллическая, золото-сульфидно-кварцевая рудные формации), тантала, ниобия, лития (танталоносные граниты и пегматиты), редких земель, циркония, ниобия (редкометаллические щелочные граниты и псевдолейцитовые сиениты), полиметаллов (жильная и реже скарново-полиметаллическая рудные формации, часто связанные с гранодиорит-гранитовой и субщелочной гранит-лейкогранитовой магматическими формациями), железа (скарновая), олова, вольфрама (касситерит-вольфрамит-кварцевая формация), редко флюорита.

В целом отметим следующие общие металлогенические особенности позднепалеозойского тектоно-магматического ареала: 1) возрастание продуктивности, выраженное как в количестве рудных проявлений, так и в увеличении их масштабности вплоть до крупных промышленных месторождений (медь, полиметаллы и др.); 2) увеличение по сравнению с предыдущими эпохами разнообразия эндогенных полезных ископаемых; 3) усиление роли проявлений литофильных элементов — олова, вольфрама, редких земель, ниобия, циркония, фтора; 4) приуроченность большинства эндогенных рудных проявлений к полям развития магматических пород.

Набор и распределение эндогенных рудных проявлений согласуются с монголо-охотской геодинамической моделью для данного возраста.

Строение мезозойских ($T-J_{1-2}$ и J_3-K_1) тектоно-магматических и металлогенических ареалов рассмотрено в ряде публикаций [7, 9]. Эти ареалы сформированы на континентальной коре и занимают восточную часть, крайний юг и северо-запад страны. В результате мезозойских дифференцированных глыбовых деформаций с элементами растяжения и сжатия возникли системы конседиментационных молассовых прогибов, которые окаймляли обширные сводовые поднятия домезозойского основания. В этой зональной картине закономерное положение занимают магматические породы разного состава: в центральных частях ареалов, совпадающих с поднятиями, развиты батолитообразные массивы известково-щелочной серии, к западу переходящие в зону мелких тел лейкогранитов (в том числе редкометаллических литий-фтористых); северная и южная периферии ареалов характеризуются породами повышенной щелочности. Мезозойские ареалы Монголо-Охотского пояса — прототипы геодинамических обстановок монголо-охотского (калифорнийского) типа.

Для раннемезозойского металлогенического ареала выделены Хэнтэйский золото-редкометаллический с проявлениями свинца и железа пояс по обрамлению Хэнтэйско-Даурского свода; Хангайско-Восточно-Монгольский комплексный (вольфрам-полиметаллы-тантал-золото-железо) пояс; Юго-Восточный редкометаллическо-полиметаллический рудный пояс.

Для позднепалеозойского металлогенического ареала отмечается Внутренний редкометаллическо-золото-полиметаллический пояс вдоль северо-восточной границы МНР; Замыкающий флюорит-вольфрам-редкометаллическо-золото-полиметаллический пояс; Гобийский редкометаллическо-редкоземельный пояс, пространственно связанный с рифтогенными структурами с щелочными (с карбонатитами) и бимодальными магматическими ассоциациями; Северо-Западный сереброносный район.

Кайнозойский тектоно-магматический ареал имеет относительно простое строение. Щелочные базальтоиды этого возраста образуют крупные поля в пределах широкой меридионально ориентированной полосы от оз. Хубсугул до Гобийского Алтая, а также плато Дариганга на юго-востоке МНР. По данным В.В. Кепежинскас [1], в Хубсугульско-Хангайской зоне развиты калиевые щелочные базальтоиды, а на плато Дариганга — натриевые щелочные базальтоиды. Формирование кайнозойского ареала связано с континентальным рифтогенезом в результате мантийного сводообразования (аплифта) в итоге столкновения Индостанской и Азиатской континентальных плит. В продуктах выбросов моногенных шлаковых конусов (Шаварын-Царам, Чулуту и др.)

встречаются мантийные перцолитовые нодулы с ювелирным хризолитом и пиропом.

Анализируя в целом эволюцию геодинамических обстановок и металлогении Монголии на протяжении всего фанерозоя, отметим направленный ее характер. Начиная с раскола дорифейского основания в рифее—нижнем кембрии, эволюция геологической структуры территории Монголии направлена в сторону наращивания континентальной коры к докембрийскому "ядру", а затем — к интенсивной тектонической переработке этой коры.

Позднерифейско-раннекембрийская и раннепалеозойская эпохи носили преимущественно фемический металлогенический характер (железо, марганец, золото, редко медь). Первая из них, названная нами эпохой деструкции дорифейского основания, по ведущему полезному ископаемому является фосфатной эпохой с железом, марганцем и перспективами на колчеданное оруденение. В раннепалеозойскую эпоху аккреции континентальной коры появляются пояса известково-щелочных гранитоидов и связанные с ними железо- и меднорудные скарны. Поэтому раннепалеозойскую металлогеническую эпоху мы называем железоскарновой с медью, полиметаллами, золотом и перспективами на колчеданное оруденение.

Со среднего палеозоя, для которого характерно продолжение аккреции континентальной коры, значительно развиваются субщелочные, щелочные и лейкогранитовые магматические формации, в связи с чем наряду с упомянутыми выше проявлениями распространены меднопорфировые руды, олово, вольфрам, бериллий, ниобий, золото в редкометальных формациях. Эту эпоху мы называем также железоскарновой, но с медью, полиметаллами, золотом, редкими элементами и металлами.

Позднепалеозойская аккреционно-рифтогенная эпоха отличается еще большей ролью литофильных элементов. По ведущим полезным компонентам эту металлогеническую эпоху мы называем медно-редкометальной с полиметаллами и золотом. Медно-редкометальная специфика позднего палеозоя Монголии объясняется широким развитием окраинно-континентальных поясов известково-щелочных и субщелочных вулканитов и континентально-рифтогенных базальт-трахириолит-комендит-щелочно-гранитных ассоциаций. В раннем мезозое продолжались процессы переработки континентальной коры. Проблематичным для этого времени является развитие окраинно-континентальных вулканических поясов и таким же проблематичным оказывается наличие в эту эпоху крупных месторождений меднопорфировых руд. Зато широко распространены проявления олова, вольфрама, молибдена, золота, полиметаллов, тантала, ниобия, бериллия. В целом раннемезозойскую эпоху мы называем золото-редкометальной.

Процесс тектонической переработки континентальной коры с участием рифтогенеза продолжался и в позднем мезозое. Однако в связи с тем, что гранодиорит-гранитное "ядро" этого ареала переместилось на восток, в область Становика, за пределы Монголии, менее характерными для металлогении этого этапа становятся золото, железо, медь, полиметаллы. Зато появляются проявления редких земель, стронция, флюорита, серебра, висмута, связанные с бимодальными и щелочными магматическими ассоциациями. Учитывая широкую распространенность проявлений и месторождений олова и вольфрама, позднемезозойскую металлогеническую эпоху называем редкометально-флюоритовой с редкими землями, стронцием, серебром, висмутом, бериллием, танталом, золотом и полиметаллами.

Второй общий вывод касается сходства и отличий тектоно-магматических ареалов на территории МНР, начиная со среднего палеозоя (девона) и кончая поздним мезозоем. Сходство проявляется в наличии в пределах континентальных частей ареалов центрального морского или континентального прогиба (Хангайско-Хэнтэйский, Монголо-Охотский и др.), в области выклинивания которых или на их периферии концентрируется магматизм. Наиболее полный такой зональный ареал (например, для раннего мезозоя) имеет следующее строение: около прогибов размещаются гранодиорит-гранитные или тоналит-плагиогранитные интрузивы известково-щелочной серии ("ядра" ареалов), ближе к периферии "ядер" — мелкие массивы лейкогранитов (зона "распыленного" магматизма) и поля вулканитов, к самой периферии ареалов — щелочные породы. К "ядрам" ареалов приурочены проявления золота, железа, иногда полиметаллов; в зоне "распыленного" магматизма к ним добавляются проявления вольфрама, олова, молибдена, меди, тантала, ниобия; к периферической зоне щелочных магматических пород — проявления редких земель и других редких элементов.

Среднепалеозойский ареал на территории МНР, видимо, представлен в большей степени "ядром" с металлогенией зоны "распыленного" магматизма только в преде-

лах крайней северной и западной частей Монголии. К позднепалеозойскому ареалу на территории МНР относятся "ядро" и частично обе периферические зоны. В связи с этим по периферии ареала проявляются концентрации олова, вольфрама, тантала и развиты Южно-Гобийский и Северо-Монгольский редкоземельно-цирконий-ниобиевые пояса. Раннемезозойский ареал на территории МНР — все упомянутые зоны с соответствующей металлогенической характеристикой. Позднемезозойский ареал представлен только зонами "распыленного" магматизма, в связи с чем здесь наиболее широко развиты проявления вольфрама, редких земель, флюорита.

Отличия ареалов выражаются в различной роли структурно-формационных комплексов океанической и переходной стадий, в наличии или отсутствии окраинно-континентальных вулканических поясов, в различии фаций глубинности магматических комплексов.

Третьей общей особенностью металлогении МНР является частое сочетание в одной зоне ареалов литофильной и халькофильной минерализации. В то же время различные зоны отличаются по наличию или отсутствию литофильной минерализации. Это может быть обусловлено генетической связью литофильной минерализации с определенными геохимическими типами или формациями магматических пород и отсутствием такой связи с многими магматическими формациями для проявлений халькофильных элементов. Последние, как неоднократно отмечалось, могут быть связаны с различными породами парагенетически или через флюиды ранних стадий дифференциации магматических очагов.

Л и т е р а т у р а

1. *Кепежинкас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
2. *Константинов Р.М.* Формационный анализ эндогенных рудных месторождений при металлогенических исследованиях. — В кн.: Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М.: Недра, 1972, с. 142—211.
3. *Константинов Р.М.* Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1972. 130 с.
4. *Контарь Е.С., Либанова Л.Е., Ган Баатар Т.* О доорогенной металлогении Монголии. — Геология руд. месторождений, 1980, № 6, с. 72—78.
5. *Кузнецов В.А.* Рудные формации: Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.
6. *Кузьмин М.И., Филиппова И.Б.* История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое. — В кн.: Строение литосферных плит. М.: Наука, 1979, с. 189—223.
7. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
8. *Митрофанов Ф.П., Казаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
9. Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
10. *Смирнов С.С.* Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 17—34.
11. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
12. *Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 190 с.

А.Д. Щеглов, И.Н. Говоров, В.И. Шульдинер

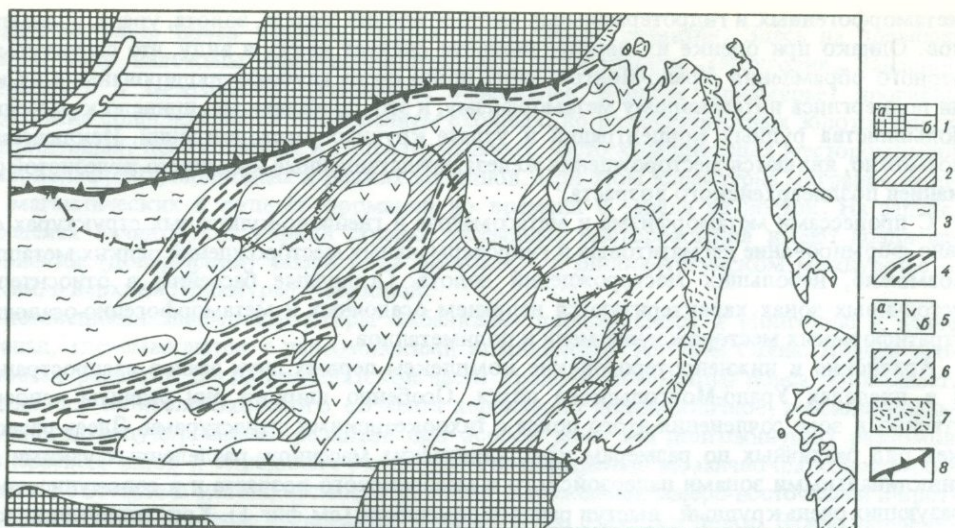
ОСНОВНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБЛАСТИ СМЫКАНИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА С ЦИРКУМТИХООКЕАНСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Геология и металлогения восточного сектора трансконтинентальной гигантской складчатой структуры Урало-Монгольского пояса в области его смыкания с планетарными структурами Тихоокеанского подвижного пояса характеризуются большой сложностью [1], обусловленной длительным полициклическим развитием этой территории и наложенным характером циркумтихоокеанских структур в зоне перехода континента к океану (фиг. 1). Говоря о восточной части Урало-Монгольского пояса, нельзя не отметить скромных по объему, теперь уже давних, но крайне содержательных работ А.Е. Ферсмана [8], наметившего впервые Монголо-Охотский геохимический пояс с характерной оловянно-вольфрамо-молибденовой минерализацией, сходной для районов Приамурья, Забайкалья и Монголии. Ныне в геологической истории этой огромной области отчетливо выделяются пять самостоятельных этапов развития. Из них первые два являются общими для всей Восточной Азии и отражают особенности тектонической и металлогенической эволюции этой части континента. В наиболее полной форме они выражены за пределами Урало-Монгольского пояса, в раннедокембрийских структурах его рамы, особенно детально изученных на примере Алдано-Станового щита Сибирской платформы.

Специальный анализ, предпринятый на материалах этого региона [9], показал, что в составе фундамента платформ существенно преобладают самые древние образования раннеархейского возраста (более 3,5 млрд. лет). Эти комплексы глубоко специфичны, что обусловлено прежде всего особым термальным режимом, господствовавшим на ранних стадиях геологической истории, о чем свидетельствует изучение условий метаморфизма. Вопреки бытующему мнению о равномерности древнейшего метаморфизма нижнеархейские комплексы здесь метаморфизованы в очень широком диапазоне температур и давлений, но вместе с тем обладают замечательным свойством — близкой к линейной зависимостью между этими параметрами. Эта зависимость указывает на равномерное распределение температур по латерали и на литостатическую природу давления. Она позволяет установить положение раннеархейской геотермы, наклон которой оказывается очень небольшим — порядка 20 град/км, что не сильно отличается от современного среднего градиента. Однако раннеархейская геотерма оказывается резко смещенной в высокотемпературную область, так что ее начальная точка, соответствующая температуре земной поверхности, попадает в интервал $300 \pm 100^\circ\text{C}$. Столь высокая температура поверхности возможна только при наличии плотной горячей атмосферы, обеспечивавшей сильный парниковый эффект. Зная, что первичная атмосфера находилась в равновесии с гидросферой (о наличии которой свидетельствует присутствие в нижнеархейских разрезах пород, несомненно, осадочного происхождения), можно рассчитать, что атмосфера имела существенно водный состав при давлении у поверхности около 100–150 атм.

Охарактеризованным термальным режимом могут быть объяснены главные особенности нижнеархейских комплексов, такие как повсеместная высокая метаморфизованность при отсутствии существенных термальных градиентов, фациальная и структурно-формационная однородность по латерали и т.п. Эволюцией этого режима обусловлена также определенная вертикальная направленность в строении нижнеархейского разреза. В его низах в целом преобладают метавулканы основного состава; подчиненные им кислые породы также представлены здесь метавулканидами. Вверх по разрезу увеличивается роль метасадков, а среди них возрастает количество кварцитов и глиноземистых пород и появляются известковистые. В верхах роль карбонатных и глинисто-карбонатных отложений становится особенно значительной. Определенная направленность прослеживается и в эволюции вулканогенных формаций.

Главным результатом раннеархейских процессов седиментогенеза, магматизма и метаморфизма явилась интенсивная эндогенная и экзогенная дифференциация мантийного материала, приведшая к быстрому формированию мощной (до 40 км) глубоко и повсеместно метаморфизованной сиалической оболочки, содержащей особый комплекс полезных ископаемых, главным образом крупных метаморфогенных месторождений



Фиг.1. Тектоническая схема восточного фланга Урало-Монгольского пояса

1 — дорифейские (а), байкальские и раннекаледонские (б) структуры обрамления; 2 — кристаллические массивы — выступы дорифейского фундамента; 3 — рифейские, палеозойские и мезозойские миогеосинклинали (преимущественно на дорифейском сиалическом фундаменте); 4 — рифейские, палеозойские и мезозойские эвгеосинклинали (в зонах растяжения и разрыва дорифейского сиалического фундамента); 5 — терригенные (а) и вулканогенные (б) наложенные впадины мезозойского возраста; 6 — мезозиды Тихоокеанского пояса; 7 — окраинный вулканический пояс; 8 — Монголо-Охотский краевой структурный шов

железа, глиноземистого сырья, слюд, возможно, горного хрусталя. Валовой состав пород этой оболочки близок к андезито-базальту, т.е. составу выплавившегося из мантии магматического вещества. Поверхностная же дифференциация этого вещества в условиях химически чрезвычайно активной среды дала тот резко контрастный по составу и гравитационно неравновесный профиль первичной коры, который мы наблюдаем в древнейших разрезах.

Крупнейшие концентрации полезных ископаемых, в первую очередь железа, определяют важное металлогеническое значение самой древней эпохи.

Второй крупный этап охватывает поздний архей и ранний протерозой (3,5–1,7 млрд. лет назад). Это время структурной дифференциации протокоры, на которой заложились новые подвижные элементы — протогоеоантиклинальные и протогоеосинклиальные пояса. Разделяющие их относительно устойчивые глыбы местами характеризуются наличием осадочного покрова, свойственного миогеосинклиналам или подвижным платформам.

Протогоеоантиклинальные пояса можно назвать гнейсово-купольными, так как они представляют собой обширные области развития гнейсовых куполов, группирующихся местами в виде цепочек, местами — неправильных скоплений, нередко внушительных размеров. Особенности строения гнейсовых куполов свидетельствуют об интенсивном воздымании кислого материала в виде флюидно-расплавных колонн, в которых массоперенос осуществлялся в разных формах — в виде диапиров, интрузий магмы и гранитизирующих растворов. Протогоеосинклиальные области представлены зеленокаменными поясами, а на более глубинных уровнях — кристаллосланцевыми трогами, которые являются корнями зеленокаменных поясов. Кристаллосланцевые трогии почти всюду имеют синклинальное строение с простой воронкообразной формой поперечного сечения, что можно объяснить гравитационным стеканием, "проваливанием" вещества на глубину. Видимо, троговые структуры располагались над нисходящими ветвями конвекционных ячеек, восходящими ветвями которых были активно воздымавшиеся массы в соседних гнейсово-купольных поясах. Результатом конвекционного перемещения вещества было установление гравитационно равновесного профиля земной коры с ее современным двухъярусным строением и консолидация коры.

Структуры второго этапа обладают богатым комплексом полезных ископаемых, однако их значение и масштабы еще во многом неясны. Особенно широкий спектр полезных ископаемых присущ зеленокаменным зонам, и по аналогии с подобными структурами других регионов мира здесь можно было бы ожидать наличие крупных осадочно-

метаморфогенных и гидротермальных месторождений железа, золота, урана, полиметаллов. Однако при оценке их перспективности следует иметь в виду, что структуры северного обрамления Урало-Монгольского пояса очень глубоко эродированы, а их корни подверглись интенсивному метаморфизму, и это, по-видимому, привело к рассеянию большинства рудных концентраций и утрате крупных месторождений. Исключением, возможно, являются месторождения железа, представленные кремнисто-железистой формацией позднеархейского возраста.

С процессами метаморфизма и метасоматоза в гнейсово-купольных структурах связано формирование пегматитовых и гидротермальных месторождений редких металлов, возможно, небольших месторождений золота. Осадочные бассейны в относительно устойчивых зонах характеризуются наличием осадочных и метаморфогенно-осадочных стратиформных месторождений меди и полиметаллов.

Архейские и нижнепротерозойские комплексы первых двух этапов распространены и в пределах Урало-Монгольского пояса. Особенно широко они развиты непосредственно в зоне сочленения этого пояса с тихоокеанскими структурами. Здесь расположен ряд различных по размерам кристаллических массивов, разделенных узкими геосинклинальными зонами палеозойского и мезозойского возраста и в совокупности образующих очень крупный выступ раннего докембрия (см. фиг. 1). Кристаллические комплексы этого выступа интенсивно переработаны палеозойскими и мезозойскими движениями и подверглись наложенным, нередко многократно проявленным процессам гранитизации и метаморфизма. Тем не менее специальное изучение позволяет различить в них реликты тех же древнейших структурных элементов, что и в раннедокембрийском обрамлении пояса: глубоко метаморфизованной сиалической протокоры, кристаллосланцевых трогов, гнейсовых куполов. Те же элементы различаются и в основании терригенных геосинклиналей, там, где кристаллические комплексы фундамента вскрыты эрозией [9]. И только в узких эвгеосинклинальных поясах древний сиалический фундамент, вероятно, отсутствует, будучи уничтоженным в процессе раздвиговых дислокаций при заложении геосинклинальных швов.

Связанные с раннедокембрийскими комплексами месторождения в пределах Урало-Монгольского пояса, по-видимому, не сохранились, однако следует предположить, что древнейшая кора с ее геохимической специализацией на редкие металлы (W, Mo, Nb, Ta, TR и др.), золото и фтор во многом определила металлогенический облик более молодых рудных провинций, развивающихся на раннедокембрийском субстрате.

Таким образом, на примере древних этапов развития области смыкания рассматриваемых подвижных поясов, в особенности детального изучения докембрийских порог северной рамы восточной части Урало-Монгольского пояса и некоторых срединных массивов (Буреинского, Охотского), удастся "прочитать" новые страницы геологической жизни архейской и раннепротерозойской эпох [9]. В частности, можно охарактеризовать некоторые проблемные вопросы образования земной коры континентального типа, с развитием которой связаны перечисленные выше метаморфогенные и гидротермальные месторождения.

Третий тип обусловлен формированием собственно урало-монгольских складчатых структур, заложение которых, по-видимому, началось в рифее. Восточно-азиатская их часть охватывает огромную площадь от Монголии до Приохотья и имеет сложное и длительное развитие, обусловленное возникновением различных по возрасту, часто унаследованных прогибов геосинклинального типа. Наиболее древней четко выраженной структурой является Монголо-Охотский краевой шов (зона), отчленяющий структуры Урало-Монгольского пояса от консолидированных структур Сибирского кратона. В пределах этой зоны ее различные части развивались неодинаково. Восточная часть, охватывающая территорию от Забайкалья до Приохотья, представляла собой шовную зону, наиболее контрастно выраженную на участке сближения Аргунского и Буреинского срединных массивов с Алданским щитом. Здесь унаследованно, хотя и с перерывами, в течение рифея, венда-палеозоя и раннего мезозоя накапливались мощные граувакко-вулканогенные эвгеосинклинальные толщи, сменившиеся лишь к середине — концу юры терригенными и вулканогенными молассаами. Эта часть зоны сформировалась, по-видимому, в результате рифтогенного растяжения коры с утонением и разрывом гранито-гнейсового слоя и разрастанием базальтового. Она имеет и соответствующий металлогенический облик, выраженный преимущественно протерозойскими колчеданными рудопроявлениями (Янканская зона). Вдоль многочисленных тектонических зон известны ртутные рудопроявления условно мезозойского возраста.

Западная часть пояса характеризуется иным типом развития. Здесь на древнюю шовную зону наложены миогеосинклинальные палеозойские (Монголия, Западное Забайкалье) и мезозойские (Восточное Забайкалье, Верхнее Приамурье) прогибы. Их развитие сопровождается проявлением сходных, но разновозрастных золоторудных добатолитовых, пегматитовых и гидротермальных, часто комплексных месторождений олова, вольфрама, молибдена и редких металлов. При этом характерна миграция сходных магматических и рудных формаций во времени с запада на восток. На западе, в пределах Зачиковской горной страны, указанные месторождения имеют позднепалеозойский (допермский) возраст, на востоке — в Шилка-Аргунском междуречье — юрский, в верхнем Приамурье — меловой.

Миогеосинклинальные структуры Забайкалья продолжают в Монголию и далее на запад, где смыкаются с палеозойскими комплексами Алтая и Саяна. Анализ особенностей развития Восточно-Азиатской части Урало-Монгольского пояса показывает, что для его Монголо-Охотского сегмента характерно полициклическое, геосинклинальное, иногда редуцированное развитие при особой роли зон долгоживущих разломов типа краевых швов и глубинных разломов. Это определило мозаично-блоковое строение всего сегмента в целом, несмотря на четко выраженные северо-восточные и широтные простирания главных складчатых и разрывных структур пояса. Важно подчеркнуть, что металлогения Монголо-Охотского сегмента, несмотря на различный возраст месторождений, удивительно сходна по набору сочетаний рудных элементов, определяющих ее сиалический профиль.

Четвертый этап, начавшийся в конце палеозоя и охвативший весь мезозой, выражается в развитии тихоокеанских структур — геосинклинальных прогибов и вулканических поясов в зоне перехода от континента к океану. Меридиональные, линейные структуры мезозойского складчатого пояса Сихотэ-Алиня накладываются на субширотные структуры Урало-Монгольского пояса, срезают их, частично наследуя конфигурацию жестких блоков и Становика. Металлогения геосинклиналей характеризуется проявлением золотого, вольфрамового, оловянного и молибденового оруденения. Наиболее отчетливо наложение тихоокеанских структур на структуры восточной части Урало-Монгольского пояса проявляется в развитии мезозойских окраинно-континентальных вулканических поясов (Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского), которые являются звеньями единого циркумтихоокеанского вулканического кольца и неразрывно связаны с эволюцией Тихоокеанского сегмента нашей планеты. Формирование вулканических поясов на отдельных участках происходит параллельно с развитием геосинклиналей, отражая связь вулканизма с глубинными слоями тектоносферы. Для наложенных вулканических поясов характерна флюоритовая, серебряная, золотая и меднопорфировая минерализация; местами с ними связано оловянное и полиметаллическое оруденение.

Металлогения наложенных вулканических поясов изучена еще недостаточно. Несомненно связь месторождений со сложно построенными вулкано-купольными структурами, часто формирующимися на пересечении разломов, а также важная роль древнего субстрата в локализации рудных районов. Одновременное развитие геосинклиналей и вулканических поясов в некоторых зонах тихоокеанских структур позволяет предполагать выявление в геосинклинальных комплексах новых типов осадочно-гидротермальных месторождений вольфрама, олова, возможно, золота и серебра. Для поисков этих месторождений среди геосинклинальных комплексов наиболее благоприятны широтные зоны рудоконтролирующих разломов, к которым в вулканических поясах приурочены рудные образования.

Наконец, в области смыкания Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов широко проявились процессы мезозойской тектоно-магматической активизации (новый этап), выраженные наиболее контрастно в жестких структурах обрамления и фундамента Урало-Монгольского пояса (Становик, Алданский щит, Буреинский массив, каледониды Монголии и Забайкалья). Эти процессы сопровождаются широким спектром гидротермальных месторождений, обусловленных эволюцией мантийных магматических очагов. Выделяются две группы месторождений, связанных: а) с вулканогенными прогибами (W, Sn, Mo); б) с наложенными угленосными впадинами (F, Hg, W, Sb). Характеристика этих групп месторождений хорошо известна. Отметим, что обе группы месторождений отчетливо контролируются разрывными нарушениями. По своим генетическим особенностям, связям с магматическими образованиями и рудоконтролирующими структурами эти месторождения во многом сходны с месторожде-

ниями орогенной стадии развития некоторых других геосинклинальных зон Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов. Это обстоятельство, с учетом фактического материала по другим регионам, позволяет в настоящее время более уверенно считать, что процессы тектоно-магматической активизации (автономной, по А.Д. Щеглову) и орогенеза являются во многом сходными, если не идентичными и, по-видимому, их следует рассматривать как одну группу самостоятельных тектонических процессов (режимов), проявляющихся независимо от геосинклинального развития [10].

Такой подход к анализу указанных процессов показывает, что рудные месторождения, связанные с процессами тектоно-магматической активизации, формируются в области смыкания Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов как в жестких структурах обрамления геосинклинальных зон, так и в пределах последних. Однако более отчетливо они проявляются в консолидированных рамках геосинклиналей и "затушеваны" в разновозрастных складчатых структурах.

Для месторождений, проявляющихся среди жестких структур геосинклинального обрамления, характерна их локализация вдоль протяженных линейных зон рудоконтролирующих разломов, реже в локальных изометричных рудных районах; для геосинклинально-складчатых областей более типична локализация месторождений в изолированных рудных районах на пересечении глубинных разломов в сложном рисунке очаговых купольно-глыбовых структур.

Одним из важных вопросов геологии и металлогении Монголо-Охотского и Тихоокеанского рудных поясов является характер взаимоотношений этих гигантских рудоносных структур в области их сочленения. Несомненно, что на широтные палеозойские сооружения Монголо-Охотского пояса отчетливо накладываются более молодые тихоокеанские структуры. Палеозойский субстрат ясно "просвечивает" под мезозойскими структурами Верхнего Приамурья и Приохотья, а на Шантарских островах складчатые структуры девона представлены полными разрезами. Не исключено, что именно в районе Шантарских островов палеозойские широтные структуры меняют свое простираие на северо-восточное, уходя в районы Корякии и Камчатки и далее, возможно, хребта Брукса на Американском континенте. В этом случае мы вправе говорить о трансконтинентальном Монголо-Охотско-Американском едином рифейско-палеозойском складчатом поясе. Характерно, что этот пояс един, во-первых, по возрасту и набору развитых в его пределах формаций, во-вторых, общему тектоническому рисунку складчатости и, в-третьих, некоторым особенностям металлогении (Pb, Zn, Cu, Mn), прежде всего раннегеосинклинальной.

Не менее сложно обстоит вопрос с пониманием природы мезозойских Восточно-Забайкальского и Верхне-Амурского вторично-геосинклинальных (?) флишвидных прогибов, приуроченных в общем тектоническом рисунке зоны сочленения рассматриваемых поясов к южному борту Монголо-Охотского краевого шва. Являются ли эти прогибы принадлежностью Монголо-Охотского пояса или это "аппендиксы" мезозойд Тихоокеанского пояса, как считают многие исследователи? Анализ имеющегося материала позволяет высказать достаточно аргументированное мнение, что мезозойские прогибы Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья, сложенные триасовыми и юрскими морскими песчаниково-сланцевыми комплексами, представляют собой структуры типа вторичных "сланцевых" геосинклиналей, тесно связанных с развитием палеозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. Особенно отчетливо эта связь фиксируется в Забайкалье, где устанавливается практически полное сходство между среднепалеозойскими прогибами, магматизмом этого времени и металлогенией Западного Забайкалья и юрскими аналогичными образованиями Восточного Забайкалья. В этом регионе отмечается миграция во времени сходных осадочных, магматических и рудных комплексов с юго-запада (Монголия, Западное Забайкалье) на восток и северо-восток (Верхнее Приамурье). Юрские и меловые осадочные комплексы Сихотэ-Алиния и Нижнего Приамурья характеризуются меридиональным простираием, секущим монголо-охотские структуры; по своему вещественному составу они резко отличаются от близких по возрасту формаций Монголо-Охотского пояса, что в последние годы дало основание Ю.А. Косыгину и др. [5] отнести их к эвгеосинклинальным образованиям.

Наиболее отчетливо пересекают монголо-охотские структуры, накладываясь на них и формируя верхний структурный этаж, меловые эффузивные комплексы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Они наиболее контрастно подчеркивают более древний возраст Монголо-Охотского пояса, самостоятельное значение окраинно-контин-

ментальных вулканических поясов и их неоспоримую принадлежность к циркумтихоокеанским структурам.

Таким образом, в области сочленения монголо-охотских и тихоокеанских структур мы встречаемся с несколькими очень важными особенностями геологического и металлогенического развития этой территории: 1) с отчетливым наложением меридиональных (в области сочленения) циркумтихоокеанских структур на широтные структуры Монголо-Охотского пояса; 2) с характерным "просвечиванием" монголо-охотских структур под наложенными структурами Тихоокеанского пояса; 3) с намечающимся продолжением палеозойских структур через Корякию и Северную Камчатку на Американский континент, что составляет еще неизученную страницу геологической истории архиглобального (Урало-Казахстано-Монголо-Охотско-Североамериканского?!) палеозойского складчатого пояса. Особо следует подчеркнуть, что наложение тихоокеанских структур на монголо-охотские не отразилось на их металлогении. В области смыкания этих структур не устанавливаются признаки наследования оруденения фундамента в месторождениях вулканических поясов. Это, по-видимому, связано с тем, что структуры и месторождения Монголо-Охотского пояса в основном коровые образования, тогда как тихоокеанские вулканические пояса и их месторождения обязаны своим происхождением развитию мантийных зон тектоносферы.

Геологические и металлогенические особенности рассматриваемой территории свидетельствуют о независимом развитии Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов и наложенном характере последнего. Анализ особенностей развития рудных процессов в области смыкания Урало-Монгольского пояса с циркумтихоокеанскими структурами показывает, что существуют два независимых пути развития рудных процессов — последовательное и параллельное. Следует отметить, что до последнего времени считалось, что геологическое и металлогеническое развитие конкретных регионов практически всегда обуславливает последовательное (иногда цикличное) формирование тектонических структур и связанных с ними месторождений. Предполагалось, что последовательное развитие геологических (в том числе и рудных) процессов является ведущей формой их проявления в земной коре.

Новый фактический материал, в особенности по геологии и типам рудных районов Тихоокеанского сегмента Земли и, в частности, зоны смыкания урало-монгольских и тихоокеанских структур, последние геофизические данные о неоднородном строении различных слоев литосферы в совокупности с современными представлениями о региональных источниках рудообразующих веществ позволяют говорить о широко развитом в земной коре параллельном проявлении рудных процессов [11].

Анализ этих данных показывает, что на современной поверхности земной коры в пределах ее разных тектонических элементов на территории крупных регионов, реже локальных рудоносных площадях реализуются рудные процессы в виде определенных групп месторождений (рудных формаций), которые формировались параллельно (одновременно), но генетически связаны с принципиально различными геологическими явлениями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли. Возможны разные комбинации "параллельных" рудных процессов, совмещенных и не совмещенных в пространстве. Среди первых намечаются следующие ряды, отражающие сочетание рудных процессов (месторождений), которые могут проявляться в земной коре одновременно, в пределах одних и тех же геологических структур (совмещенно в пространстве), при параллельном функционировании рудогенерирующих очагов в пределах разных геосфер (цифрами условно показаны группы месторождений, соответствующие определенным структурам, обозначенным аналогично, и связанные с рудогенерирующими источниками разных геосфер; сочетания цифр отражают возможные варианты параллельного проявления рудных процессов (месторождений), совмещенных в пространстве):

1. Платформы	1, 3, 6
2. Геосинклинально-складчатые зоны	
а) фемические	2а, 3, 4, 6
б) сиалические	2б, 3, 4, 6
3. Области тектоно-магматической активизации	3, 4, 6
4. Вулканические пояса (Тихоокеанского сегмента)	3, 4, 6
5. Океанические рифтовые зоны	5, 6
6. Зоны горизонтальных смещений крупных геологических масс	6

Эта общая схема объясняет некоторые важные особенности размещения рудных месторождений, которые необходимо учитывать при металлогеническом анализе регионов. Она имеет практическое значение, в особенности для выявления новых типов гидротермально-осадочных месторождений, так как месторождения, связанные с тектоно-магматической активизацией, могут формироваться в водной среде геосинклинальных ванн или континентальных бассейнов.

Уточнение изложенных представлений во многом зависит от дальнейших исследований по выяснению источников рудного вещества. На это настоятельно обращал внимание В.И. Смирнов, подчеркивая их важность для более глубокого познания региональных закономерностей размещения месторождений. Область смыкания Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов, находящихся в зоне перехода континентальной коры к океанической, представляет собой интересный полигон для подобных исследований. Именно на примере области смыкания Урало-Монгольского и Тихоокеанского складчатых поясов предполагается (доказывается), что некоторые месторождения имеют мантийные источники рудного вещества. К ним относятся некоторые оловянные, вольфрамовые, молибденовые, золото-серебряные и флюоритовые месторождения [11].

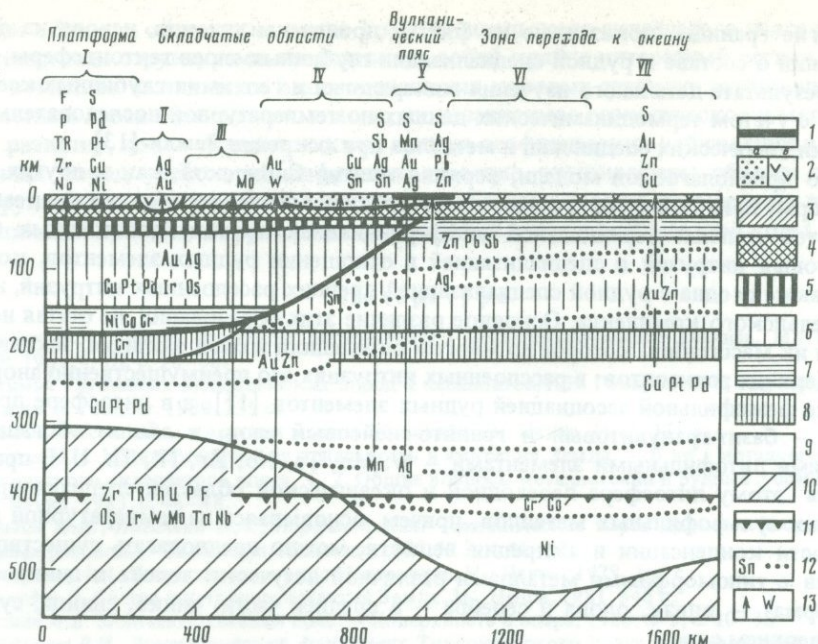
В некоторых рудных районах устанавливается одновременное проявление полиметаллической, оловянной и борной минерализации; в других — медной и оловянной.

Такие особенности связаны, по-видимому, с характером глубинного строения области смыкания двух складчатых поясов и прежде всего с положением этой области в зоне перехода от континентальных структур к океаническим. Для некоторых секторов этой зоны характерны уменьшенная мощность гранитного слоя, развитие базальтового и неглубокое залегание мантии, иногда с выведенными на поверхность ее блоками. В зоне сочленения разновозрастных складчатых областей весьма контрастно проявлен контроль крупных эндогенных месторождений тектоническими зонами глубинного заложения. При этом рудные районы расположены, как правило, на пересечении разломов различного простирания над валлообразными поднятиями мантийного слоя (например, Комсомольский рудный район).

В области смыкания Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов особенности размещения рудных месторождений во многих случаях не укладываются в рамки представлений "традиционной геосинклинальной металлогении", так как многие из них проявляются независимо от развития геосинклинально-складчатых областей и накладываются на них. Для таких месторождений структуры земной коры — это только благоприятные "макроловушки", а не тектонические элементы, эволюция которых определяет их образование. Эти месторождения не связаны с развитием структурно-формационных зон земной коры. Их примером могут служить оловянные и полиметаллические месторождения Кавалеровского и Комсомольского рудных районов, шеелитовое месторождение Восток-2, некоторые другие месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского складчатого пояса. Особое значение для локализации месторождений имеет карбонатная среда, которая влияет не только на минеральный состав руд, но и на их морфологию и практически всегда обуславливает появление богатых месторождений скарнового типа. Для оловянных и вольфрамовых месторождений зоны смыкания, связанных с процессом активизации, характерно повышенное содержание в рудах сульфидных минералов, из которых очень широко распространен халькопирит (Комсомольский район).

Отмеченные особенности металлогении области смыкания Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов и в первую очередь типичное для наиболее крупных рудных районов параллельное проявление рудных процессов в связи с магматическими очагами различной природы заставляют искать первопричины возникновения металлогенических поясов не только в истории геологического развития конкретных регионов, но главным образом в неоднородностях состава глубоких частей тектоносферы и специфике протекающих в них физико-химических процессов. Эта ведущая роль глубинных оболочек в металлогенических процессах наиболее отчетливо проявляется в области смыкания Монголо-Охотского и Тихоокеанского поясов, расположенных в особых условиях зоны перехода от континента к океану, т.е. зоны сочленения наиболее контрастных по своему строению сегментов литосферы Земли.

Разработанная нами рудно-петрогеохимическая модель тектоносферы области смыкания показана на фиг. 2 в виде идеализированного разреза, захватывающего на северо-востоке край Сибирской платформы (I) и проходящего по направлению на юго-восток через восточную часть Монголо-Охотской складчатой области (II), срединный



Фиг. 2. Петрогеохимическая модель тектоносферы области смыкания Монголо-Охотского пояса с циркумтихоокеанскими структурами

1 — окраинно-континентальный вулканический пояс; 2 — вулканогенно-осадочный слой коры сиалического (а) и мафического (б) типов рифейского и более позднего возраста; 3 — гранито-гнейсовый слой; 4 — базит-гранулитовый слой; 5 — перидотиты и пироксениты с флогопитом; 6 — лерцолиты, пироксениты, магнезиальные эклогиты; 7 — гарцбургиты и дуниты; 8 — верлиты; 9 — магнезиально-железистые калийсодержащие эклогиты и пироксениты; 10 — козситовые и двуминеральные эклогиты, гросспидиты, пироксениты магнезиального типа; 11 — верхняя граница фазового перехода пород в гранатит; 12 — геохимическая специализация слоев тектоносферы; 13 — уровни генерации металлоносных диапиров и ассоциирующие месторождения. I — Сибирская платформа; II — Монголо-Охотская складчатая область; III — срединный кристаллический массив; IV — Сихоте-Алиньская складчатая область; V — Восточно-Сихоте-Алинский вулканический пояс; VI — впадина Японского моря; VII — Хоккайдо-Сахалинская складчатая область

кристаллический массив, условно включающий Буреинский массив, Анюйский выступ и северную часть Ханкайского массива (III), Сихотэ-Алинскую область (IV) с краевым вулканическим поясом (V), впадину Японского моря (VI) и южную часть Хоккайдо-Сахалинской области (VII). Для этих структур вне географической привязки показаны наиболее характерные типы месторождений, связанные с глубинными очагами: редкометалльно-карбонатитовый и медно-никелевый (Сибирская платформа), золото-кварцевый (Монголо-Охотский пояс), кварцево-молибденовый (срединный массив), скарново-золото-шеелитовый (стык срединного массива и Сихотэ-Алинской области), касситерит-силикатный и оловянно-серебряно-сульфосольный (Сихотэ-Алинская область), золото-серебряный и скарново-полиметаллический (краевой вулканический пояс), медноколчеданно-полиметаллический (Хоккайдо-Сахалинская область).

Идеализированный разрез коры из четырех слоев — вулканогенного (континентального), вулканогенно-осадочного (геосинклинального), гранито-гнейсового и базит-гранулитового, имеющий общую мощность 25–40 км, построен по геофизическим данным и материалам изучения стратиграфических разрезов. На основании геофизических данных по залеганию кровли слоя с низкой электропроводностью или пониженной скоростью поперечных сейсмических волн, т.е. астеносферы, граница между деплетированным слоем гарцбургитов и дунитов, подстилающим кору в переходной зоне, и слоем лерцолитов и пироксенитов проведена на глубине около 60 км. Граница, проходящая на глубине 220 км и носящая имя Леманна, характеризуется увеличением скоростей сейсмических волн и плотностей на 3–4% и соответствует, по мнению Д. Андерсона [12], положению кровли эклогитового слоя, который протягивается до глубины 670 км; небольшое увеличение скоростей сейсмических волн и плотностей на глубине около 400 км связывается А.Э. Рингвудом [7] с переходом оливина в структуру шпинели, а Д. Андерсоном [12] — с превращением эклогитов в гранатит, т.е. с растворением пироксенов и других минералов в структуре граната.

Все другие границы, показанные на фиг. 2, проведены условно, исходя из общих представлений о составе и рудной специализации глубинных слоев тектоносферы, полученных в результате детального изучения минералогии и геохимии глубинных ксенолитов [2-4] с учетом термодинамических данных по температурной последовательности конденсации химических соединений и металлов при аккреции Земли [13].

Согласно предполагаемой модели, верхняя мантия Сибирской, как и других древних платформ, принципиально отличается от верхней мантии переходных и океанических областей сильной вертикальной дифференциацией по типу расслоенных базит-гипербазитовых интрузий и специализацией в отношении рудных элементов, которая в общем также сходна с рудной специализацией древних расслоенных интрузий, например Бушвельдского комплекса. Основное различие этих образований, не считая несоизмеримости их масштабов, которое во многом определило и сами различия, заключается в составе верхних горизонтов: в расслоенных интрузиях это преимущественно анортозиты с той же фемофильной ассоциацией рудных элементов [11], а в литосфере древних платформ — базит-гранулитовый и гранито-гнейсовый слои, в общем обогащенные тугоплавкими литофильными элементами — W, Mn, Ta, Nb, Zr, TR, Th, U. В противоположность этому литосфера переходной и океанической областей специализирована в отношении сульфофильных металлов, причем, основываясь на температурной последовательности конденсации и аккреции веществ, можно предполагать существование здесь слоев с типоморфными металлами различной летучести: золота и цинка (силикатная форма) — внизу, олова и серебра — в средней части, цинка, свинца, сурьмы, ртути — в верхнем слое.

Эклогиты из ксенолитов в кимберлитовых трубках Якутии делятся на три группы: 1) магнезиальные эклогиты, близкие по геохимии к перидотитам и пироксенитам графит-пироповой фации; 2) магнезиально-железистые эклогиты с повышенным содержанием щелочей, минералов фемофильных и сульфофильных металлов, но низким содержанием тугоплавких литофильных элементов; 3) магнезиальные эклогиты с повышенным содержанием тугоплавких литофильных элементов, близкие в этом отношении к материковым базальтам и анортозитам Луны. Эти данные находят логическое объяснение, если считать, что магнезиальные эклогиты первого типа входят в состав литосферной линзы платформы, а эклогиты второго и третьего типов образуют самостоятельный подстилающий слой, причем последние залегают в его основании, представляя собой реликты коры лунной стадии развития Земли. Позднее лунной стадии (4,6-3,9 млрд. лет) происходила сначала аккумуляция слоя состава подщелоченных пикритов, превратившихся в дальнейшем в магнезиально-железистые эклогиты, а затем слоя, близкого по составу к углистым хондритам, послужившего основой для формирования океанической базальт-перидотитовой литосферы.

Образование литосферы протоконтинентов в преархейское время было связано, вероятно, с возникновением обширных очагов плавления за счет накопления радиогенного тепла в основании эклогитового слоя (в реликтовой "лунной" коре Земли) и внедрением мегадиапиров вещества, богатого литофильными элементами, в верхнюю хондритовую оболочку. Сопряженные с этими процессами куполообразные поднятия кровли нижнего горизонта сохранялись, очевидно, на протяжении всей последующей истории платформенных областей и периодически, по мере накопления радиогенного тепла, продуцировали диапир (плюмы), несущие редкометальную минерализацию. При исходном пикритовом и пикробазальтовом составе диапиров и взаимодействии образующихся расплавов с перидотитовым субстратом в присутствии углекислоты и других летучих возникали щелочно-ультраосновные магмы и связанные с ними месторождения редкометалльных карбонатитов. Вместе с тем в составе реликтовой коры могли находиться и более кислые породы, о чем свидетельствуют находки алмазонасных гроспидитов и коэзита в парагенезисе с алмазом, которые обогащены минералами фельсифильных элементов (W, Mo, Ta и др.) и диапире которых в случае очень быстрого подъема могли привноситься в кору мантийные кислые магмы, послужившие источником таких месторождений, как Клаймакс, Тырныауз, Восток-2, Джиди и др.

Для эклогитов и пироксенитов магнезиально-железистого типа характерно присутствие сульфидов меди, никеля, кобальта, цинка, иногда хромита, самородных серебра и золота. Эта специализация эклогитового слоя в его верхней части позволяет связывать с ней источник металлов для образования наиболее крупных месторождений таких типов, как касситерит-силикатно-сульфидный, близповерхностный золото-серебряный, медноколчеданно-полиметаллический (Куруко).

Таким образом, область смыкания Урало-Монгольского складчатого пояса с циркумтихоокеанскими структурами представляет собой крайне интересный регион. Здесь не только отчетливо выявляются взаимоотношения коровых структур разнородных и разновозрастных геосинклинальных поясов, их независимое геологическое и металлогеническое развитие, но и с использованием данных геофизических наблюдений и изучения глубинных пород удастся расшифровать строение тектоносферы области смыкания двух крупнейших складчатых поясов планеты и создать модель подкоровых процессов, определяющих проявление рудных месторождений в структурах земной коры.

Литература

1. Билибин Ю.А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. М.: Изд-во АН СССР, 1961, ч. III, с. 16–60.
2. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов/И.Н. Говоров, И.П. Илупин, А.Д. Харьков и др. М.: Наука, 1980. 239 с.
3. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
4. Говоров И.Н. Металлогеническая зональность и аккреция Земли. – В кн.: Металлогения Урало-Монгольского складчатого пояса. Т. 2. Общие вопросы металлогении и рудные формации. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 46–48.
5. Косыгин Ю.А., Натальин Б.А., Парфенов Л.М. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов. – Тихоокеан. геология, 1982, № 3, с. 46–52.
6. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 261 с.
7. Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 548 с.
8. Ферсман А.Е. Монголо-Охотский пояс. – Поверхность и недра, 1926, № 3, с. 10–18.
9. Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.
10. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.
11. Щеглов А.Д. О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре. – Докл. АН СССР, 1982, 267, № 1, с. 193–198.
12. Anderson D.L. A global geochemical model for the evolution of the mantle. – In: Evolution of the Earth, Geodynamics Series. Vol. 5. Washington: Am. geophys. union, 1981, p. 6–18.
13. Gossman L. Condensation in the primitive solar nebula. – Geochim. et cosmochim. acta, 1972, 36, p. 597–619.

УДК 553.3/4 (470.5+574+517.3)

У.А. Асаналиев, Ю.В. Богданов, В.К. Денисенко, Э.Г. Дистанов,
Э.И. Кутырев, Л.Ф. Наркелюн, В.В. Попов, И.Д. Турдукуев

СТРАТИФОРМНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

Под стратиформными понимаются месторождения цветных, редких, благородных и других металлов, пирита, барита, флюорита и др., по условиям формирования и закономерностям размещения подчиненные осадочным, осадочно-вулканогенным и метаморфическим толщам [20, 21]. К ним относятся полиметаллические месторождения в карбонатных формациях, медистые песчаники и сланцы, колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды в осадочно-вулканогенных толщах, а также месторождения молибдена, вольфрама, ванадия, стронция, бария, ртути, сурьмы и др., генетически связанные со слоистыми породами. Стратиформные месторождения имеют важное народнохозяйственное значение. Поэтому проблема их изучения заслуживает широкого обсуждения.

В пределах огромного внутриконтинентального Урало-Монгольского складчатого пояса Евразии широко распространены стратиформные рудные месторождения. За последние годы здесь выявлены новые, ранее не известные типы стратиформных месторождений вольфрама (Центральный и Южный Казахстан, Киргизия, Западный Узбекистан, Забайкалье), олова (Западный Узбекистан, Забайкалье, Западное Прибалхашье), фтора и редких щелочей (Узбекистан), барита (Жайльминская мульда, Каратау), флюорита (западные склоны Урала и др.).

Сравнительный анализ показывает, что из пяти глобальных складчатых поясов – Тихоокеанского, Средиземноморского, Атлантического, Арктического и Урало-Монгольского – последний характеризуется наибольшей стратиформной рудоносностью,

которая составляет основу металлогении Урало-Монгольского пояса. Следует подчеркнуть, что на его территории выявлены новые типы стратиформных месторождений, не известные в других складчатых поясах.

Стратиформные месторождения Урало-Монгольского пояса давно изучаются большим коллективом геологов. На базе таких месторождений, как Джекказганское, Сумсарское и др., развивались рудогенетические концепции советской геологической науки. На материалах ряда рудных месторождений пояса (Атасуйское, Холоднинское, Озерное) в последние годы доказываются гидротермально-осадочная, полигенная и полихронная природа стратиформных месторождений цветных и редких металлов [21, 22]. В этом поясе известны и прогнозируются почти все известные типы и виды стратиформных месторождений, описанные в мировой геологической литературе, что обусловлено сложностью и гетерогенностью его геологического развития. Он включает байкальские складчатые области Тимана, Таймыра, Енисейского края, Байкальского нагорья и Северного Прибайкалья, каледонские — Саянскую, Алтае-Салаирскую, Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Центральной Монголии и герцинские — Уральскую, Южного Тянь-Шаня, Восточного Казахстана, Прииртышскую, Южной Монголии, а также раннемезозойскую — Монголо-Охотскую. Среди них выделяются отдельные массивы и блоки более древнего, дорифейского, возраста (Кокчетавский, Буреино-Хинганский, Муюнкусумский и др.). Указанные складчатые области составляют основание молодых платформ и на больших площадях Урало-Монгольского пояса покрыты чехлом мезо-кайнозойских осадков, образуя Туранскую, Тургайскую и Западно-Сибирскую молодые плиты [15].

Стратиформные месторождения Урало-Монгольского пояса имеют различный геологический возраст — начиная от нижнего протерозоя до неогена включительно. Стратиформное оруденение, по далеко не полным данным, установлено на 17 стратиформных уровнях геосинклинальных и платформенных комплексов пояса. По геологическим и геохронологическим данным, наиболее древние месторождения образовались в нижнем протерозое Северного Тянь-Шаня (серноколчеданное, Акташ) и Кодаро-Удоканской зоны (медь, Удокан). В рифе формировались значительные месторождения колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд (Холоднинское, Горевское, Текелийское, Барвинское, Барскаунское), а также вольфрама, олова и др. Интенсивность образования стратиформных месторождений в различные периоды геологического развития пояса была неодинаковая. Наиболее активно стратиформное рудообразование происходило на рубежах позднего протерозоя—кембрия, девона—карбона и мела—палеогена (Урал, Алтай, Казахстан, Тянь-Шань).

Стратиформное рудообразование пояса проявилось в различных палеотектонических условиях. Известные колчеданные месторождения Урала и их аналоги в других областях пояса сформировались на ранней стадии развития эвгеосинклиналей в связи с базальтоидным магматизмом [11]. Большая группа месторождений связана с терригенно-карбонатными толщами миогеосинклинальных областей (Срединный Тянь-Шань, западные склоны Урала и Енисейского края). Значительное количество известных стратиформных месторождений цветных и редких металлов расположено в эпикальских, эпикаледонских и эпигерцинских прогибах на консолидированных складчатых основаниях, сложенных вулканогенно-терригенными, терригенно-карбонатными и терригенными формациями (Джекказган, Атасу, Джергалан, Минусинская депрессия и др.). В областях сочленения Урало-Монгольского пояса с Восточно-Европейской и Сибирской платформами развиты переходные структуры типа краевых прогибов, с которыми связаны определенные группы стратиформных месторождений меди, полиметаллов, флюорита и др. (Западное Приуралье, Западное Прибайкалье). Часть месторождений сопряжена с вулканогенно-карбонатными отложениями срединных массивов (Хандизинский район Узбекистана). Мезо-кайнозойские покровные отложения Туранской плиты и Ферганской депрессии концентрируют стратиформные проявления цветных, редких металлов, фосфорита и др.

Главнейшая особенность стратиформных месторождений заключается в их тесной генетической ассоциации с определенными и в то же время совершенно различными по своей природе геологическими формациями, образующимися в специфических палеотектонических, климатических и тектоно-магматических условиях. Общеизвестно, что стратиформные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с эвгеосинклинальными базальтоидными вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями. Этот критерий положен в основу прогнозирования новых

районов развития колчеданных руд [11]. Стратиформные свинцово-цинковые и реже ртутные месторождения находятся в тесной генетической связи с карбонатными известняково-доломитовыми формациями миогеосинклинальных структур (Миргалимсай, Шалкия, Сумсар и др.) и краевых прогибов (Западное Прибайкалье). Красноцветные медоносные формации, зарождаясь впервые в нижнем протерозое, прослеживаются во всей истории геологического развития пояса и достигают максимума в венде, девоне, карбоне, перми и мезо-кайнозое. Меденосные формации образуются во внутриплатформенных прогибах (Кодаро-Удоканская зона), эпиорогенных областях (Тенгиз-Сарысуйская зона), краевых прогибах (Западное Приуралье) и чехлах молодых платформ (Фергана, Южный Узбекистан). Колчеданно-полиметаллические месторождения пояса тесно связаны с углеродисто-кремнисто-терригенно-карбонатными формациями, часто содержащими вулканический материал, углеродистое вещество, а также слои и вкрапленность пирита (Атасу, Текели, Холоднинское, Барскаун и др.). Большая группа стратиформных месторождений свинца, цинка, вольфрама, молибдена, ванадия, олова, редких щелочей генетически связана с углеродисто-черносланцевыми формациями докембрия—фанерозоя (Тянь-Шань, Казахстан, Забайкалье и др.).

В Урало-Монгольском поясе устанавливается направленная эволюция стратиформного рудообразования во времени. Ранние этапы геологического развития пояса характеризуются ограниченным набором минеральных типов стратиформных месторождений. В это время формировались в основном месторождения медистых песчаников и колчеданных руд. В рифее видовой и количественный состав месторождений значительно расширился (месторождения колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд, вольфрама, олова и др.). В палеозое и особенно мезозое набор и видовой состав стратиформных месторождений усложняется. Формируются месторождения бария, стронция, фтора, сурьмы, ртути и других редких, рассеянных и редкоземельных элементов, неизвестные на ранних этапах развития пояса. Указанные особенности изменения состава стратиформного оруденения во времени обусловлены спецификой тектогенеза, магматизма и литогенеза региона.

Для стратиформных месторождений Урало-Монгольского пояса характерны слоистые пласто-, линзо- и гнездообразные формы рудных тел, согласные с напластованием вмещающих пород, сложный вещественный состав, горизонтальная и вертикальная зональность рудных минералов. По изотопному составу свинца среди основных стратиформных месторождений цветных металлов выделяются две группы: месторождения с возрастом свинца, соответствующим возрасту вмещающих пород (Жайремское, Холоднинское и др.); месторождения с более древним возрастом свинца относительно вмещающих толщ (Миргалимсайское, Шалкиинское, Сумсарское и др.). Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов главных стратиформных месторождений показывает, что в процессе формирования рудных залежей участвовала как глубинная, так и осадочная сера.

Изучение Урало-Монгольского пояса позволяет предложить следующую геолого-генетическую модель рассматриваемых месторождений, сущность которой заключается в том, что стратиформное оруденение имеет исходную сингенетическую природу. При этом источником рудного вещества в одном случае выступают продукты разрушения континентов, обогащенные рудными элементами, в другом — синхронный вулканизм или подводные гидротермы, а иногда — комбинация продуктов разрушения континентов и глубинных процессов. Однако независимо от источника рудного вещества образование рудных залежей подчиняется законам осадочного и вулканогенно-осадочного литогенеза. Рудное вещество в результате постседиментационных процессов претерпевает сложное и длительное преобразование в течение трех основных этапов — седиментационно-диагенетического, экзогенно (осадочно)-эпигенетического и метаморфического. На раннем седиментационно-диагенетическом этапе доминируют палеотектонические, формационные, стратиграфические факторы, определяющие общий характер областей седиментации и пространственное размещение рудных концентраций, стратиграфическое положение рудных залежей, их основные морфологические особенности; возникает ритмичность в строении продуктивных толщ, связанная с ней многоярусность оруденения и минералого-геохимическая зональность рудных залежей. Рудное вещество участвует во всех долитификационных процессах и седиментационных текстурах — ритмитах, входит в состав различных диагенетических образований; устанавливается ясный стратиграфический, литологический, фациальный и формационный контроль оруденения [2,18]. Основные особенности стратиформных

Т а б л и ц а 1. Главные типы осадочных месторождений

Характерные особенности месторождений	Мансфельдский	Джезказганский	Приуральский	Ачикташский	Сумсарский	Ферганский
1	2	3	4	5	6	7
Геотектонический режим	Платформенный, крайние части платформ	Орогенный, наложенные мульды	Платформенный, крайние прогибы	Субплатформенный, авлакогенный	Миогеосинклиальный	Платформенный
Господствующее направление тектонических движений при седиментации	Трансгрессия		Регрессия		Трансгрессия	Регрессия
Рудоносная формация	Пестроцветная мелководно-морская	Пестроцветная паралическая	Пестроцветная внутриконтинентальная	Углеродистая карбонатно-терригенная	Карбонатная известково-доломитовая	Пестроцветная
Фациально-палеогеографические обстановки	Мелководные, прибрежно-мелководные, аридные	Лагунно-дельтовые, аридные	Континентальные, дельтовые, аллювиальные, озерно-болотные, аридные	Мелководные, прибрежно-морские	Мелководные, лагуно-мелководные	Прибрежно-мелководные, дельтовые
Рудолокализирующие элементы палеоструктур	Конседиментационные мульды вблизи поднятий	Пологие крылья конседиментационных поднятий, подводные дельты, борта впадин	Речные долины, русла рек	Узкий грабен (трог)	Конседиментационные впадины и мульды мелководья	Подводные дельты
Строение рудоносных толщ, форма рудных тел	Единые плащеобразные залежи; пластообразная	Многоярусное; линзо-, ленто- и пластообразная	Многоярусное; линзообразная	Простое; пласто-, линзообразная	Многоярусное; пластообразная	Многоярусное; линзообразная и конкреционная
Литологический состав рудоносных пород	Глинистые сланцы, алевролиты, мергели, известняки, реже доломиты	Гравелиты граввакковые песчаники, алевролиты	Конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники	Графитистые и слюдяные сланцы	Доломиты, известняки, реже кремнистые известняки и доломиты	Песчаники, алевролиты, аргиллиты
Диagenетическое преобразование	Послойное распределение минералов в различных диагенетических нарушениях слоистости, сульфидные конкреции, псевдоморфозы по растительным остаткам	Рудные конкреции, оползни, кластические дайки, псевдоморфозы по растительным остаткам	Рудные конкреции, псевдоморфозы по растительным остаткам	Пиритовые кремнистые конкреции	Послойное распределение минералов, сульфидные конкреции, псевдоморфозы по органическим остаткам	Образование конкреций, желваков и линз

Катагеническое преобразование	Образование тонких прожилков калыцита с сульфидами	Регенерация сульфидов с образованием жил и залежей, залебанды которых обогащены сульфидами	Перекристаллизация сульфидов с развитием жильных образований	—	Карбонатные жилы и прожилки с сульфидными минералами, перекристаллизация сульфидов, формирование свинчаков	Перекристаллизация рудных минералов, образование линз и жил
Метаморфическое преобразование	—	—	—	Фация зеленых и дистеновых сланцев	—	—
Зональность оруденения	Зональность оруденения по простиранию, падению и мощности пластов	Зональность джеккаганского типа	Зональность не проявлена	—	В отдельных месторождениях зональность по мощности, падению и простиранию рудных пластов	—
Преобладающая текстура	Вкрапленная	Вкрапленная, слоистая	Вкрапленная	Слоистая, полосчатая, вкрапленная	Вкрапленная, слоистая	Конкреционная
Типоморфные минералы	Халькозин, борнит, халькопирит	Халькозин, борнит, халькопирит, пирит, галенит, сфалерит	—	Пирит, пирротин	Галенит, сфалерит, барит	Целестин, барит
Типоморфные элементы	Медь	Медь, свинец, цинк, рений	—	Сера, железо	Свинец, цинк, медь	Стронций, барий
Главные эпохи рудообразования	Верхнекембрийская, ордовикская, меловая	Раннепротерозойская, карбоновая, пермская	Девонская, пермская, неогеновая	Нижнепротерозойская	Девонская, карбоновая	Меловая
Примеры месторождения	Проявления меди в отложениях нижнего палеозоя юга Сибири, в меловых отложениях Ферганской депрессии	Джеккаганское, Удоканское	Западное Приуралье, Фергана	Ачикташское	Миргалимсайское, Сумсарское, Джергаланское, Таборное	Ферганская депрессия

месторождений седиментационно-диагенетического этапа в той или иной мере сохраняются в ходе дальнейших процессов катагенеза и метagenеза, выделенных под названием осадочно-эпигенетического (экзогенно-эпигенетического, экзогенно-гидротермального) этапа. На этом этапе идет трансформация первичного синдиагенетического оруденения под действием горячих седиментационных хлоридных рассолов с образованием переотложенных эпигенетических руд в контурах продуктивных формаций, порой — вне последних [17, 18]. На третьем этапе — метаморфическом — также происходит глубокое преобразование первичного рудного вещества под действием высоких давлений и температур. Однако, несмотря на это, во многих метаморфизованных стратиформных месторождениях (Удоканское, Ачикташское, Холоднинское и др.) хорошо сохраняются первичные текстуры руд седиментационного этапа рудообразования и главные закономерности пространственного распределения металлов, возникшие в процессе первичного сингенетического рудоотложения [4, 19].

Исходя из рассмотренной геолого-генетической модели стратиформного рудообразования, среди стратиформных месторождений Урало-Монгольского пояса можно выделить следующие четыре генетические группы: осадочную (седиментационно-диагенетическую), вулканогенно (гидротермально)-осадочную, осадочно-эпигенетическую и метаморфизованную.

Группа осадочных месторождений. Главные особенности месторождений осадочной группы — связь оруденения с осадочными формациями, отчетливая стратификация оруденения, независимость его от региональных тектонических нарушений. Явные признаки влияния глубинных процессов (постмагматических гидротермальных, подводно-гидротермальных) на стратиформное оруденение не выражены. Источником рудного вещества служили продукты разрушения континентов, обогащенные металлами, а также рудные месторождения областей денудации. Среди осадочной группы выделяются несколько типов (табл. 1).

Геолого-генетические особенности мансфельдского, джезказганского, приуральского типов медных и сумсарского типа свинцово-цинковых месторождений освещены достаточно полно [2, 4, 13, 14, 24]. Ачикташский тип серноколчеданных месторождений выделяется на основании изучения единственного в нашей стране одноименного месторождения, связанного с нижнепротерозойскими графитистыми кристаллическими сланцами западной части Киргизского хребта. Важнейшие его особенности — мономинеральный, существенно пиритовый состав и отчетливо выраженная слоистолиневидная текстура руд, обусловленная ритмичным переслаиванием тонких слоев графитистых сланцев и пирита, отсутствие видимой связи оруденения с синхронным вулканизмом, складчатыми и разрывными нарушениями, позволяют выделить его в самостоятельный тип.

К группе осадочных, кроме того, может быть отнесен ряд месторождений, связанных с терригенно-пестроцветными формациями. Среди палеозойд Центрального Казахстана широко развиты стратиформные залежи полиметаллов начала трансгрессивных серий осадков верхнего девона—нижнего карбона, представленных грубообломочными породами прибрежной области седиментации [1]. Рудоносный горизонт обычно сложен гравелитами и песчаниками, иногда конгломератами. Формирование рудовмещающих пород происходило в результате разрушения гранитоидных и вулканогенных образований в гумидных или неустойчивых аридно-гумидных условиях прибрежно-морской зоны. Оруденение представлено пластовой и вкрапленно-прожилковой минерализацией, образовавшейся в локальных конседиментационных грабенах. Рудные зоны протягиваются на километры, содержание металлов в их пределах составляет первые проценты. Масштабы рассматриваемых рудных образований доходят до средних размеров; они выделены недавно как прибрежный тип стратиформного свинцово-цинкового оруденения [1], изучены крайне слабо и по минералого-геохимическим характеристикам сходны с сумсарским, атасуйским и учкулачским типами месторождений, являющимися продуктами литофаций, удаленных от береговой линии. Прибрежный тип оруденения может быть пространственно сближен с месторождениями, приуроченными к удаленным литофациям; при их отсутствии он выступает как вполне самостоятельный тип. С переходными от прибрежно-морских к удаленным литофациями связаны проявления стратиформной полиметаллической минерализации промежуточного типа [1]. Представители прибрежного типа месторождений известны в Прибалхашье (Биринчи, Ушкара), Предчингизье, Сарысу-Тенизском поднятии, Акбастауской и Токрауской синклиналиных зонах.

К типу прибрежных могут быть отнесены месторождения обломочного барита, недавно выделенные Е.С. Зориним, Г.Е. Шинкаревым и др. [10] как механогенные. Механогенный тип баритового оруденения, генетически связанный со среднефаменским размывом, тяготеет к базальным образованиям верхнефаменских отложений, локализуется в прибрежно-морских литофациях различных районов Центрального Каратау. Стратиформные рудные тела представляют собой своеобразные баритовые и карбонатно-баритовые конгломерато-брекчии на карбонатном цементе. Отдельные окатанные или полуокатанные обломки барита от первых долей сантиметра до 1–2 см в поперечнике наряду с обломками известняков, доломитов и кремней образуют пудинговую текстуру в горизонтах доломитов и известняков. При приближении к рудным телам наблюдается постепенное, иногда довольно быстрое возрастание количества и размеров обломков. Цемент из базального превращается в цемент соприкосновения, и наблюдаются почти мономинеральные баритовые конгломерато-брекчии. Мощность баритовых горизонтов колеблется от 1 до 14 м при протяженности до 1,5 км. Механогенное баритовое оруденение в основании верхнефаменских отложений является продуктом размыва и переотложения рудных компонентов нижнефаменских осадочных толщ Центрального Каратау [10].

Осадочная группа месторождений в последние годы пополнилась новыми типами месторождений барита, целестина (ферганский тип) и флюорита, мало известных широкому кругу исследователей. Среди них наиболее интересно стратиформное баритовое оруденение в доломитовом горизонте фамена Миргалимсайского рудного поля.

Группа вулканогенно (гидротермально) осадочных месторождений. Геология рассматриваемых месторождений, особенно таких как алтайский, хандизинский и атасуйский их типы (табл. 2), неоднократно описана [2, 4, 11, 13, 17]. Холодинский и учкулачский типы выделяются на основании исследований Э.Г. Дистанова, П.В. Панкратьева, В.М. Панина и др.

За последние годы видовой диапазон рудных месторождений, относящихся к группе вулканогенно-осадочных, значительно пополнился новыми типами, ранее не известными в Урало-Монгольском поясе. Среди них интересно комплексное фтор-редкощелочное оруденение, выявленное недавно в разрезе вулканогенно-осадочной орогенной формации пермо-триаса Средней Азии [8]. Стратиформное оруденение фтора, рубидия и цезия связано с отдельными углисто-карбонатно-глинистыми горизонтами озерных котловин — кальдер проседания. Формирование фтор-редкощелочного оруденения происходило за счет подводно-гидротермального источника в результате диагенетического преобразования сорбированного тонкодисперсными илами рудного материала. Углистые горизонты, кроме фтора и редких щелочей, обогащены мышьяком, стронцием, молибденом и вольфрамом [8].

Заслуживают внимания стратиформное оловянно-полиметаллическое (Южный Казахстан, Северная Киргизия) и вольфрамовое оруденение (Забайкалье, Северный Казахстан, Киргизия), связанное с верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими углеродисто-черносланцевыми толщами. Оловянно-полиметаллические месторождения Казахстана (такырный тип) связаны с глинисто-углеродисто-кремнистыми сланцами кембрия. Согласные тела колчеданно-полиметаллических руд содержат свинец, цинк, олово; олово представлено касситеритом и станнином [12].

За последние годы наряду с известными стратиформными месторождениями вольфрама Забайкалья, Казахстана и других регионов [9] в пределах Средней Азии выявлены новые районы проявления вольфрамового оруденения [25]. Наиболее интересно вольфрамовое оруденение связано с углеродисто-вулканогенно-терригенно-сланцевой (аспидной) формацией раннего палеозоя Карачатырской подзоны Туркестано-Алайской структурной формационной зоны Южного Тянь-Шаня. Концентрации вольфрама локализуются преимущественно в участках резкой фациальной смены углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев пластовыми телами диабазов, спилитов и их туфов. Расположение полей максимальных концентраций вольфрама многоярусное: в разрезе они образуют вытянутые группы линз на трех уровнях, разделенных пластами основных вулканитов. Минералы рудных зон представлены тонкодисперсными выделениями пирита, халькопирита, тунгстенита, шеелита, изредка тунгстита, арсенипирита. Металлоносным черным сланцам также свойственны сульфидные диагенетические конкреции. Повышенный геохимический фон вольфрама во вмещающих черносланцевых отложениях и основных вулканитах, а также факты положительной корреляции вольфрама с медью и кобальтом — типоморфными элементами продуктов ранне-

Т а б л и ц а 2. Главные типы вулканогенно (гидротермально)-осадочных месторождений

Характерные особенности месторождений	Алтайский	Хандизинский	Холоднинский	Атасуйский	Учкулачский
Геотектонический режим	Вторичные эвгеосинклинали на срединных массивах		Терригенные эвгеосинклинали	Наложенные на геосинклинали впадины	Наложенные прогибы в краевых частях срединного массива
Рудоконтролирующие элементы палеоструктур	Кальдерообразные депрессии, склоны вулканокуполов	Вулканические грабенсинклинали, кальдеры проседания	Конседиментационные впадины		Конседиментационные впадины, мулды
Рудовмещающие осадочные формации	Карбонатно-терригенная, терригенная	Карбонатно-кремнисто-терригенная	Черносланцево-карбонатно-кремнистая	Углисто-глинисто-карбонатно-кремнистая	Карбонатная известково-доломитовая
Ассоциирующие магматические формации, их распространность	Дацит-липаритовая; преобладает	Контрастная базальт-липаритовая; широко распространена	Недифференцированная базальтовая; резко подчинена	Контрастная базальт-липаритовая; резко подчинена	Андезит-дацит-липаритовая; резко подчинена
Петрохимический состав	Калиево-натриевый	Калиевый	Натриевый	Калиевый	—
Строение рудоносных толщ, форма рудных тел	Многоярусное; преобладают линзовидная, жильная и слоистая	Многоярусное; пласто-, линзообразная	Многоярусное; пласто-, линзообразная, слоистая		Многоярусное, пласто-, линзообразная
Соотношение сингенетических и эпигенетических руд	Преобладают гидротермально-метасоматические руды		Преобладают сингенетические		
Зональность	Барит-полиметаллические руды в верхних, свинцово-цинково-медные в нижних частях рудной зоны	В основании рудной зоны преобладают колчеданные, в кровле — колчеданно-полиметаллические руды	В основании рудной залежи залегают существенно серноколчеданные, в кровле — колчеданно-полиметаллические руды	Концентрическая зональность от центра к периферии по схеме: барит-сфалеритовая, сфалерит-галенитовая и пиритовая	В низах продуктивной толщи размещаются баритовые руды, которые сменяются вверх барит-галенит-сфалеритовыми, колчеданными
Преобладающие текстуры	Массивная, вкрапленная, брекчиевидная полосчатая	Слоистая, массивная, брекчиевидная вкрапленная	Слоистая, вкрапленная, массивная	Слоистая, вкрапленная, массивная, брекчиевидная	Слоистая, вкрапленная, брекчиевидная
Типоморфные минералы	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Пирит, сфалерит, галенит, халькопирит	Пирит, сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит	Пирит, галенит, сфалерит, барит, халькопирит	Пирит, марказит, сфалерит, галенит, барит, халькопирит, борнит
Типоморфные элементы	Цинк, свинец, медь, серебро, висмут	Цинк, свинец, медь, сурьма, кадмий, серебро	Цинк, свинец, барий, медь	Цинк, свинец, барий, медь	Свинец, цинк, барий, медь, кадмий, серебро, таллий, стронций
Примеры месторождений	Риддер-Сокольное, Тишинское, Алайгырское	Хандизинское, Южный Карасан	Холоднинское, Барскаунское, Текелийское, Рассохинское	Жайремское, Горевское, Озерное	Учкулачское, Шалкинское

Таблица 3

Главные типы осадочно-эпигенетических месторождений

Характерные особенности месторождений	Ачисайский	Сарданинский
Геотектонический режим	Миогеосинклинальный	
Рудовмещающая формация	Известково-доломитовая	Карбонатная рифовая
Литологический состав рудоносных пород	Доломиты, известняки	Глинистые доломиты, известняки, мергели
Геохимические особенности рудовмещающих формаций	Специализация на свинец, цинк	
Рудолокализирующие структуры	Разрывные нарушения в пологих крыльях конседиментационных поднятий	Разрывные нарушения, зоны дробления
Формы рудных тел	Линзо-, пласто-, столбообразная	Линзо-, трубообразная, неправильные залежи
Преобладающая текстура	Массивная, брекчиевидная, цементационная	Вкрапленная, прожилковая
Типоморфные минералы	Сфалерит, пирит, галенит	Сфалерит, галенит, пирит, пирротин, касситерит
Типоморфные элементы	Цинк, свинец, серебро, медь	Цинк, свинец, медь, олово
Примеры месторождений	Ачисай, Смена	Сардана, Уруй, Курганская группа

геосинклинального вулканизма южноферганской геосинклинали — позволяют предположить в качестве источника рудного вещества вольфраморудных проявлений субмаринный вулканизм ранних стадий геологического развития Южно-Тяньшанской герцинской геосинклинали [25].

Группа осадочно-эпигенетических месторождений. Стратиформные залежи здесь являются продуктом сложного сочетания первично-осадочных и постмагматических процессов, происходящих как в период осадконакопления, так и в литифицированных породах. Ачисайский и сарданинский типы свинцово-цинковых месторождений этой группы достаточно освещены в литературе. Среди данной группы особый интерес представляет ряд новых рудных объектов, выявленных за последние годы (табл. 3).

В последние годы аналоги черносланцевого типа оруденения обнаружены и в других регионах Урало-Монгольского пояса, в частности среди черносланцевых формаций позднего рифея—венда восточной части Средней Азии [3, 25].

Группа метаморфизованных месторождений. Осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения по характеру воздействия регионального и контактового метаморфизма подразделяются на два типа — регионально-метаморфизованные (Ачикташское, Удоканское, Холоднинское); контактово-метаморфизованные (Красное, Бурпалинское, Карагайлы); при этом для первого типа в целом сохраняются черты сингенетических месторождений [4].

Несмотря на определенные успехи в изучении стратиформного оруденения Урало-Монгольского пояса и других регионов нашей страны, перед нами стоит ряд нерешенных задач и проблем научно-теоретического, методического и научно-прикладного плана.

Литература

1. Алексеев В.А. Прибрежный тип стратиформного свинцово-цинкового оруденения (черты генетического образа). — В кн.: Условия локализации и закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1982, с. 136–138.
2. Асаналиев У.А. Типы концентраций свинца, цинка и меди в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов. Фрунзе: Фрунзен. политехнич. ин-т, 1979, с. 6–43.
3. Асаналиев У.А., Турдукеев И.Д. Стратиформные рудные месторождения в углеродисто-черносланцевых формациях Тянь-Шаня. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе, 1981, с. 5–13.
4. Богданов Ю.В., Кутырев Э.И. Классификация медных и свинцово-цинковых стратифицированных месторождений и закономерности их размещения. — В кн.: Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе: Илим, 1977, с. 85–99.
5. Бурак В.А. Генетические типы месторождений в углеродистых толщах. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 7, кн. 2, с. 162–167.

6. *Гарьковец В.Г.* О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений. — Докл. АН СССР, 1973, 208, № 1, с. 163–165.
7. *Гарьковец В.Г., Баскаков Ю.Ф., Воронкова А.К.* и др. Сингенетично-эпигенетическая золотая минерализация. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 309–318.
8. *Глейзер Л.М., Мацокина-Воронич Т.М.* Стратиформное фтор-редкощелочное оруденение в вулканогенно-осадочных отложениях. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе: Фрунзен. политехнич. ин-т, 1981, с. 268–269.
9. *Денисенко В.К.* Условия формирования и критерии прогнозирования стратиформных месторождений вольфрама. — В кн.: Происхождение стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов. Фрунзе: Фрунзен. политехнич. ин-т, 1983, с. 72–84.
10. *Зорин Е.С., Шинкарев Г.Е., Чепчева А.З.* Типы и некоторые закономерности размещения стратиформного медного и баритового оруденения в Центральном Каратау. — В кн.: Условия локализации и закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых и медных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1982, с. 29–31.
11. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
12. *Кузнецовский А.Г., Мирошниченко Л.А., Гуляев Л.П.* Новый стратиформный колчеданный тип оловянного оруденения в Казахстане. — Геология руд. месторождений, 1976, № 1, с. 84–86.
13. *Кутырев Э.И.* Классификация стратифицированных и стратиформных месторождений меди, свинца и цинка для целей прогнозирования. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. М.: Наука, 1980, с. 27–34.
14. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы / Л.Ф. Наркелюн, Ю.П. Безродных, А.И. Трубачев, В.С. Салихов. М.: Недра, 1977. 244 с.
15. *Муратов М.В.* Урало-Монгольский пояс. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского пояса. М.: Наука, 1974, с. 5–11.
16. *Нарсеев В.А.* Основные типы золоторудных концентраций в углеродсодержащих толщах. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 255–256.
17. *Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 247 с.
18. *Попов В.М., Асаналиев У.А., Наркелюн Л.Ф.* Современное состояние и задачи изучения стратиформных месторождений цветных металлов и золота. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. М.: Наука, 1980, с. 5–17.
19. *Ручкин Г.В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия, условия их образования и закономерности размещения: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1980. 47 с.
20. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1970, № 6, с. 3–15.
21. *Смирнов В.И.* Генезис стратиформных рудных месторождений. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Чита: Забайкал. фил. Географ. о-ва СССР, 1971, вып. 52, с. 3–4.
22. *Смирнов В.И.* Согласные и секущие границы рудных тел стратиформных рудных месторождений. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976, с. 5–19.
23. *Стаников В.А.* О некоторых закономерностях локализации золотого оруденения в "черносланцевых" толщах. — В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе: Илим, 1978, с. 256–258.
24. Стратифицированные месторождения меди СССР / Ю.В. Богданов, Е.З. Бурьянова, Э.И. Кутырев и др. Л.: Недра, 1973. 312 с.
25. *Турдукуев И.Д., Богдецкий В.Н., Джумалиев Т.Д.* и др. Новые типы рудных месторождений в стратифицированных толщах Средней Азии. — В кн.: Происхождение стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов. Фрунзе: Фрунзен. политехнич. ин-т, 1983, с. 115–130.

УДК 553.078 (084.3)

А.А. Абдулин

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ И ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ, СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

За время, прошедшее после I Всесоюзного металлогенического совещания, состоявшегося в Алма-Ате в 1958 г., наблюдается значительный прогресс в прогнозно-металлогенических исследованиях, который обязан работам советских ученых — К.И. Сатпаева; Д.И. Щербакова, П.М. Татарина, Х.М. Абдуллаева, И.Г. Магакьяна, Е.Г. Шаталова, Е.Д. Карповой и других исследователей, вложивших немало труда в разработку принципов и методологических основ прогноза и металлогении. Большой вклад в металлогению и прогнозы за истекшие четверть века внесли и вносят В.И. Смирнов, В.А. Кузнецов, Н.А. Шило, Л.В. Таусон, Е.А. Радкевич, А.Д. Щеглов, Л.Н. Овчинников, С.Н. Иванов, Н.П. Лаверов, Г.А. Твалчрелидзе; Г.Н. Щерба, А.К. Каюпов, Д.В. Рундквист, Я.Н. Белевцев, И.Х. Хамрабаев, В.Г. Гарьковец, П.Ф. Иванкин и многие другие. Трудно переоценить работу громадного коллектива геологов Министерства геологии, принимающих активное участие в разработке и апробации прогнозно-металлогенических исследований.

За прошедшее время, несомненно, произошел большой качественный скачок во всех направлениях металлогенических исследований и реализации их результатов. В 50-х годах это были в основном мелкомасштабные карты металлогенического районирования, отражающие распределение определенных типов полезных ископаемых в пределах крупных регионов, позволившие провести качественную оценку отдельных территорий. Именно в этот период закладывались методологические основы прогнозно-металлогенических исследований. Базой служили геологические карты, трансформированные или по стадиям геосинклинального развития, или по крупным тектоно-магматическим циклам. В геосинклинальном варианте металлогенический анализ производился с выделением геологических образований конкретных стадий геосинклинального развития (ранней, средней и т.д.), специализированных на определенные типы полезных ископаемых (Ю.А. Билибин). Другой вариант прогнозно-металлогенических карт отражал суммарную металлогеническую специализацию крупных тектоно-магматических циклов (ранне-, позднекаледонского и т.д.) с учетом важной роли глубинных разломов и был ориентирован в основном на пространственно-хронологическое совмещение с образованиями этих циклов различных полезных ископаемых (К.И. Сатпаев). Эти два основных направления сыграли большую роль в последующих прогнозно-металлогенических исследованиях.

В настоящее время прогнозные карты и оценка территорий стали обязательными для всех геологических подразделений. Оценка уже не ограничивается общими перспективами, она выражается в конкретных цифрах потенциальных перспектив отдельных регионов, провинций и рудных площадей. Это несомненный прогресс коллективных исследований научных учреждений и геологической службы.

В связи с проведением государственной крупномасштабной геологической съемки потребуются конкретные практические рекомендации. Они должны быть положены в основу поисков и планомерного наращивания запасов необходимых промышленности полезных ископаемых. Поэтому рассмотрим некоторые вопросы, касающиеся фактической части металлогенического анализа.

Известно, что основой всех построений является геологическая карта, а тектонические и металлогенические карты отражают представления отдельных специалистов или целых коллективов. Если составление геологических карт подчинено определен-

ным требованиям, то этого нельзя сказать о картах тектонических и особенно металлогенических. В методическом исполнении они многовариантны. Можно привести ряд примеров, когда для отдельных регионов составлено не менее десяти тектонических и металлогенических карт и схем, построенных на разных принципах, с разными выводами о потенциальных перспективах одной и той же территории.

Тектонический и металлогенический анализы должны ориентироваться прежде всего на реализацию их широким кругом производственных коллективов. Однако сталкиваясь с многообразием в построениях и отсутствием общепринятых методик, большинство коллективов вырабатывает свои провинциальные принципы тектонического и металлогенического анализа. Поэтому создается множество разнообразных и методологически разнотипных прогнозно-металлогенических карт. Видимо, следует обсудить возможные варианты унификации в построениях металлогенических карт, что вовсе не означает исключения поиска новых решений в этой области.

В мировой практике прогнозно-металлогенических исследований применяется три вида карт: формационно-структурный (советский), морфологическо-генетический (европейский) и парагенетическо-ассоциационный (американский).

Многолетний опыт прогнозно-металлогенических исследований показал, что наиболее приемлемой для анализа является структурно-формационная карта с неизменной и постоянной основой в виде конкретных геологических тел или геологических формаций и их места в истории геологического развития. Карты структурно-формационного районирования представляют основной документ, позволяющий объективно оценить перспективность определенных типов структурно-формационных зон на конкретные виды полезных ископаемых. В зависимости от детальности структурно-металлогенические карты могут быть мелкомасштабные с качественной перспективной оценкой зон, средне- и крупномасштабные, ориентированные как на качественную, так и на количественную оценку прогнозных запасов.

В свете современных требований и потребностей ближайшего будущего, особенно в направлении количественных прогнозных оценок, при металлогенических исследованиях необходим переход к палеометаллогеническим построениям на основе палеоформационных карт. Опыт казахстанских геологов показывает, что это наиболее продуктивное направление прогнозно-металлогенических работ всех масштабов. Оно позволит для определенных вещественно-исторических уровней выделить конкретные промышленно-генетические типы месторождений, рудоносные фации, наметить вертикальную и латеральную рудную зональность, проследить литологические разности пород, благоприятные для рудоотложения, и установить другие факторы, обуславливающие потенциальную рудоносность конкретных геологических формаций.

Велика роль палеометаллогенических карт для прогноза и поисков скрытых рудных залежей. Неразрывной частью палеометаллогенических работ являются литогеохимические исследования, что позволяет получать богатую и объективную информацию по генетическим вопросам, а также необходимую для выявления рассеянной минерализации — потенциальных полезных ископаемых. Эти скопления трудно или вообще не фиксируются при обычных поисково-съёмочных работах. Литогеохимические исследования дают много нового. Так, в Казахстане выявлен стратифицированный тип минерализации вольфрама, олова, свинца, молибдена, ванадия и других элементов, обнаружение которых не только вносит существенные коррективы в укоренившиеся представления о связи ряда из них с традиционными магматическими комплексами, но и открывает потенциальные перспективы новых геологических формаций и продуктивных структур.

Критического анализа заслуживает также популярная в последние годы металлогенность так называемой черносланцевой формации. Как показывают материалы, в частности по Казахстану, углеродистое вещество этих формаций часто выступает в роли геохимических барьеров для наложенных рудообразующих растворов, а в целом формация не является первично рудоносной.

Несколько слов о геофизических методах и их продуктивности при металлогенических и прогнозных построениях. На протяжении многих лет широкое распространение получила слоистая модель земной коры. Хотя четких закономерностей в распространении рудной минерализации относительно базальтового, диоритового или гранитного геофизических слоев не установлено, практически все исследователи считали такой анализ обязательным. Как известно, слоистая модель в настоящее время сменяется градиентной моделью со скоростными параметрами, без выделения базальтового, дио-

ритового и гранитного слоев. Видимо, для металлогенистов наступает новый этап апробации геофизических данных и критического анализа существующих моделей. Насколько это будет плодотворно, покажет ближайшее будущее.

Следует отметить также факты неадекватности результатов различных геофизических методик. Так, по гравиметрическим данным на глубине фиксируются интрузивные массивы, а по магнитометрическим — они отсутствуют. Для крупных горнопромышленных районов, где проводятся детальные работы, однозначность геофизических выводов имеет важное значение как для решения генетических вопросов, так и для выяснения закономерностей размещения оруденения. Современные технические возможности позволяют проверить такие выводы. В связи с этим следует отметить, что постоянно отмечается необходимость таких проверочных полигонов, но практически это не реализуется.

Важным моментом в прогнозно-металлогенических построениях является систематика месторождений. В металлогеническом анализе широко развит и укоренился рудно-формационный принцип, прогрессивное значение которого несомненно. В то же время практическая реализация этого метода оставляет желать лучшего. Так, на картах, выполненных различными коллективами, одни и те же месторождения отнесены к различным рудным формациям, а субъективность в принципах выделения порождает неопределенность и чрезмерно большое их количество. Это нетрудно увидеть на ряде рудных районов, для которых составлено несколько вариантов прогнозно-металлогенических карт. Путем исключения отдельных рудных элементов, изменения типа околорудных метасоматитов или введения в характеристику каких-то других данных у разных исследователей один и тот же объект попадает в разные классификационные подразделения.

Следует отметить и множественность понятий о рудной формации, характеризующей только фрагмент единого рудного процесса. В качестве примера можно привести гранитные интрузии с редкометальной минерализацией, когда в пределах крупных рудных полей выделяются по меньшей мере четыре-пять рудных формаций — пегматитовая, грейзеновая, скарново-грейзеновая, кварцевожильно-грейзеновая и кварцевожильная. Аналогичная картина наблюдается в существенно меднорудных районах, где на полях, ограниченных проявлением одного рудного процесса, отмечаются меднопорфировая, скарново-медная и кварцево-медная формации. Если учесть контрастность в смене минерального состава, то количество рудных формаций можно по меньшей мере удвоить. Такая рудно-формационная дробность единого рудного процесса констатирует только смену частных параметров рудообразования, фиксированных минеральными парагенезисами или минеральными типами, именуемыми обычно рудными формациями. При таком анализе мы в значительной мере теряем четкость металлогенической специализации геологических формаций, которые должны составлять основу прогнозных построений. Не облегчают положения и часто выделяемые сообщества рудных формаций в виде рядов или семейств, отражающих в большинстве случаев только более крупный фрагмент (чем сама рудная формация) металлогении геологической формации.

Представляется, что в рудно-формационном анализе следует стремиться к адекватности с геологическими образованиями, позволяющей органически связывать геологию и металлогению. Другими словами, рудно-формационная систематика должна развиваться в направлении сближения ранговости геологических и рудных формаций. Как показывают металлогенические исследования последних лет, выполненные в ИГН им. К.И. Сатпаева АН КазССР, такой методологический подход прогрессивен и оправдывает себя, особенно в геологическом обосновании выделения и классификации рудных формаций, определении прогнозных критериев и потенциальной рудоносности. При одноранговости геологической и рудной формаций все новообразованные минеральные парагенезисы или минеральные типы, выделяемые сейчас большинством исследователей в ранге рудных формаций, соподчинены ей.

В процессе металлогенических построений в каждой конкретной рудной формации выделяется определенный набор промышленно-генетических типов месторождений, оценка одного из которых составляет целевое задание прогноза. Сочетание геологической и рудных формаций предлагается объединять в металлогеническую формацию. Более полная информация о таком принципе рудно-формационного анализа дана в статьях казахских геологов.

Большие успехи достигнуты советской школой металлогенистов в области генети-

ческого рудообразования — одного из важнейших факторов прогнозно-металлогенических исследований. В связи с этим следует полностью поддержать выступление лидера советских металлогенистов В.И. Смирнова на заседании Международной ассоциации по генезису рудных месторождений в 1982 г. в Тбилиси, указавшего на важное значение природы рудообразования, в частности источников рудного вещества, при металлогенических и прогнозных исследованиях. Без фундаментальных работ в этом направлении практически невозможно дать объективную оценку потенциальной рудоносности. В этом плане следует отметить увлечение многих исследователей новыми разработками, особенно в области связи оруденения с магматизмом. Если раньше доминировали представления о генетической связи оруденения с интрузивным магматизмом, то к настоящему времени получен богатый фактический материал в пользу не менее важной, а для ряда полезных ископаемых, особенно стратиформного типа, основной роли в рудообразовании — вулканизма.

Во многих случаях без каких-либо доказательств оруденение связывается с проблематичным, не фиксируемым вулканизмом либо с иным процессом. В итоге мы "теряем" другие типы месторождений с другими критериями прогнозных оценок.

Отметим, что на прогнозно-металлогенических картах отсутствуют месторождения неясного происхождения или условно отнесенные к той или иной рудной формации или генетическому типу. Прогнозно-металлогеническая карта должна быть фактической и максимально информативной. Наряду с металлогенической и прогнозной нагрузкой на ней должны быть отражены проблематичные и неясные на современной стадии изучения вопросы, требующие дополнительных целенаправленных исследований. К сожалению, этот важный момент научного поиска опускается практически на всех картах.

Дальнейший прогресс, особенно в расшифровке генезиса месторождений, несомненно, связан с широким внедрением эксперимента, физических, химических и математических методов. Без развития этих методов мы не сможем продвинуться вперед в области рудогенеза, металлогении и прогноза. В частности, не располагая аналитическими данными по возрасту месторождений и источникам рудного вещества, трудно говорить о научно обоснованных металлогенических построениях и прогнозах. Эти данные иногда вызывают сомнение и недоверие, вызванные, скорее всего, необходимостью значительных коррективов, которые нужно вносить в наши привычные и традиционные представления.

Уместно напомнить дискуссии по абсолютной геохронологии, в ходе которых многие исследователи выражали недоверие результатам новых аналитических методов датировки многих геологических образований. В настоящее время любая корреляционная схема, особенно для магматических пород, не обходится без определений абсолютного возраста. Эти аналитические данные вносят значительные коррективы в наши представления о возрасте различных по составу и времени образования пород. Аналогичное недоверие проявляется и к интерпретации результатов определений изотопов свинца, серы, углерода и кислорода.

Неоднократно поднимался вопрос о выразительности или представительности прогнозно-металлогенических карт, которые при максимальной нагрузке должны легко читаться и четко отражать принципы составления. В этом направлении существенных результатов пока не достигнуто.

Для успеха теоретических и прикладных исследований, видимо, необходимо попытаться обобщить опыт, рассмотреть и утвердить единые принципы и методы составления металлогенических и прогнозных карт, единые требования к нагрузке карт разных масштабов и их содержанию. При просмотре существующих металлогенических и прогнозных карт видно, что на одних формой знака показаны месторождения меди, на других этим же знаком — месторождения свинца, а на третьих — каких-то других рудных элементов. Аналогичная картина наблюдается и при цветном изображении. Более того, многие исследователи формой знака обозначают генетический тип, а внутренними осложнениями — вещественный состав месторождения. Нами приведен только один пример, показывающий бессистемность иллюстративной части картосоставительских работ. Настоятельно необходима унификация изобразительной части карт. Только при унификации они станут эффективным массовым средством исследований, доступным для широкой апробации и критического анализа. Эти единые принципы и методы, естественно, будут временными, по мере поступления новых материалов, новых разработок они должны пересматриваться и допол-

няться. Организационно наиболее удобно и, видимо, эффективно провести такую генерализацию на базе составляемых металлогенических и прогнозных карт СССР. Широкое обсуждение принципов и методов позволит распространить их на территориальные геологические службы и этим в какой-то мере решить вопрос единообразия составления карт.

После I Металлогенического совещания (1959 г.) предпринимались попытки унификации картосоставления. Были изданы отдельные монографические работы и опубликован ряд статей. К сожалению, дальнейшего развития и директивного решения это мероприятие не получило. В результате при работе с картами мы лишаемся возможности оперативного получения значительно большей информации. Необходимо также добавить, что такая унификация откроет широкие перспективы применения машинной обработки материалов.

Акцентируя внимание на унификации фактического материала и широком внедрении аналитических методов, мы имели в виду прежде всего подготовку базы для перехода от общей, существенно качественной прогнозной оценки к количественному прогнозированию. Как известно, по этому вопросу принято решение, обязывающее производить количественную оценку полезных ископаемых по категориям P_1 , P_2 и P_3 . Мы касаемся в основном категории P_3 , прогнозные ресурсы по которой оцениваются по степени сходимости, аналогичности районов с другими, хорошо изученными районами, включающими месторождения с известными генетическими, формационными или структурно-морфологическими типами, с достоверными характеристиками руд и оценками запасов полезных ископаемых.

Вместе с тем при оценке работ по количественному прогнозированию следует иметь в виду и некоторую их условность, связанную с рядом неопределенностей в формировании и размещении месторождений. При интерпретации материала еще велика неопределенность таких слов, как "вероятно", "возможно", "по-видимому" и т.д. Однако необходимость количественных прогнозных оценок очевидна. Без цифр трудно, да и, пожалуй, невозможно видеть перспективы горнорудной промышленности. В этом главная задача современных прогнозно-металлогенических построений всех масштабов. Другими словами, настало время перехода от качественных к количественным оценкам. Естественно, этот переход требует новых методических разработок и организационных выводов. Без целенаправленных работ в этой области трудно ожидать положительных решений.

Как показывает опыт совместных работ научных и производственных организаций Казахстана, наиболее перспективны комплексные исследования, выполняемые по единой научно-производственной программе. Такие исследования продуктивны как при решении проблемных вопросов, так и при практической реализации получаемых результатов. В Казахстане эти работы выполнены по Успенской зоне, Мугоджарам, Чу-Илийскому рудному поясу, Каратау. В настоящее время они проводятся в Северном Казахстане и Балхашском регионе. Наряду с общей прогнозно-металлогенической оценкой эти исследования предусматривают решение ряда вопросов в области рудообразования с привлечением экспериментов и новейших методов аналитических исследований.

Таким образом, основой для прогнозно-металлогенических построений должен быть структурно-формационный анализ с вещественно-исторической реконструкцией геологического развития земной коры. Главными являются палеоформационные и соответственно палеометаллогенические карты с обязательной литогеохимической нагрузкой. Металлогенические и геологические систематики должны строиться по одному принципу и иметь одну ранговость, подчинив ей все разнообразие минеральных и генетических типов.

На металлогенической карте должны быть выделены потенциально рудоносные геологические формации, а на прогнозно-металлогенической — показана реализация этой потенциальной рудоносности с прогнозно-оценочными признаками разной степени надежности.

Для успеха теоретических и прикладных исследований следует утвердить единые принципы и методы составления металлогенических и прогнозных карт, согласовать единые нормы нагрузки карт разных масштабов и единые требования к содержанию таких карт. Прогнозно-металлогенические исследования всех масштабов должны завершаться количественной оценкой минерально-сырьевых ресурсов.

Д.В. Рундквист, К.А. Марков, В.А. Трофимов

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ПРИ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

В 1977 и 1978 гг. авторским коллективом ВСЕГЕИ разрабатывались основные положения легенды к новой металлогенической карте, которые были рассмотрены на Редколлегии под руководством председателя Научного совета по рудообразованию АН СССР акад. В.И. Смирнова и заместителя министра геологии СССР В.М. Волкова. При подготовке легенды были приняты во внимание исследования, проведенные в последние годы по составлению металлогенических и прогнозных карт в различных институтах Мингео и АН СССР. В 1979 г. была издана типовая легенда для новой серии металлогенических карт и достигнуто соглашение со многими научно-исследовательскими организациями страны о создании комплекта, включающего наряду с обзорными металлогеническими картами различных регионов СССР. Основные принципы металлогенического анализа и типовая легенда были доложены в 1980 г. на заседании по Металлогенической карте мира на XXVI сессии Международного геологического конгресса в Париже.

При разработке новой серии металлогенических карт авторы принимали во внимание особенность настоящего периода развития металлогении — направленность исследований на решение прогнозных задач, т.е. выделение новых перспективных территорий и конкретизацию прогнозируемых типов оруденения.

Как следствие такой практической направленности исследований при составлении новой серии металлогенических карт в основу составления типовой легенды был положен принцип последовательной детализации металлогенических и формационных подразделений при переходе от обзорных к мелко- и среднемасштабным картам, от провинций и поясов к структурно-металлогеническим, металлогеническим и рудным зонам, от структурно-формационных комплексов к формациям. Новые требования определили необходимость более детальной, чем было принято ранее, "иерархии" структурно-вещественных, временных и пространственных металлогенических единиц, учета их "соизмеримости", а также полной систематизации данных по структурно-металлогеническим зонам территории СССР и их рудоносности, геологическим формациям и сопутствующим им типам руд.

По существу, определилась необходимость создания своего рода "металлогенического определителя", позволяющего по составу пород, их рядам, структуре определить тип структурно-металлогенической зоны и ее потенциальную рудоносность, далее на основе анализа особенностей их развития и состава отдельных формаций детализировать перспективные типы руд и оценить масштабы оруденения.

Результаты систематизации данных по типам структурно-металлогенических зон и рудоносности геологических формаций были суммированы ранее в ряде книг [9, 10, 18].

Ниже обсудим некоторые итоги этих исследований, сосредоточив внимание на принципах выделения структурно-металлогенических зон и оценке возможных масштабов прогнозируемого оруденения на основе формационного анализа.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Выделение структурно-металлогенических и структурно-формационных зон традиционно является одной из главных задач региональных прогнозно-металлогенических исследований. Однако представители различных научных направлений по-разному подходят к выделению этих металлогенических единиц, базируясь при этом в первую очередь либо на тектонических, либо на генетических, либо на фациальных или формационных признаках.

В ходе подготовки легенд к новой серии региональных металлогенических карт территории СССР был разработан подход к выделению структурно-металлогенических зон, основывающийся на анализе возрастных рядов геологических и рудных формаций с учетом их структуры, тектонического положения и генетических (фациальных)

особенностей. При подобном подходе структурно-формационные и структурно-металлогенические зоны эквивалентны друг другу: первые рассматриваются как зоны распространения закономерного ряда геологических формаций (структурно-вещественного комплекса), возникшего на определенной стадии развития земной коры, а вторые — как ареалы распространения оруденения, связанного с этим же структурно-вещественным комплексом. Особо следует остановиться на анализе генетических особенностей структурно-формационных комплексов. Принципиально различная роль таких рудо-контролирующих факторов, как палеофациальные, палеоклиматические, тектонические и др., определила необходимость разделения всего многообразия структурно-вещественных комплексов на несколько групп: а) осадочно-вулканогенных стратифицированных, б) интрузивных-секущих, в) кор выветривания, г) метаморфических, д) импактных структур.

Подобный подход к выделению структурно-металлогенических зон позволяет как бы расчленить исследуемый блок земной коры на его "составляющие", резко различные по условиям развития, периодам формирования, генетическим особенностям и соответственно закономерностям размещения оруденения.

Всего для территории СССР выделены 87 типов структурно-металлогенических зон и охарактеризована их рудоносность [6, 18]. В табл. 1 приведена схема классификации зон, выделенных по характерным ассоциациям геологических и сопровождающих их рудных формаций.

Структурно-вещественные принципы, положенные в основу выделения структурно-формационных и структурно-металлогенических зон, позволили значительно более подробно подразделить такие традиционно выделяемые структуры, как эв-, микто- и миогеосинклинали, зоны орогенеза и тектоно-магматической активизации, структуры платформенного чехла и древних выступов фундамента (щитов).

Для щитов выделены две группы зон. Первая группа — глубоко метаморфизованные, нереконструируемой природы, главным образом архейские (11 зон), с подразделением их по фациям и сериям метаморфизма, зональности и степени кислотности-основности. Это зоны гранулитовой и амфиболитовой фаций, диафоритов по ним, а также ультраметаморфизма с разнообразными комплексами полезных ископаемых (Fe, Ti, апатит, слюды, редкометальное и полевошпатовое сырье). Вторая группа — восстанавливаемой первичной природы, преимущественно протерозойского возраста, подразделена по схеме фанерозойских подвижных областей. Намечены древние аналоги эвгеосинклиналильных зон и рифов (зеленокаменные прогибы), миогеосинклиналильных зон типа Савво-Ладожской, орогенных вулканических поясов (Прибайкальский) и др.

В пределах подвижных поясов выделены геосинклиналильные зоны в их первоначальном понимании — как прогибов с интенсивным контрастным осаднакоплением и вулканизмом, а также орогенные зоны.

Среди зон геосинклиналильного типа развития на территории СССР выделены 12 типов — девять раннегеосинклиналильных и три позднегеосинклиналильных. Раннегеосинклиналильные типы зон: 1) мафические, слабо дифференцированные, с развитием осадочно-вулканогенных, кремнистых руд марганца и железа, молибден-ванадиеносных сланцев, серно- и медноколчеданных рудопроявлений (Северный Тянь-Шань); 2) мафические, полно дифференцированные, с преобладающим развитием серно- и медно-цинковых колчеданных и кремнисто-гематитовых месторождений (Урал, Северный Кавказ, Тува); 3) щелочно-мафические, с развитием серноколчеданного, медно-ортоклазового и марганцевого кремнистого оруденения (Восточная Камчатка, Корякия); 4) мафически-салические, с сопутствующим колчеданно-полиметаллическим оруденением (Рудный Алтай); 5) аспидные или вулканогенно-сланцевые, с развитием стратиформных медно-свинцово-цинковых и медно-пирротиновых с кобальтом месторождений (южный склон Главного Кавказского хребта, Восточно-Калбинская зона, Казахстан и др.); 6) вулканогенно-кремнисто-сланцевые, с развитием кремнистых руд марганца, железа и фосфоритов (Удско-Шантарская зона, Приамурье и др.); 7) кремнисто-сланцево-карбонатные с марганцевой, железорудной, полиметаллической минерализацией (Успенская зона, Казахстан и др.); 8) терригенные, обычно слабо минерализованные, с незначительной золоторудной, медно-цинковой минерализацией (Северо-Восток СССР); 9) терригенно-карбонатные, с разнообразным оруденением — медно-цинковым и золоторудным "черносланцевым", сурьмяно-ртутным и золоторудным джаспериодным, магнезитовым и сидеритовым (Средняя Азия).

Таблица 1

Типы структурно-металлогенических зон территории СССР

Генетический тип	Щиты		Чехлы платформ			
	зоны нереконструируемой природы (главным образом AR)	реконструируемые (главным образом PR)	стадии развития			
			трансгрессивные	инундационные	регрессивные	эмерсивные
"Согласные" стратифицированные осадочные и вулканические		Зоны подвижных поясов и активизации	2	3	5	5
"Секущие" интрузивные Метаморфические Кор выветривания						2

Примечание. Стрелки обозначают, что данный тип зон может быть встречен и в других тектонических подразделениях.

Четвертая и седьмая зоны могут быть отнесены к типу вторичных геосинклиналей (А.В. Пейве, В.М. Сеницын), поскольку их формирование, как устанавливается по геофизическим данным, происходит на жестком фундаменте блоков земной коры, консолидированных в предшествующие эпохи [23].

Для поздних стадий геосинклинального развития выделены три типа зон: а) с интенсивным вулканизмом типа островных дуг, с медно-молибденовыми порфировыми месторождениями, так называемые бошекульского типа [15]; б) с полиметаллическими жильными и колчеданными, золото-серебряными алунитовыми месторождениями (Северо-Восток СССР), а также терригенные угленосные (Инъяли-Дебинская, Якутия); в) терригенно-карбонатные, угленосные и бокситоносные (западный склон Урала).

Орогенные зоны на территории СССР подразделены по составу формаций, их рядам и фундаменту, на котором они развиваются, на ряд типов, в том числе на ассоциирующие с субэральными вулканитами (Au-Ag, Hg-Sb, S, алуниты — Северо-Восток СССР), с гранитоидными интрузиями (Cu-Mo, Mo-W, W-Sn, Pb-Zn-Au, F — Центральный Казахстан, Восточная Якутия, Приморье), с осадочными впадинами (медистые песчаники — Казахстан, Предуралье, уголь — Закавказье) и др.

Для чехла платформ, на основании работ Ю.Г. Старицкого, Н.С. Малича и др., зоны выделены по стадиям тектоно-седиментационного цикла их образования — трансгрессивной, инундационной, регрессивной, эмерсивной, каждая из которых характеризуется спецификой осадконакопления, магматизма и связанных с ними комплексов полезных ископаемых. Соответственно выделены зоны с осадочными толщами различного состава и сопутствующими месторождениями фосфоритов, марганца, железа, бокситов, меди, свинца, цинка, серы, солей, углей, горючих сланцев, циркона и сфена в россыпях и др. Магматические образования — трапы, кимберлиты, с которыми ассоциируют месторождения меди, никеля, исландского шпата, алмазов и др., образуют самостоятельные зоны, развивающиеся в пределах платформенного чехла в периоды проявления раздвигов и рифтогенеза.

Помимо традиционных единиц — подвижных поясов и плитных комплексов чехла платформ, намечены также зоны их сочленения — передовых прогибов, авлакогенов и перикратонов.

Области тектоно-магматической активизации подразделены на зоны повторного орогенеза и рифтогенеза. Первые очень близки по ассоциациям геологических и рудных формаций к первично-орогенным, но отличаются от них в общем случае дальнейшей эволюционной "продвинутостью" магматических формаций в направлении возникновения все более лейкократовых и щелочных разновидностей пород и связанных с ними оловянных, флюорит-редкометалльных и редкоземельных типов месторождений.

Области сочленения (перикратоны, передовые прогибы, авлакогены)	Подвижные пояса			Тектоно-магматическая активизация	
	"геосинклинальные" стадии		орогенеза	повторного орогенеза	рифтогенеза
	ранние	поздние			
6	9	3	6	6	4
	5	3	4	5	2

Среди рифтогенных зон В.Н. Москалевой [18] были выделены шесть типов: стратифицированных вулканогенных ультрамафических—мафических (Cu-Ni, Cu, асбест), щелочно-мафических (флюорит), мафических (медь), осадочных молассоидных (уголь), а также "секущих" ультрамафически-мафических (Cu-Ni, Pt расслоенных интрузий) и фойдитовых с богатым и разнообразным оруденением (Fe, Ti, Nb, Ta, Zr, апатит, флогопит в связи с карбонатами и др.).

Намеченное дробное подразделение структурно-металлогенических зон территории СССР по структурно-вещественным признакам, отражающим естественные ассоциации геологических и рудных формаций, последовательность развития их во времени позволяют избежать при выделении зон многих остро дискуссионных вопросов тектоники.

Анализ материалов по фактической рудоносности выделенных структурно-формационных и структурно-металлогенических зон позволяет сделать ряд общих выводов.

1. Устанавливаются устойчивые закономерные связи между типами структурно-металлогенических зон, выделяемых на основе естественных рядов геологических формаций, и типами распространенных в их пределах месторождений.

2. Из всего разнообразия типов оруденения, характерных для той или иной зоны, важное практическое значение имеют лишь одна-две, редко три-четыре рудные формации, остальные, как правило, проявлены резко редуцированно.

3. Промышленная рудоносность зон зависит от многих факторов, главнейшими из которых являются состав и внутренняя структура (ритмичность, зональность рудоносных формационных комплексов, образующих зоны); тектоническая обстановка проявления геологических и рудных формаций; особенности глубинного строения и проявления разрывной тектоники; время развития рудоносных формаций как в общей геологической истории, так и в ходе формирования рассматриваемого региона.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РУДОНОСНОСТЬ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Зависимость рудоносности структурно-формационных зон от состава и строения слагающих формаций

Рудоносность конкретных зон находится в прямой зависимости от состава развитых в их пределах геологических формаций, их мощностей, пространственных сочетаний и последовательности развития (табл. 2).

Связь металлогенической специализации зон с их составом не требует особых пояснений. По существу, эта зависимость использована в легенде к карте структурно-метал-

Таблица 1

Схема распространения характерных типов руд, связанных с различными группами геологических формаций в структурно-формационных зонах

Группа геологических формаций	Платформенные (плитные)	"Переходные" (перикратон, аблокаген, передовой прогиб)	Мезогосинклинальные	Миктегосинклинальные	Чехол срединных массивов	Эвгеосинклинальные	Рифтогенные	Орогенные и повторно-орогенные
Эвапориты		Соли						Соли
Карбонатно-терригенные				Нг	AL F, Pb, Zn Ba, Pb, Zn Au Fe	Φ Mn	Pb, Zn	Al Φ?
Терригенные	УБ	Нг? Al Mo, V Fe Mn	УК, УБ	Mo, V Черносланцевые Φ		Cu, Zn Au	Нг?	УК, УБ Cu Φ Mn
Кремнистые		Φ				Mo, V, Mn Fe		
Вулканогенные		ИШ Гр				Cu, Mo Cu, Pb, Zn, Ag Cu, Zn, колч. S, Fe, колч.	Au, Ag Cu	W, Sb Ag, Pb, Zn, F Sn Hg, Sb Cu, Mo Cu, Ni

Примечание. Φ – фосфориты, УБ – угли бурые, УК – угли каменные, ИШ – исландский шпат, Гр – графит; интенсивность линий отражает характерность и масштабы распространения.

логенических зон территории СССР [6], в которой отображены изменения рудоносности зон в зависимости от соотношения вулканогенных, кремнистых, терригенных (серо- и красноцветных), карбонатных, эвапоритовых, интрузивных и метаморфических групп формаций.

Так, например, широкое развитие в эвгеосинклиналях вулканогенных образований приводит к максимальному развитию колчеданных месторождений, кремнистых — к формированию железо-марганцевого и фосфоритового оруденения, черносланцевых — медно-цинкового и медно-пирротинового и др.

Реальная промышленная рудоносность структурно-формационных зон зависит не только от состава, но и от внутреннего строения структурно-формационных комплексов и слагающих их формаций, в частности от направленности дифференциации и ритмичности (трансгрессивной и регрессивной для осадочных толщ, гомодромной и антидромной для магматических пород), фациальной изменчивости, соотношения мощностей, а также наличия стратиграфических перерывов. В качестве примера можно привести многочисленные общеизвестные факты связи колчеданных и жильных гидротермальных месторождений с полно дифференцированными сериями вулканогенных образований или интрузивных комплексов [10].

Породы, входящие в состав тех или иных магматических формаций, образуют эволюционные ряды, которые характеризуются большей или меньшей полнотой, направленностью дифференциации и ее контрастностью. Так, например, направленность дифференциации в интрузиях мафического семейства в сторону возрастания к конечным членам магнезиальности или железистости определяет соответственно медно-никелевый или титаномагнетитовый профиль оруденения. При этом в большинстве случаев крупные промышленные концентрации рудных компонентов характерны для больших и хорошо дифференцированных плутонов (титаномагнетитовые месторождения в связи с габброидными формациями, медно-никелевые руды в массивах перидотит-пироксенит-норитовой, оливинит-габбровой и базальт-долеритовой трапповой формациями).

Возникновение промышленных месторождений колчеданной группы формаций характерно для эволюционных рядов с гомодромной направленностью раннегеосинклинального вулканизма с широким диапазоном эволюции от базальтов до кварцевых кераатофиров при общей большой мощности эффузивно-осадочного разреза [2].

Направленность в эволюционной дифференциации осадочных толщ широко используется при выделении стадий развития платформенного чехла, каждая из которых характеризуется проявлением определенных рудных комплексов. Так, зонам ранней трансгрессивной стадии наиболее свойственно марганцевое (Украина), фосфоритовое (Прибалтика) и железорудное кремнисто-гематитовое оруденение (Ангаро-Ленский район). В зонах поздней регрессивной стадии ведущее значение имеют оолитовые железные руды (Жерченское месторождение), медистые песчаники (Предуралье), соли (Прикаспийский бассейн), самородная сера (Волжский бассейн) и титано- и циркононосные россыпи (Предкавказье).

В настоящее время ритмичность и соотношения мощностей формационных комплексов широко используются при прогнозной оценке осадочных толщ мио- и миктозон подвижных поясов на стратиформное железорудное, медное, свинцово-цинковое и фосфоритовое оруденение. Так, например, Джезказганское и Удоканское месторождения медистых песчаников приурочены к нижней части разреза красноцветных толщ регрессивного строения общей мощностью более 5000 м. В то же время медистые песчаники предуральского и таштыпского типов связаны со слабо ритмичными красноцветными алеврито-песчаными толщами значительно меньших мощностей и, как правило, не образуют крупных месторождений [12, 22, 24].

При оценке перспектив рудоносности структурно-металлогенических зон выявляется важнейшее значение стратиграфического контроля оруденения. При этом следует подчеркнуть, что стратиграфический контроль проявлен не только в закономерном размещении экзо- и эндогенного стратиформного оруденения, но и в приуроченности типичных "секущих" по морфологии рудных месторождений (жильных, штокверковых и др.) к определенным свитам и толщам. Многие жильные золото-серебряные, флюорит-пиритовые, меднопорфировые месторождения орогенных зон расположены в определенной части стратиграфического разреза вулканических структур. В частности, повышенные концентрации золото-серебряного эпitherмального оруденения, как было показано С.Н. Калабашкиным, локализуются в горизонтах фельзитовидных вулканитов, чередующихся с водонасыщенными осадочными породами.

Необходимо подчеркнуть важное значение стратиграфических перерывов при анализе рудоносности структурно-металлогенических зон. В наиболее общем случае большинство месторождений, как экзо-, так и эндогенных, приурочены к временным интервалам, в течение которых процессы осадконакопления и магматизма в данной зоне либо вообще не проявились, либо развивались в замедленном темпе (малые мощности, незначительные проявления).

В результате наиболее перспективны те структуры, в разрезе которых отмечается многократная ритмичность, стратиграфические перерывы, выпадение отдельных толщ или резко редуцированное их развитие. В зонах развития магматизма столь же благоприятны перерывы в ритмах, устанавливаемые по наличию даек, регионально распространенных метасоматитов и т.д. [19].

Связь рудоносности структурно-формационных зон с особенностями их глубинного строения

Обобщение геофизических материалов, проведенное в последние годы, позволило обратить внимание на существование определенных связей между особенностями глубинного строения земной коры и металлогенической специализацией, а также масштабами рудогенеза структурно-формационных зон или их систем — мегазон и поясов.

В частности, на основе анализа имеющихся геофизических материалов в последние годы во ВСЕГЕИ было проведено районирование Уральского региона, базирующееся на представлениях о слоистой модели строения земной коры и применении коэффициента основности (β) ее разреза, отражающего соотношения мощностей гранулит-базитового и гранитно-метаморфического слоев. Согласно этим исследованиям, на Урале выделяются три крупные области, различающиеся по строению земной коры [1]. "Западная" включает Предуральский краевой прогиб и западную существенно мио- и миктогеосинклинальные зоны Урала (Западно-Уральскую, Башкирскую и Центральную-Уральскую). Земная кора этой области относится к континентальному типу с глубиной залегания "базальтового" слоя от 16 до 30 км и повсеместным развитием гранито-гнейсового слоя при $\beta = 0,3-0,7$. По этим параметрам земная кора рассматриваемой области сопоставима с фундаментом Русской платформы. "Центральная" область в общих чертах совпадает с Тагило-Магнитогорской областью эвгеосинклинального типа. Земная кора этой области характеризуется резким увеличением мощности и подъемом "базальтового" (2-16 км) и фрагментарным развитием гранито-гнейсового слоев при значении $\beta = 0,7-1,0$. Кора этого типа по своему строению напоминает кору островных дуг, хотя и отличается по мощности.

"Восточная" область соответствует восточной половине Уральского подвижного пояса (Восточно-Уральское поднятие, Алапаевско-Иргизская и Притобольская мегазоны). Кора здесь континентальная с развитым гранито-гнейсовым субстратом и близка по своим параметрам к "Западной" области ($\beta = 0,6-0,65$), отличаясь от последней большей контрастностью строения.

Как известно, все три рассматриваемые области в целом резко отличаются и по металлогеническим особенностям, хотя отдельные структурные металлогенические зоны в их пределах достаточно близки по рядам геологических формаций и структуре. В частности, обращают на себя внимание наблюдающиеся различия в масштабах проявления оруденения Тагило-Магнитогорской и Алапаевско-Иргизской мегазон, сходных по составу развитых здесь формационных комплексов и типов руд (медь, цинк, железо, хромиты). Вероятно, существенное преобладание оруденения сидеритохалькофильного состава в пределах Тагило-Магнитогорской зоны следует связывать с особенностями ее глубинного строения и в первую очередь с особенностями мантийной дифференциации вещества.

Отчетливую связь металлогении (рудной специализации и масштабов оруденения) с глубинным строением можно проследить и на примере Кавказа [14]. Так, в пределах Алаверды-Кафанской зоны Кавказа, как и во многих других регионах СССР, устанавливается отчетливая связь размещения наиболее важной промышленно-ценной медноколчеданной минерализации с участками максимальных градиентов Δg . Месторождения приурочены к местам проявления максимальных контрастных гравитационных ступеней. В западной части этой зоны, на территории Грузии, где гравитационное поле более равномерное, крупные колчеданные месторождения до сих пор не выявлены.

Привлекают внимание также факты приуроченности многих месторождений различных генетических типов — телетермальных, стратиформных свинцово-цинковых, флюоритовых, а также скарновых, грейзеновых редкометальных — к участкам зон с минимальным значением силы тяжести, фиксирующим на глубине блоки разуплотненной коры. В качестве примера приведем Центральную-Кавказскую зону поднятий. Здесь главные промышленно-ценные концентрации руд в районе Тырнауза локализованы в пределах участка максимального разуплотнения коры, резкого гравитационного минимума.

В последние годы накоплены также очень интересные данные по особенностям геофизических полей зон с редкометальной минерализацией. По магнитным характеристикам были выделены два типа гранитоидов (Н.Б. Дортман, А.А. Духовский и др.) — повышенной и слабой магнитности. Соответственно орогенные зоны с гранитоидным магматизмом по геофизическим характеристикам могли быть разделены на молибденоносные (слабо магнитные) и оловоносные (магнитные).

Особого внимания заслуживают также данные, полученные И.Г. Клушиным и И.И. Абрамовичем [7], по связи масштабов рудоносности провинций и зон с флюоритовой, оловянной, молибденовой, медной минерализацией с особенностями внутреннего строения верхней мантии.

В целом можно заключить, что изучение особенностей глубинного строения структурно-металлогенических зон позволяет, с одной стороны, лучше понять природу металлогенической специализации однотипных зон (Мо или W, Fe или Cu и т.д.) и, с другой стороны, дает ценный материал для определения возможных масштабов рудоносности, выделения участков, максимально благоприятных для локализации оруденения.

Закономерности размещения крупных месторождений в пределах структурно-формационных зон

При анализе пространственного размещения оруденения в различных структурно-формационных зонах с очевидностью устанавливается факт закономерного, "регулярного" расположения месторождений в узлах пересечения линеаментов. Эти закономерности выявлены для Алтае-Саянской области, Кавказа, Средней Азии, Казахстана и других регионов.

На первый взгляд, эти данные противоречат теории формационного анализа, поскольку в качестве ведущего фактора размещения оруденения при этом выступают зоны глубинных разломов — линеаменты, а не те или иные рудоносные геологические формации. Преувеличение роли этого положения привело некоторых исследователей к недооценке роли формационного анализа и выдвиганию на первый план так называемой линеаментной металлогении. Вместе с тем приведенные выше результаты исследований больших коллективов геологов не согласуются с таким мнением. Все полученные в ходе составления металлогенических карт данные позволяют утверждать, что нет месторождений, расположенных вне "своих" структурно-формационных зон. В этом отношении основной принцип Ю.А. Билибина, заключающийся в существовании закономерных связей между составом геологических формаций и типами оруденения, подтверждается во всех регионах. Вместе с тем размещение месторождений внутри структурно-формационных зон не только типично эндогенных глубинных, но и многих считающихся экзогенными, масштабы их рудоносности действительно в значительной мере определяются глубинными линеаментами, выявляемыми по косвенным космогеологическим, геоморфологическим, геофизическим признакам. Особенно отчетливо связь узлов размещения месторождений с линеаментами устанавливается для орогенных областей [3], микто- и вторичных геосинклиналей, для которых есть все основания предполагать наличие жесткого консолидированного основания с унаследованно развивающимися зонами глубинного заложения.

В свете рассматриваемых вопросов интересно заключение И. Нобла [25], не являющегося сторонником "линеаментной" металлогении, но пришедшего к выводу, что 257 наиболее крупных рудных месторождений Северной Америки действительно расположены в "узлах" линеаментной решетки, определяемой регулярным (периодичным) расположением линеаментов восток—северо-восточного и субширотного простирания.

Анализ материалов по металлогении СССР в свете рассматриваемых вопросов позволяет на основании различных геологических признаков подразделить региональные разрывные нарушения на две группы.

Разломы первой группы контролируют магматизм, осадконакопление и соответственно размещение рудоносных формаций, что в конечном итоге определяет размещение и самих структурно-металлогенических зон. Разновидностью разломов этой группы являются разрывные нарушения, как продольные, так и поперечные по отношению к структуре региона, обычно активизированные в процессе молодых тектонических движений. Разломы этого типа контролируют зоны развития метасоматитов и телетермальной минерализации, для которой какая-либо отчетливая связь с магматизмом и осадконакоплением не устанавливается. На дневной поверхности структуры подобного типа обычно трассируются зонами средне-низкотемпературных метасоматитов и цепочками телетермальных рудопоявлений и месторождений. В пределах Алтае-Саянской области, по данным Ю.А. Кузнецова [11], подобные структуры контролируют размещение арсенидно-кобальтовых, флюоритовых, ртутных и некоторых типов железорудных месторождений (Ховуаксы, Карасук и др.). Аналогичные рудоконтролирующие структуры выделяются в настоящее время в Средней Азии для флюоритового, свинцово-цинкового и серебряного оруденения, на Кавказе — для свинцово-цинковых, сурьмяно-ртутных и вольфрамово-мышьяковых руд.

Ко второй группе разломов, по масштабам сопоставимых с первыми, относятся так называемые рудоконцентрические структуры, значение которых было подчеркнуто в работах [4, 16, 17 и др.]. Эти разломы обычно выделяются только по косвенным признакам на основе анализа геоморфологических, структурных, геофизических и геохимических особенностей территорий. В качестве примера можно указать на поперечные разломы, пересекающие все структурно-формационные зоны Урала. Они расположены с определенной периодичностью, с величиной шага 80, 40, 20 км, и контролируют размещение рудных "узлов" с медноколчеданной и скарново-железородной минерализацией. Аналогичные факты установлены для Кавказской, Среднеазиатской, Сихотэ-Алинской провинций. В частности, в пределах последней скрытые поперечные разломы субширотного простирания контролируют пространственное положение ряда промышленно-важных рудных районов с вольфрамовым, оловянным и полиметаллическим оруденением. Другими словами, при пересечении продольных разрывных нарушений первой группы, контролирующей размещение структурно-формационных зон, поперечными возникают условия, особенно благоприятные для локализации крупных промышленных рудных скоплений.

Рудоконтролирующая роль "кольцевых" или, по терминологии В.В. Соловьева [21], концентрических структур, по существу, может быть сопоставлена с таковой линейных разломов. Крупные концентрические структуры глубинного заложения диаметром 300 км и более представляют собой пологие дугообразные линейменты, субсогласные с общей структурой регионов, контролирующие размещение троговых зон или конфигурацию срединных массивов, и, по существу, могут быть отождествлены с линейными глубинными разломами первой группы. "Дискордантные" концентрические структуры больших и средних размеров (от первых сотен до нескольких десятков километров в поперечнике) могут быть параллелизованы с рудоконцентрирующими разломами второй группы.

Обе рассмотренные группы разломов определяют закономерности пространственного размещения минерализации в региональном плане — распределение металлогенических зон и максимумов оруденения в их пределах, т.е. рудных районов. Однако непосредственно рудоконтролирующими, как правило, являются локальные разломы более высоких порядков, часто сопряженные с рассмотренными выше. В орогенных областях и на платформах здесь особенно возрастает роль кольцевых структур малого диаметра, которые соответствуют конкретным геологическим объектам — интрузивным куполам и вулканоструктурам, она приближается к роли рудолокализирующих линейных разломов.

В целом можно сказать, что в такой же мере, как состав формационных комплексов и слагающих их пород определяет состав возникающих при благоприятных условиях месторождений, разрывная тектоника определяет места локализации наиболее крупных месторождений.

**Изменения рудоносности геологической формации
в зависимости от типа структурно-формационной зоны**

Из геологической практики хорошо известно, что рудоносность одной и той же геологической формации различных тектонических структур даже в пределах одного и того же региона может существенно меняться. В качестве примера сравним рудоносность гранитоидов тоналитовой формации центральных районов Тувы и Маргтайгской зоны (Алтае-Саянская область).

В первом случае среди терригенно-карбонатно-вулканогенных толщ эвгеосинклинальных прогибов с гранитоидными интрузиями повышенной основности ассоциирует преимущественно скарное железорудное оруденение, во втором — интрузии того же состава, прорывающие существенно терригенно-карбонатные отложения геоантиклинальных поднятий, сопровождаются скарным и жильным шеелитовым оруденением при резко подчиненном развитии железорудных скарнов.

Анализ подобных случаев показывает, что проявление рудоносности какой-либо геологической формации обычно зависит от вариаций геологической обстановки формирования оруденения. Наиболее часто изменение характера рудоносности геологических формаций связано с тем, что одна и та же рудоносная формация может входить в состав различных возрастных и латеральных формационных рядов и соответственно проявляться в составе различных структурно-формационных зон. Так, например, в эв- и миктогеосинклинальных зонах мафического типа с базальт-андезит-липаритовой и кремнисто-сланцевой формациями ассоциируют серно-медно-цинковоколчеданные и железо-марганцевые кремнистые формации. В эвгеосинклиналях профилирующими, как правило, являются колчеданные, реже железорудные месторождения, в миктозонах, напротив, резко преобладает железо-марганцевое оруденение (табл. 3). Подобные соотношения в масштабах проявления оруденения можно отметить для месторождений хромита и платины, талька и асбеста, медно-никелевых и титаномагнетитовых руд, скарных концентраций железа и золота с вольфрамом в форме шеелита.

Другим, не менее характерным примером может служить рудоносность зон орогенного типа, где с особой полнотой проявляется зависимость состава и масштабов рудной минерализации от геохимического типа фундамента (табл. 4).

Влияние вмещающей среды на рудоносность интрузивных формаций наиболее ярко выражено в зонах орогенного типа, но, безусловно, имеет более широкое значение.

Таблица 3
Рудоносность формации натриевых базальтов (спилитов)

Тип структурно-металлогенической формы	Масштабы оруденения			Примеры
	крупный	средний	мелкий	
<i>Эвгеосинклинали</i>				
Раннегеосинклинальный мафический слабо дифференцированный			Cu-Zn, FeS ₂	Джалаир-Нойманская зона, Казахстан
Раннегеосинклинальный мафический дифференцированный	Cu-Zn	FeS ₂	Cu-Zn-Pb	Тагил-Магнитогорская зона, Урал
Раннегеосинклинальный щелочно-мафический			Cu-Zn, FeS ₂	Аджаро-Триалетская зона, Кавказ
<i>Миктогеосинклинали</i>				
Раннегеосинклинальный кремнисто-сланцевый	P	Mn, Fe	Cu-Zn	Удско-Шантарская зона, Приамурье
Раннегеосинклинальный сланцевый	Cu-Zn		Au	Зона Главного хребта Большого Кавказа
Раннегеосинклинальный кремнисто-сланцево-карбонатный	Mn, Fe, Pb-Zn		P	Успенская зона, Казахстан, Туркино-Бамбуиская, Западное Забайкалье
<i>Чехол срединных массивов и геоантиклинальные поднятия</i>				
Геосинклинальный вулканогенно-осадочный	Mn, P	Fe	Cu-Zn, FeS ₂	Шорская глыба, Алтае-Саянская область

Т а б л и ц а 4
Рудоносность орогенных зон

Состав фундамента	Магматические образования (формации)	
	мафическо-салические	салические
Салический Мафический	W, Sn, B, Zn, Pb, Ag, Hg, Sb Mo, Cu, Au, W, Pb, Zn, Hg	Sn, W, Ta, Nb, Pb, Zn, Ag, Hg, Sb Mo, W, F, Ta, Nb, Hg

По соотношению секущих интрузивных и стратифицированных комплексов могут быть выделены два полярных варианта, по-разному влияющих на рудоносность интрузивных формаций.

1. Интрузивные комплексы размещаются среди стратифицированных образований, родственных по составу и относящихся к той же стадии или этапу развития.

2. Интрузивные массивы развиты в пределах чужеродных слоистых комплексов. При этом интрузии могут быть расположены среди как близкосинхронных стратифицированных образований, так и значительно более древних (предшествующего цикла или стадии развития) в пределах срединных массивов, геантиклинальных поднятий и др.

При развитии плутонических пород среди близких по составу и времени образования стратифицированных комплексов возникают единые вулканогенно-интрузивные ряды рудных формаций. Именно здесь развивается эндогенное оруденение, связанное "одновременно" как с вулканическими, так и с плутоническими комплексами. При этом происходит совмещение условий, благоприятных для возникновения наиболее крупных рудных концентраций. Примером служат зоны с развитием хромитового оруденения в связи с массивами дунит-перидотитового состава среди полно дифференцированных инициальных вулканитов (Кемпирсайский район на Южном Урале). Это относится и к зонам развития наиболее крупных железорудных скарных месторождений, приуроченных к зонам, где эффузивы мафического и мафическо-салического семейств, нередко содержащие самостоятельные эксгаляционно-осадочные концентрации железа, пространственно совмещены с близкими по возрасту интрузиями тоналитового состава (Тургайский прогиб, Кузнецкий Алатау и др.). Наиболее крупные медно-молибденовые порфировые месторождения также образуются при совмещении интрузий диорит-гранодиоритовой формации с близкими по возрасту андезитами орогенного этапа (Центральный Казахстан, Северо-Восток СССР).

В случае совмещения разнородных по составу и времени образования стратифицированных и интрузивных комплексов возникают благоприятные условия для формирования ряда крупных специфических месторождений. Сюда относятся, например, дисилицированные пегматиты, возникающие в приконтактных зонах гипербазитовых тел, приуроченных к геантиклинальным поднятиям, сложенным главным образом гранитизированными породами, или месторождения асбеста, которые сторонники неомобилизма рассматривают как характерные образования зон субдукции, где гипербазиты имеют аллохтонное залегание на гранито-гнейсовом субстрате. К этой же группе, по-видимому, можно отнести руды геохимически сложных и гибридных ассоциаций — золото-теллуридных, уран-кобальт-медно-висмутовых, возможно, медно-молибденовых порфириновых и других месторождений.

Таким образом, геохимический профиль, формационный состав и масштабы оруденения интрузивных структурно-металлогенических зон в значительной мере определяются не только составом плутонических образований, но и их сочетаниями с различными стратифицированными комплексами.

Нередко изменение характера рудоносности геологической формации связано с достаточно второстепенными или локальными проявлениями геологической обстановки рудообразования, которые не находят отражения на уровне структурно-металлогенических зон. В качестве примера можно привести рудные поля колчеданных месторождений, в геологическом строении которых принимают участие тела гипербазитов. Как правило, руды таких месторождений резко обогащены кобальтом, который нередко приобретает значение главного или одного из ведущих рудных компонентов (Пышинско-Ключевское месторождение на Среднем, а также Ивановское и Дергамышское на Южном Урале). Другим подобным примером являются весьма специфические

инфильтрационные кобальт-марганцевые рудопроявления Южного Урала, из которых наиболее хорошо известны Домбаровское и Белый Камень. Образование этих месторождений связано с формированием мезозойских кор выветривания на гипербазитах. Специфические геолого-геоморфологические условия этого района привели к селективному выносу марганца и кобальта из гипсометрически вышележащих кор выветривания на гипербазитах и переотложению этих элементов в виде кобальтсодержащих асболанов в литологически благоприятных горизонтах (черных сланцах и брекчированных кварцевых жилах), расположенных ниже по склону. В итоге вместо типичных комплексных железо-кобальт-никелевых месторождений охристого или нонтронитового типа в этом районе преимущественно распространены малоникелистые кобальт-марганцевые руды.

Как в первом, так и во втором случаях локальные изменения геологической обстановки зон рудогенеза не приводят к существенным изменениям масштабов месторождений. В приведенных примерах не меняются масштабы ни колчеданного оруденения, ни минерализации в корах выветривания, но существенно изменяется состав руд. Кобальт, обычно присутствующий в рудах большинства месторождений рассматриваемых типов, как правило, образует только второстепенную примесь, здесь же он приобретает самостоятельное значение и, по существу, определяет экономическую ценность этих рудных объектов.

Масштабы проявления рудных формаций в различных геологических обстановках

Рассмотренные выше примеры иллюстрировали решение прогнозных задач при региональном металлогенетическом анализе — определении прогнозируемых типов оруденения и их масштабов при изучении структурно-формационных зон. Однако наряду с такими задачами в последние годы все большее значение приобретает и решение противоположных по смыслу задач — определение геологических обстановок типов зон, геологических формаций, в пределах которых могут быть обнаружены промышленно-ценные месторождения искомого типа, например колчеданные, медно-никелевые сульфидные, меднопорфировые и др. При решении этих задач специальной металлогении [10], руководящим является положение о том, что месторождения и рудопроявления одной и той же рудной формации могут проявляться в различных геологических обстановках, в различных типах зон, в связи с разными геологическими формациями, однако масштабы оруденения при этом резко различны.

Так, например, стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах различных формаций образуется на платформах, в перикратонных прогибах, мио- и миктогеосинклиналях, чехлах срединных массивов, где ведущую роль играют карбонатные отложения (см. табл. 2). Соленосные формации формируются в связи с эвапоритами в передовых прогибах и орогенных впадинах: медистые песчаники — в пределах платформ, в передовых прогибах и орогенных структурах в связи с группой терригенных красноцветных формаций (Предуралье). Редкометальное оруденение, ассоциирующее с гранитоидами салического семейства зон орогенеза и активизации, широко распространено в пределах геантклинальных поднятий и срединных массивов фанерозойских подвижных зон, на щитах, а также в пределах вулканоплутонических поясов. Однако, как показывает практика, масштабы однотипного оруденения, но проявляющегося в различной геологической обстановке, существенно изменяются [10, 18]. Так, наиболее крупные месторождения свинцово-цинковых руд известны в карбонатных толщах, характерных для миогеосинклиналей, а также перикратонных и авлакогенных прогибов в связи с рифогенными известняками, которые подстилаются углеродистыми и перекрываются терригенными образованиями; медно-молибденовые порфировые месторождения, известные среди ранне- и позднегеосинклинальных, орогенных и активизационных структур, достигают наибольших масштабов в орогенных зонах при совмещении вулканитов андезитовой и интрузивов диорит-гранодиоритовой формаций (табл. 5—7).

Анализ материалов по территории СССР показал, что из более чем 100 рассмотренных рудных формаций по 23 главнейшим видам минерального сырья более половины геологически конвергентны, т.е. возникают в структурно-металлогенетических зонах разного типа в связи с различными геологическими формациями или их сочетаниями. Это потребовало введения понятий "формационный тип месторождения", или "субформация", которые характеризуются связью только с определенной геологической

Таблица 5
Геологические обстановки проявления скарновой железорудной формации

Рудоносная геологическая формация	Тип структурно-металлогенической зоны	Масштаб оруденения			Примеры
		крупный	средний	мелкий	
Габбро-диорит-плаггиогранитовая	Раннегеосинклинальный мафическо-салический			+	Собская зона, Полярный Урал
Тоналит-плаггиогранит-гранитовая	Позднегеосинклинальный мафическо-салический	+	+	+	Месторождения Среднего Урала, Тургая, Кузнецкого Алатау
Гранит-гранодиоритовая	То же		+	+	Тас-Хаяхтахская и Улахан-Сисская зоны Северо-Востока СССР
Гранит-граносиенитовая	Раннеорогенный салическо-мафический на мафическом основании		+	+	Ирбинское месторождение, Алтае-Саянская область
Диорит-гранодиоритовая	То же		+	+	Центральный Казахстан
То же	Раннеорогенный салическо-мафический на салическом основании			+	Кармазар, Средняя Азия
Базальт-долеритовая	Платформенный мафический		+	+	Юг Сибирской платформы
Щелочных габброидов и сиенитов	Рифтовый фойдитовый			+	Месторождение Ирису, Северный Тянь-Шань

Таблица 6
Геологические обстановки проявления марганцевого оруденения браунит-гаусманит-родонитовой кремнистой формации

Рудоносная геологическая формация	Тип структурно-металлогенической зоны	Сопутствующее оруденение	Масштаб марганцевых объектов			Примеры
			крупный	средний	мелкий	
Кремнисто-сланцевая, яшмовая	Раннегеосинклинальный кремнисто-сланцевый	Железо, фосфориты	+	+	+	Удско-Шантарская зона, Приамурье
Кремнисто-сланцевая	Раннегеосинклинальный кремнисто-сланцево-карбонатный	Железо, свинец, цинк, барит	+	+	+	Атасуйская зона, Казахстан
Кремнисто-сланцевая, яшмовая	Раннегеосинклинальный мафический слабо дифференцированный	Ванадий, фосфориты		+	+	Северный Тянь-Шань
Кремнисто-сланцевая	Раннегеосинклинальный мафическо-салический	Железо		+	+	Сомхето-Карабахская зона, Малый Кавказ
Кремнисто-сланцевая, яшмовая	Раннегеосинклинальный мафический дифференцированный	Железо, медь, цинк			+	Орский район, Южный Урал
Кремнисто-сланцевая	Раннегеосинклинальный щелочно-мафический	Железо			+	Олюторская зона, Камчатка

Таблица 7

Формационные типы сульфидных медно-никелевых месторождений

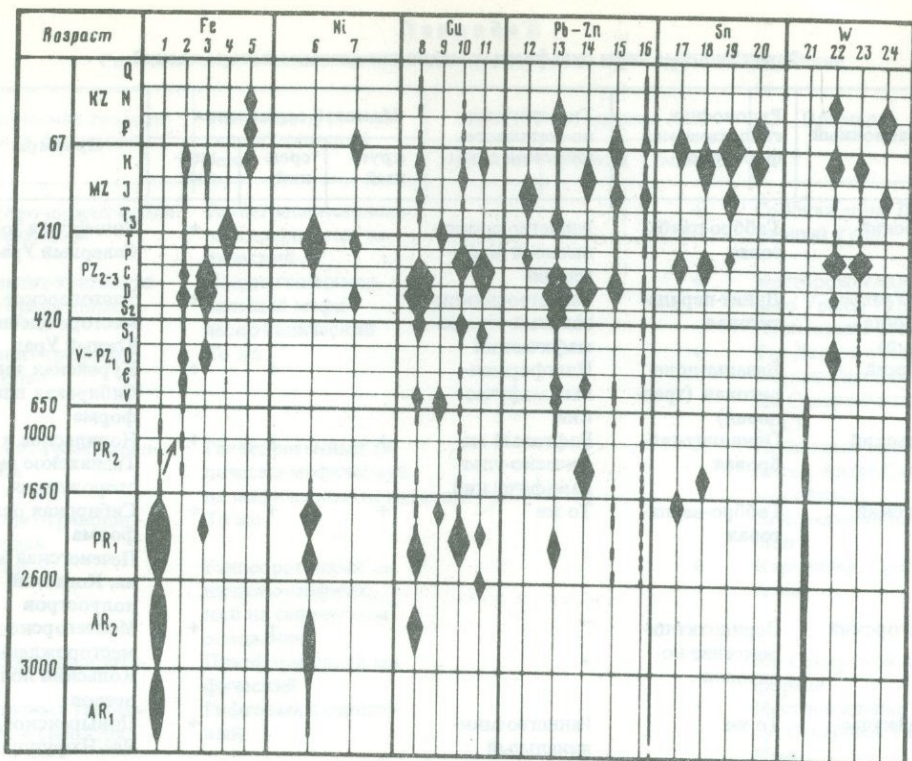
Формационный тип	Рудоносная геологическая формация	Тип структурно-металлогенетической зоны	Масштаб оруденения			Примеры
			крупный	средний	мелкий	
Вишерский	Габбро-диабазовая	Раннегеосинклинальный мафический			+	Вишерская зона, Северный Урал
Южно-Уральский (миллеритовый)	Дунит-перидотитовая	Раннегеосинклинальный ультрамафический			+	Златогорское месторождение, Южный Урал
Курейский	Базальт-долеритовая (трапповая)	Платформенный мафический		+	+	Курейская зона, Сибирская платформа
Норильский	Оливинит-габбровая	Рифтовый мафическо-ультрамафический	+	+	+	Норильское и Талнахское месторождения
Печенгский	Габбро-верлитовая	То же	+	+	+	Сибирская платформа
Мончегорский	Перидотит-пироксенит-норитовая	"		+	+	Печенгская зона, Кольский полуостров
Прибайкальский	То же	Раннегеосинклинальный мафическо-ультрамафический			+	Мончегорское месторождение, Кольский полуостров
						Довыренское, Чае-Нюрундуканское месторождения, Северо-Западное Прибайкалье

формацией, проявленной в определенной геологической обстановке. Так, скарновая железорудная формация может встретиться в восьми различных геологических обстановках, марганцевая кремнистая — в шести, сульфидная медно-никелевая — в семи, медно-молибденовая порфирировая — в двух и т.п. (см. табл. 5–7). Как было показано выше, практическая значимость многих выделенных субформаций достаточно различна. Для одних формационных типов оруденения характерны только рудопроявления и мелкие месторождения (например, для медно-никелевых руд в связи с габбро-диабазами), для других, наоборот, достаточно обычны наряду с мелкими крупные и средние объекты (руды того же состава в связи с интрузиями габбро-верлитовой формации и др.). Из семи субформаций медно-никелевых месторождений при ведущей роли только одного типа в настоящее время практическое значение имеют только три, из шести субформаций кремнисто-марганцевых руд — две, а из восьми скарново-железорудных — три.

Масштабы проявления рудных формаций в зависимости от времени их образования

При оценке масштабов проявления рудных формаций в ходе региональных исследований наряду с особенностями их состава, структуры, связи с геологическими формациями важное значение имеет время их развития.

Как известно, однотипные геологические и рудные формации различных геологических эпох резко различаются как по распространенности, так и по масштабам рудоносности. Например, для территории СССР хорошо известно существование определенных возрастных максимумов марганце- (P_3-N_1), фосфато- ($V-E, K-P$) и бокситонакопления (D_3-C, K), углеобразования ($C-P$), выделяются эпохи предпочтительного формирования грейзеновых вольфрам-молибденовых (C_3-P_1), силикатно-сульфидных оловорудных (K_2-P), стратиформных свинцово-цинковых (PR_3, D_2), меднопорфирировых ($C_3-P_{1,2}, P-N$) и других месторождений. Именно с этими



Эволюция типов месторождений и рудных формаций для территории СССР

1-24 - формационные типы месторождений и рудные формации: 1 - железистые кварциты, 2 - железорудная кремнисто-гематитовая, 3 - железорудная скарновая, 4 - железорудная магнетио-ферритовая скарновая, 5 - железорудная оолитовая, 6 - сульфидная медно-никелевая, 7 - кобальт-никелевая кора выветривания, 8 - медно-цинковая колчеданная, 9 - медно-эпидотовая, 10 - медистые песчаники, 11 - медно-молибденовая порфирировая, 12 - медно-цинковая чернослапцевая, 13 - медно-свинцово-цинковая колчеданная, 14 - барит-свинцово-цинковая кремнисто-карбонатная, 15 - свинцово-цинковая скарновая, 16 - свинцово-цинковая жильная березитовая, 17 - оловорудная скарновая, 18 - оловянно-вольфрамовая грейзеновая, 19 - оловорудная силикатно-сульфидная, 20 - оловорудная риолитовая, 21 - вольфрамовая скарноидная (стратиформная), 22 - вольфрам-молибденовая скарновая, 23 - вольфрамовая кварцево-грейзеновая гумбеитовая, 24 - ферберит-антимонитовая аргиллизитовая; ширина линии отражает интенсивность их проявления

эпохами связано формирование большинства крупных и всех уникальных месторождений тех или иных формационных типов, сформировавшихся в пределах определенных, "своих" типов металлогенических зон.

На схеме представлены характерные максимумы проявления некоторых типов оруднения в истории геологического развития, устанавливаемых для территории СССР. Анализируя закономерности смены месторождений различных генетических и формационных типов в отдельных регионах (Урал, Казахстан, Забайкалье и др.) можно наметить общую последовательность их развития в ходе геологической истории: 1) стратиформные согласные структурно-формационных зон; 2) метаморфизованные стратиформные и скарновые магнезиальные и известковистые; 3) жильные и штокверковые с грейзенами, березитами, альбититами при наложении секущих зон интрузивных пород; 4) эпитермальные вулканических областей и телетермальные осадочные стратиформные поздних орогенных стадий развития; 5) месторождения кор выветривания и продуктов их переотложения, включая образование россыпей T₁, Sn, Au, W, редких земель и других полезных ископаемых; далее вновь переход к вулканогенно-осадочным стратиформным согласных зон и т.д.

Такой общий, "типовой" цикл смены формационных типов месторождений проявляется как в общей истории геологического развития от архея до четвертичного периода, так и в ходе отдельных тектоно-магматических циклов. Особенно полно такая последовательная смена типов месторождений может быть прослежена для руд урана [5], вольфрама, золота. Для экзогенных руд Fe, Mn, Al Б.М. Михайлов [14] детализировал общую тенденцию, отметив устойчивую закономерность перемещения в гео-

логической истории областей преимущественно осадочного стратиформного рудообразования из морских водоемов в прибрежные зоны и далее на континенты.

Другой аспект рассматриваемой проблемы — это учет фактора длительности формирования месторождений при их прогнозировании. Одной из характерных черт крупных и уникальных месторождений полезных ископаемых является относительная длительность их развития, проявление в процессе формирования нескольких этапов и стадий минерализации, нередко значительными интервалами времени, совмещение, телескопирование в пределах единых рудоносных структур минерализации различных генетических типов и различной природы. Этот вывод, ранее подчеркнутый В.И. Смирновым [20] на примере ряда стратиформных рудных месторождений, позднее неоднократно обсуждался в литературе.

Многоэтапность и длительность формирования (десятки — сотни миллионов лет) многих месторождений Корнуолла, Пшимбрама, Джиды, Питкьяранты, колчеданных месторождений Урала, редкометальных скарновых, а также ряда урановых месторождений Канады, Австралии и других регионов свидетельствуют о необходимости использования этих фактов при прогнозно-металлогенических исследованиях и разработке геохронологических критериев выделения и оценки таких месторождений.

Таким образом, крупные и уникальные по масштабам месторождения, как правило, образуются не только в связи с конкретными рудоносными геологическими формациями в благоприятных структурно-металлогенических зонах, но и во вполне определенных интервалах геологического времени — "рудоносные эпохи" — и обладают характерными признаками, указывающими на длительность их формирования.

В заключение подчеркнем, что формационный анализ в последние годы приобрел новое значение. Детальное изучение ассоциаций формаций, их возрастных, эволюционных и латеральных рядов, внутренней структуры (ритмичности, зональности, изменения мощностей), а также петрохимической эволюции формаций, времени образования на современном этапе металлогенических исследований приобретает важное прогнозное значение.

Все это свидетельствует о необходимости продолжения широкого сравнительного анализа структурно-металлогенических зон и рудоносных формаций по крупнейшим блокам земной коры различных регионов и континентов, установления глобальных и региональных рудоносных эпох.

Представляется, что именно так можно будет подойти к решению целого ряда назревших практически важных задач — оценке перспектив малоизученных территорий, прогнозированию не известных в СССР типов месторождений, таких, например, как золото- и ураноносных конгломератов, платиновых месторождений типа Стилуотер (США), медно-никелевых типа Томпсон (Канада) или Камбалды (Австралия) и др.

Дальнейшее развитие металлогении и формационного анализа будет иметь важное теоретическое и практическое значение.

Л и т е р а т у р а

1. Берлянд Н.Т. Районирование Урала по типу строения земной коры. — Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—80.
2. Бородаевская М.Б., Кривцов А.М., Ширай Е.И. Основы структурно-формационного анализа колчеданоносных формаций. М.: Наука, 1977. 153 с.
3. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239 с.
4. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М.А. Фаворская, И.Н. Томсон, В.А. Баскина и др. М.: Недра, 1974. 193 с.
5. Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.
6. Карта структурно-металлогенических зон территории СССР. М-б 1 : 10 000 000/Под ред. Д.В. Рундквиста, К.А. Маркова, В.А. Трофимова. Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
7. Клушин И.Г., Абрамович И.И. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
8. Козеренко В.Н. Эндогенная металлогения. М.: Недра, 1981. 278 с.
9. Количественное прогнозирование при региональных металлогенических исследованиях: Методические рекомендации. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 99 с.
10. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/К.А. Марков, Б.М. Михайлов, Н.Н. Продтеченский и др. Л.: Недра, 1978. 607 с.
11. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с.
12. Кутырев Э.И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л.: Недра, 1984. 248 с.
13. Михайлов Б.М. Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. М.: Наука, 1977, с. 179—184.

14. Никольский Ю.И., Милай Т.А., Коган Л.З. Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л.: Недра, 1975. 215 с.
15. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Недра, 1978. 275 с.
16. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
17. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения/М.А. Фаворская, В.А. Баскина, Н.Л. Шилин и др. М.: Недра, 1983. 193 с.
18. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/К.А. Марков, В.А. Трофимов, Ю.Г. Старицкий. Л.: Недра, 1981. 423 с.
19. Рундквист Д.В. Изучение ритмичности и цикличности геологических процессов при металлогеническом анализе. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л.: ВСЕГЕИ, 1973, с. 206—219.
20. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.
21. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.
22. Стратифицированные месторождения меди/Ю.В. Богданов, Е.З. Бурьянова, Э.И. Кутырев и др. Л.: Недра, 1973. 312 с.
23. Твалчредидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
24. Шутов В.Р., Дружинин И.П. О фациально-литологическом контроле в размещении медного оруденения в Дзезказгане. — Литология и полез. ископаемые, 1963, № 3, с. 115—133.
25. Nobl I.A. The metallogenie map for North America. — Geol. Rdsch., 1980, 69, N 2, p. 594—602.

УДК 553. 4+553. 41

М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, М.М. Константинов, А.И. Кривцов,
А.П. Лихачев, В.А. Нарсеев, Г.В. Ручкин, Н.А. Фогельман

ОСНОВЫ ФОРМАЦИОННОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Современные достижения в области прогнозно-металлогенических исследований в значительной степени базируются на применении методов формационного анализа, ряд аспектов которого нуждается в дальнейшем развитии. В первую очередь это касается соотношений рудных и геологических формаций и типизации последних по характеру связи с продуктами рудогенеза, т.е. с собственно рудными формациями.

Главной задаче прогноза — выявлению перспективных площадей различного ранга на основе комплекса геологических признаков — отвечают определения рудных формаций, рассматривающие скопления рудного вещества как естественные составляющие тех или иных геологических сообществ, понимаемых как геологические формации. Связи между геологическими и рудными формациями заложены в широко применяемом при металлогенических исследованиях определении рудных формаций, предложенном Р.М. Константиновым [4], согласно которому под этим термином понимаются группы месторождений с минеральными ассоциациями сходного состава, повторяющимися в определенной возрастной последовательности и образовавшимися в близких геологических условиях независимо от времени образования. Существование этого определения сохраняется и в формулировках, предложенных В.А. Кузнецовым [6], П.А. Строной [9], А.Д. Щегловым [10], Г.Н. Щербой и Т.М. Лаумулиным [11], Д.В. Рундквистом с соавторами [7]. Этими исследователями конкретизированы геологические условия, по Р.М. Константинову, предусматривающие выделение геологических формаций, в той или иной связи с которыми находятся рудные месторождения. Каждая геологическая формация фиксирует определенный тип развития металлогенической области с характерными для него режимом и условиями проявления магматизма, седиментогенеза и рудообразования.

С учетом этих положений и опыта разномасштабных прогнозных исследований авторы настоящей статьи считают целесообразным выделение наряду с рудными металлогенических формаций, каждая из которых состоит из триады геологическая формация (либо сочетание геологических формаций) — рудная формация — метасоматическая формация, что отражает естественные ассоциации между геологическими формациями, метасоматическими процессами и продуктами рудогенеза.

В соответствии с этим формационные металлогенические классификации требуют

установления палеотектонического (или палеогеографического) режима в период рудообразования, оценки постоянства пространственных и временных связей между рудными, геологическими и метасоматическими формациями, определения соотношений их между собой, выявления геохимических особенностей продуктов рудогенеза через количественные характеристики их элементного и минерального состава в сопоставлении с геологическими обстановками нахождения руд.

Типизации рудных и метасоматических формаций посвящен ряд общих и специальных исследований. Между тем решающее значение для совершенствования основ прогноза имеет классификация геологических формаций по их роли в рудогенезе. Именно этой проблеме и посвящена настоящая статья.

Значительный вклад в разработку вопроса о взаимосвязях геологических и рудных формаций внесен трудами коллектива ВСЕГЕИ (Д.В. Рундквист и др. [7]) и ИГН АН КазССР (Г.Н. Щерба, А.А. Абдулин, В.Г. Ли, Т.М. Лаумулин [1, 11 и др.]).

Д.В. Рундквист с соавторами предложили различать такие геологические формации: рудовмещающие, являющиеся благоприятной средой для рудоотложения; рудоносные продуктивные, непосредственно содержащие промышленно-ценную минерализацию; рудоносные материнские, рассматриваемые как источник оруденения.

Г.Н. Щерба и Т.М. Лаумулин [11] выделяют в качестве рудоносных геологических формаций, с которыми непосредственно или во взаимодействии с другими геологическими формациями (наложенными процессами) связаны определенные рудные формации, при этом продуктивны разновидности или части геологических формаций, с которыми непосредственно связаны рудные.

С учетом этих разработок авторам представляется целесообразным принять следующую группировку геологических формаций, отражающую, как кажется, формы их связи с рудным процессом с наибольшей полнотой.

Рудогенерирующие геологические формации (РГФ), выступающие в качестве источников вещества, его носителей и энергии рудогенеза. Накопление рудного вещества в этом случае тесно связано с развитием рудогенерирующих геологических формаций, а промышленные скопления руды являются составной частью рудовмещающих геологических формаций.

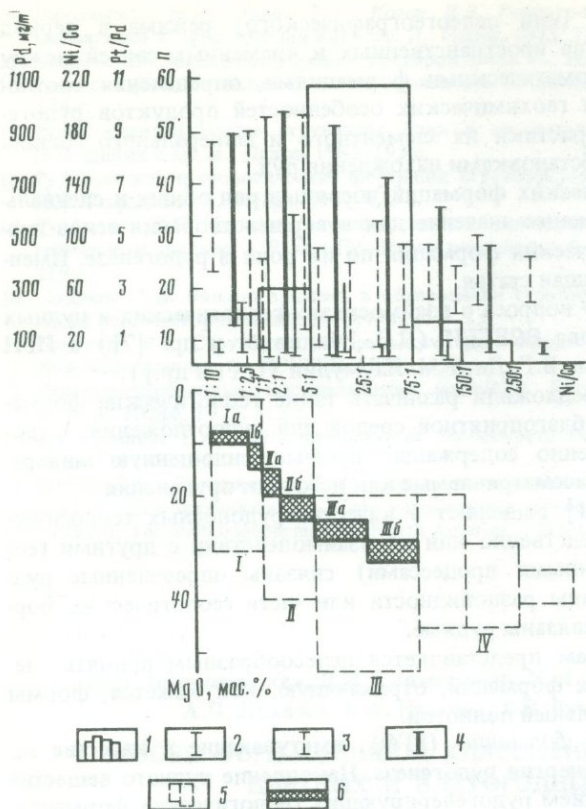
Рудоносные геологические формации (РНФ), вмещающие формационно однородные продукты рудогенеза и обладающие однотипностью собственных формационных характеристик при отсутствии однозначных интерпретаций природы пространственных ассоциаций между геологическими и рудными формациями. Рудонакопление в рудоносных формациях может быть связано с процессами, сопровождающими их становление, с различного рода метаморфическими процессами и как следствие — с сегрегацией или регенерацией рудного вещества, с деятельностью, сопутствующей другим геологическим формациям, приобретающей специфические особенности выражения в данной геологической среде.

Рудообразующие геологические формации (РОФ), которым отводится роль источников энергии при рудообразовании, реализуемом за счет вещества, содержащегося в иных геологических формациях.

Рудовмещающие геологические формации (РВФ), в которых заключены различные продукты рудогенеза, нередко связанного с более поздними (по отношению к вмещающим их породам) геологическими процессами. При этом однотипные рудные образования могут быть встречены в различных формациях горных пород.

Приведенная систематика показывает, что для большинства геологических обстановок формирования месторождений характерна тесная взаимосвязь состава руд и состава геологических формаций, определяемая спецификой геотектонической обстановки, в которой эти формации развивались.

При этом под рудной формацией авторы понимают группу месторождений, однотипных по минеральному и элементному составу руд и геологической обстановке нахождения; последняя характеризуется определенной геологической формацией либо сочетанием геологических формаций и структурными условиями, в которых проявлялся рудогенез. С учетом особенностей состава и геохимических характеристик руд, выраженных количественно, рудная формация может разделяться на субформации (в общем случае связанные с геологическими субформациями — рудогенерирующими или рудоносными) и (или) минеральные типы. В качестве ассоциации рудных формаций выделяются различные по набору и количественным соотношениям главных элементов и минералов продукты рудогенеза, постоянно наблюдаемые



Фиг. 1. Типы сульфидоносных магматических формаций и связанных с ними месторождений меди, никеля и платиновых металлов (аналитические данные по составам руд Дж. Росса и Дж. Трэвиса, 1981 г.; по составам пород — материалы А. П. Лихачева)

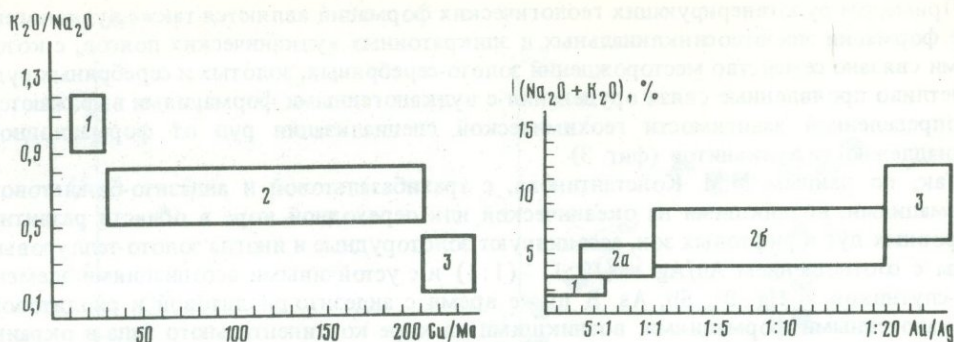
1 — распределение месторождений по величине отношения Ni/Cu; 2—4 — диапазоны значений по классам Ni/Cu отношения: 2 — отношений Pt/Pd, 3 — отношений Ni/Co, 4 — содержания Pd (в мг/т); 5 — диапазоны концентраций MgO в породах рудоносных формаций; 6 — усредненные значения содержаний MgO в рудоносных формациях. Рудоносные формации, субформации и формационные типы месторождений: I — габбро-троктолит-долеритовая формация с субформациями: Ia — габбро-троктолитовая с дулутским типом, Ib — габбро-долеритовая с норильским типом; II — габбро-норит-пироксенит-перидотитовая с субформациями: IIa — габбро-пироксенит-перидотитовая с бушвельдским типом, IIb — габбро-пироксенит-перидотитовая с печенским типом; III — пироксенит-перидотит-дунитовая с субформациями: IIIa — пироксенит-перидотитовая с камбалдинским типом, IIIb — перидотит-дунитовая с маунткейтским типом; IV — формационно неклассифицируемые проявления оруденения в связи с гипербазитовым магматизмом

в однотипных геологических формациях (рудогенерирующих или рудоносных). Семейство рудных формаций включает сходные по набору главных элементов и минералов, но различающиеся по их количественным соотношениям продукты рудогенеза, ассоциирующие с различными геологическими формациями (рудогенерирующими или рудоносными).

Рудогенерирующие геологические формации, как уже указывалось, постоянно вмещают близкие по составу продукты рудогенеза, причем накопление рудного вещества тесно связано со становлением формации. При этом различаются два типа связей — прямые генетические и парагенетические. При наличии прямых генетических связей образование оруденения представляет собой звено единого процесса развития рудогенерирующей геологической формации, включающей до-, син- и послерудные образования. В этом случае породы рудогенерирующей формации нередко являются в то же время и рудовмещающими. Проиллюстрируем это несколькими примерами.

Среди семейства сульфидных медно-никелевых руд выделяются три рудные формации (А.П. Лихачев). Никелево-медная характеризуется преобладанием меди над никелем [Ni : Cu = (1 : 4)–(1 : 10)], ассоциирует с габбро-троктолит-долеритовой магматической формацией, развивающейся в зонах прогматической протоактивизации. Гомогенезированный расплав, из которого формировались породы формации, характеризовался содержанием 8–15% MgO (фиг. 1). В рудах медно-никелевой формации никель преобладает над медью [Ni : Cu = (1 : 1)–(5 : 1)]. Продуктивная магматическая формация — габбро-норит-пироксенит-перидотитовая с содержанием 15–25% MgO, проявляется в зонах магматической активизации платформ. Руды собственно никелевой формации [Ni : Cu = (5 : 1)–(75 : 1)] сопутствуют пироксенит-перидотит-дунитовой формации с содержанием 25–33% MgO, геологическая позиция которой определяется прирученностью к архейским зеленокаменным поясам.

В составе семейства меднопорфировых месторождений многие исследователи (И.Г. Павлова, А.И. Кривцов, В.Т. Покалов, В.А. Перваго и др.) также выделяют три формации — собственно меднопорфировую, молибден-меднопорфировую и медно-молибден-порфировую (фиг. 2).



Фиг. 2. Зависимость отношения Cu/Mo в рудах месторождений меднопорфирового семейства от отношения K_2O/Na_2O в рудогенерирующих геологических формациях

Рудные формации: 3 — золото-меднопорфировая; 2 — молибден-меднопорфировая; 1 — медно-молибден-порфировая

Фиг. 3. Зависимость отношения Au/Ag в рудах золото-серебряных месторождений от содержания суммы щелочей в рудогенерирующих геологических формациях

Рудные формации: 1 — золото-сульфидно-кварцевая; 2 — золото-адуляр-кварцевая: 2a — золото-теллуристый геохимический тип, 2b — существенно золотой геохимический тип; 3 — золото-серебро-адулярная

Месторождения первой формации тесно ассоциируют с породами андезито-базальтовой и липарит-базальтовой формаций и со штоками и дайками диорит- и плагิโอгранит-порфиров натриевой серии, развивавшимися в барьерных зонах палеоостроводужных систем. Руды месторождений этого типа содержат халькопирит и практически лишены молибдена (отношение $Cu/Mo > 250$); в качестве элементов-примесей нередко присутствуют платина, палладий, кобальт (см. фиг. 2).

Месторождения молибден-меднопорфировой формации пространственно и во времени связаны со штоками и дайками гранодиорит- и монзонит-порфиров, сформированными во вторичных эвгеосинклиналях, возникших на коре промежуточного типа — в краевых частях срединных массивов и в блоках ранней консолидации. Руды месторождений этой формации молибденово-медные, с отношением $Cu/Mo \approx 50$. Повышенные содержания золота в рудах редки; характерные элементы-примеси — селен, теллур и серебро.

Месторождения медно-молибденовой формации ассоциируют со штоками и дайками гранит- и гранодиорит-порфиров, локализованными в зонах отраженной активизации, которые возникли на платформах, срединных массивах и в блоках ранней консолидации. Руды характеризуются отношением $Cu/Mo = 0,5-10$, а главными попутными компонентами являются висмут и вольфрам.

Пространственные соотношения оруденения всех трех формаций семейства меднопорфировых руд с рудогенерирующими интрузивами определяются локализацией их как в контурах порфировых штоков, так и во вмещающих породах при отчетливо проявленной зависимости формы контуров развития рудной минерализации от интрузивных тел рудогенерирующих формаций.

Парагенетические связи оруденения с рудогенерирующими магматическими источниками особенно свойственны месторождениям орогенной и активизационной стадий развития регионов. В этом случае рудогенерирующие геологические формации пространственно не столь тесно ассоциируют с продуктами рудогенеза; во времени соотношения магматизма и оруденения могут быть здесь значительно более разнообразными. Характерными геологическими формациями подобного типа являются серии даек и малых интрузивных тел, развивавшихся в позднеорогенном или активизационном режиме, с которыми во времени и пространстве во многих регионах ассоциирует оруденение различной формационной принадлежности.

В Забайкалье малые интрузивные тела не вмещают оруденения, однако поля их развития в ряде случаев совпадают с контурами рудных полей, а иногда размещение малых интрузий предопределяет зональность рудных полей. При определенных структурных условиях, когда хрупкие дайки находятся в пластичных вмещающих породах, они избирательно подвергаются дроблению и трещиноватости, представляя, по Н.И. Бородавскому, своеобразные "локализаторы оруденения".

Примером рудогенерирующих геологических формаций являются также вулканогенные формации эпизевгеосинклинальных и эпикратонных вулканических поясов, с которыми связано семейство месторождений золото-серебряных, золотых и серебряных руд. Отчетливо проявленные связи оруденения с вулканогенными формациями выражаются в определенной зависимости геохимической специализации руд от формационной принадлежности вулканитов (фиг. 3).

Так, по данным М.М. Константинова, с трахибазальтовой и андезито-базальтовой формациями, возникшими на океанической или переходной коре в области развития островных дуг и рифтовых зон, ассоциируют золоторудные и иногда золото-теллурические руды с соотношением $Au/Ag = (10:1) - (1:1)$ и с устойчивыми ассоциациями элементов-спутников — Hg, Bi, Sb, As. В то же время с андезито-риолитовой и риолитовой вулканогенными формациями, возникшими на коре континентального типа в окраинно-материковых вулканических поясах, ассоциируют золото-серебряные месторождения с отношением $Au/Ag \leq 1:20$ и с такими элементами-спутниками, как Pb, Zn, Sn, Mn. Положение этих рудных формаций в истории развития продуктивного вулканизма, по-видимому, колеблется в широких пределах: в ряде случаев оруденение приурочено к периодам завершения отдельных фаз вулканизма или ритмов, объединяющих несколько фаз, тогда как в других — проявляется вслед за становлением завершающих вулканизм интрузивных членов вулканоплутонических ассоциаций, локализуясь в геологических формациях, вмещающих вулканиты.

К рассматриваемой группе, вероятно, следует отнести также скарновые месторождения с различной металлогенической специализацией — медной, свинцово-цинковой и золотой, связанные преимущественно с гранодиоритовыми и диоритовыми формациями позднегеосинклинального или раннеорогенного этапов развития первичных эвгеосинклиналей. При этом следует иметь в виду, что в ряде случаев скарновые месторождения представляют собой полигенные образования, формирование которых связано с преобразованием более ранних рудных скоплений.

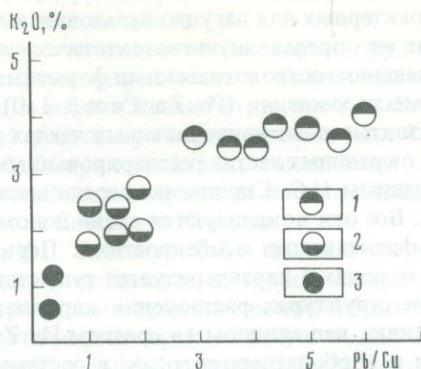
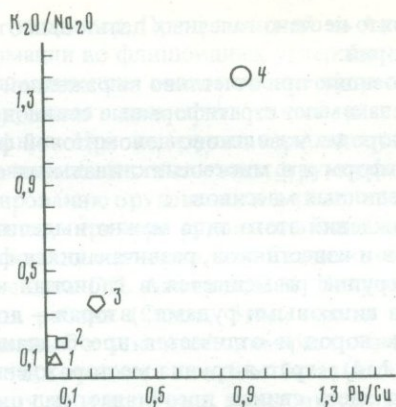
Во всех приведенных примерах выявление рудогенерирующих геологических формаций является важнейшим звеном прогнозных исследований, позволяющим оконтурить площади, наиболее перспективные как для постановки общих поисков, так и для выделения рудных полей.

Рудоносные геологические формации, как и рудогенерирующие, характеризуются взаимообусловленностью процессов накопления пород формации и заключенного в них оруденения, хотя генетическая природа последнего не получила до сих пор однозначной интерпретации. В этой группе также выделяются два типа по характеру временных связей оруденения с вмещающими их геологическими формациями. В первом из них оруденение входит в качестве одного или нескольких звеньев в единый процесс накопления пород рудоносной формации. Во втором — формирование рудных скоплений может быть во времени оторвано от становления рудовмещающих пород. Концентрация рудных компонентов реализуется в этом случае за счет энергии, связанной с воздействием более поздних интрузий, которые в принятой нами систематике выделяются как рудообразующие.

Примером рудных формаций в связи с рудоносными геологическими формациями первого типа являются месторождения семейства колчеданных руд. Согласно данным В.И. Смирнова [8], М.Б. Бородаевской [3], Д.И. Горжевского [2], А.И. Кривцова [3, 5] и ряда других авторов, среди них могут быть выделены три главные рудные формации (фиг. 4). Первые две — медно- и медно-цинково-колчеданные — характеризуются ведущим значением меди, варьирующим количеством цинка при отсутствии значимых содержаний свинца и существенной примесью кобальта. Геотектоническая позиция их определяется приуроченностью к палеорифтам (кипрский тип) либо к внутренним зонам палеоостровных дуг, заложенных на базитовой (океанической) коре (уральский тип).

В палеорифтовых структурах рудоносная геологическая формация определяется как контрастная дацитосодержащая натриевой серии, в ней количество дацитов не превышает 2–3% общего объема формации, а состав руд преимущественно медный.

Во внутренних зонах палеоостровных систем руды медно-цинковоколчеданной формации во времени и в пространстве связаны с контрастной риолит-базальтовой и непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формациями натриевой серии с преобладанием пород основного состава. При этом члены единой медно-цинковоколчеданной формации существенно различаются по соотношениям меди и цинка в зависимости от



Фиг. 4. Зависимость отношения Pb/Cu в рудах колчеданных месторождений от отношения K_2O/Na_2O в рудоносных геологических формациях

Рудные формации: 1 — серноколчеданная маломедистая (Кипрская); 2 — медно-цинковоколчеданная (Уральская); 3 — свинцово-медно-цинковоколчеданная (Малокавказская—Кууроко); 4 — медно-свинцово-цинковая (Алтайская)

Фиг. 5. Зависимость отношений Pb/Cu в рудах некоторых алтайских месторождений колчеданного семейства от концентрации K_2O в рудоносных вулканитах

Субформации: 1 — свинцово-цинковоколчеданная; 2 — медно-свинцово-цинковоколчеданная; 3 — свинцово-медно-цинковоколчеданная

состава вулканогенной формации, с которой они сопряжены: содержание меди в месторождениях, связанных с вулканитами непрерывной формации, в 2–5 раза выше, чем в рудах, сопутствующих вулканитам контрастного типа.

Колчеданные месторождения медно-свинцово-цинковой формации (типы рудно-алтайский, малокавказский, куроко) ассоциируют главным образом с контрастной базальт-риолитовой формацией калиево-натриевой серии, в которой ведущую роль играют породы кислого состава. Геотектоническая позиция этой формации определяется приуроченностью к вторичным эвгеосинклиналям, наложенным на срединные массивы с мощной континентальной корой. Руды характеризуются существенно пирит-галенит-сфалеритовым составом с подчиненным количеством меди. Отношения $Cu/Pb = 0,3-0,5$; $Zn/Pb = 2-6$.

Тесная связь между особенностями химизма рудоносных геологических формаций и количественными соотношениями металлов в рудах в ряде случаев наблюдается и в пределах единых геологических провинций, как это установлено на примере Рудного Алтая (фиг. 5).

Временная связь колчеданных руд с продуктивными вулканогенными формациями настолько тесна, что в большом числе случаев рудные залежи являются членами их разрезов, будучи приуроченными к определенным элементам палеоструктур. При этом нередко наблюдается несколько ярусов залежей, положение которых отвечает локальным размывам на границах продуктов отдельных фаз или импульсов извержений. Это определяет ведущую роль при прогнозировании колчеданных месторождений данных формационных и литолого-фациальных исследований. Структурно-формационные зоны, в пределах которых развиты продуктивные формации, выделяются как металлогенические; поля развития продуктивных формаций соответствуют рудным районам; области повышенных мощностей толщ, членами разреза которых являются рудные залежи, определяют контуры потенциальных рудных полей.

Не менее отчетливо проявлены тесные временные и пространственные связи ряда рудных формаций с формациями осадочных горных пород, в становлении которых рудонакопление является одним из звеньев единого процесса. Характерные примеры — месторождения меди в пестроцветных алевропесчаниковых и известково-алевропесчаниковых отложениях, накопившихся, по Ю.В. Богданову, А.М. Лурье и др., в межгорных впадинах и прогибах. Это месторождения формации медистых сланцев и медистых песчаников ($Pb:Zn:Cu = 1:0,5:10$). Месторождения типа медистых сланцев локализируются среди глинисто-алевролитовых и терригенно-карбонатных прибрежно-морских и морских отложений поли- и олигоминерального состава, в то время как месторожде-

ния медистых песчаников залегают среди алеврито-песчано-галечных дельтовых отложений, характерных для лагунно-дельтовых акваторий.

Столь же определенную геотектоническую позицию при отчетливо выраженной связи с определенными геологическими формациями занимают стратиформные свинцово-цинковые месторождения ($Pb : Zn : Cu = 3 : 1 : 0$) в породах известково-доломитовой формации, развитые в активизированных чехлах платформ и в миогеосинклинальных структурах в крайних частях регенерированных срединных массивов.

По данным Н.С. Скрипченко, среди месторождений этого типа можно выделить три группы. Все они локализируются среди доломитов и известняков, различающихся формационно-фациальными особенностями. Первая группа размещается в слоистых карбонатных породах и характеризуется существенно цинковыми рудами; вторая — локализуется в структурах растворения карбонатных пород и отличается преобладанием в рудах цинка над свинцом (в среднем $Pb : Zn = 1 : 4$); третья группа месторождений находится в карбонатных породах, в составе руд здесь свинец преобладает над цинком при среднем соотношении этих металлов 4 : 1.

Во всех приведенных примерах процесс отложения рудного вещества должен рассматриваться как составная часть становления рудоносной геологической формации. При этом основные черты, определяющие морфологию рудных тел, состав, текстуру и структуру руд, распределение рудных компонентов, были сформированы на стадиях диа- или катагенетических преобразований. К этой же группе должны быть отнесены и месторождения медно-свинцово-цинковой формации (атасуйской, $Pb : Zn : Cu = 1 : 3 : 0,1$), приуроченные к глинисто-кремнисто-карбонатным толщам с редуцированным вулканизмом контрастной базальт-риолитовой формации калиевой серии.

Более сложной представляется связь золотого вкрапленного и жильного оруденения, заключенного в углисто-песчанисто-алевролитовых или углисто-песчанисто-известково-алевролитовых толщах терригенных геосинклиналей. Работы Р. Бойля, В.Г. Гарьковца, В.А. Буряка и ряда других исследователей показали отчетливо выраженную приуроченность месторождений этого типа к определенным стратиграфическим подразделениям рассматриваемых толщ. При этом рудные тела внутри продуктивных частей разреза в значительной части согласны со слоистостью вмещающих пород, а секущие жильные образования в большинстве случаев сосредоточены в пределах единого продуктивного интервала разреза. Устойчивая формационная характеристика оруденения, определяемая сочетанием убогого вкрапленного и прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения (с ведущим значением арсенопирита и пирита) с жильным сульфидно-кварцевым (значительно более богатым) при постоянстве ассоциации с определенной геологической формацией, заставляет рассматривать последнюю в ранге рудоносной. Однако природа связи с ней оруденения остается дискуссионной. Р. Бойль, В.Г. Гарьковец, В.А. Буряк полагают, что эти связи являются столь же близкими, как и в рассмотренных выше примерах стратиформных медных и свинцово-цинковых месторождений. Возникновение секущих рудных тел и окончательное оформление современного облика руд связывается этими авторами с процессами диа- и катагенетических преобразований. Наряду с этим при современной степени изученности вопроса нельзя исключить и представления о полигенном происхождении месторождений, допуская, что процессы мобилизации рудного вещества, находящегося в породах определенных частей разреза в рассеянном состоянии, обусловлены более поздним метаморфизмом, связанным с внедрением интрузий, выступающих в качестве рудообразующих формаций, или с развитием термальных куполов того или иного происхождения. Независимо от принятой точки зрения связь накопления золота с соответствующими осадками остается несомненной, поэтому литолого-фациальный анализ соответствующих терригенных формаций и в этом случае представляет собой надежно обоснованную базу для прогнозирования.

Вероятно, при формировании многих месторождений, имеющих полигенную природу, велика мобилизующая роль рудообразующих магматических формаций. До сих пор во многих случаях она еще не расшифрована, что должно составить задачу дальнейших исследований. Соответственно роль магматических формаций в процессе накопления рудного вещества, очевидно, может быть двойкой: в одних случаях они выступают как источники оруденения, в других — как фактор, мобилизующий ранее отложенное рассеянное во вмещающих породах рудное вещество, обуславливая его концентрацию. Примеры именно такой роли интрузий хорошо известны по данным изучения полигенных месторождений урановых руд; это же значение приписывается интрузиям сторонниками регенерационной природы залежей колчеданных руд в зонах

смятия (например, Прииртышской на Алтае), а также месторождениям золото-кварцевой формации во флишеидных углеродсодержащих сланцах.

Рудовмещающие геологические формации, со становлением которых оруденение не обнаруживает временных связей, не имеют столь определенного значения для прогнозирования. При их изучении решающую роль играют анализ структурной обстановки и выявление тех элементов структуры, которые по времени возникновения близки к формированию оруденения и в то же время благоприятны для его локализации.

В качестве примера рудовмещающих формаций можно привести свинцово-цинковые месторождения жильного типа Садонского района Северного Кавказа.

По данным Г.Д. Ажгирея, Е.М. Некрасова, И.П. Златогурской и др., главные месторождения района (Садон, Згид, Архон и Холст) представлены серией жильных тел, приуроченных к тектоническим разломам и трещинам в гранитах палеозойского возраста. На этих гранитах залегают базальные конгломераты юрского возраста, подстилающие толщу андезитовых и дацитовых порфиритов и туфов среднего лейаса. Эти порфириты встречаются и среди гранитов, локализуясь в разломах и трещинах, секущих граниты, и, в свою очередь, пересекаются жильными рудными телами упомянутых месторождений. Таким образом, палеозойские граниты здесь играют роль рудовмещающей формации и ассоциируют с рудами в пространстве, в то время как рудные тела имеют юрский возраст и в возрастном отношении ассоциируют с формацией андезит-дацитовых порфиритов.

В качестве другого примера можно привести золоторудное месторождение, расположенное в северной части Восточного Забайкалья. Рудные тела месторождения представлены жилами и приурочены к метаморфизованным габброидным породам, диоритам, кварцевым диоритам и гранодиоритам докембрийского возраста, которые и представляют рудовмещающую формацию. Однако временную и генетическую связь рудные тела обнаруживают с малыми интрузиями и дайками плагиогранит-порфиров юрского возраста, которые пересекаются рудными телами.

Приведенная группировка геологических формаций в целом не зависит от генетических интерпретаций, обычно многовариантных и, как правило, касающихся механизма и условий рудонакопления. Расшифровка последних должна базироваться на анализе сочетаний различных по вещественному выражению элементов рудообразующих процессов, источников вещества, транспортирующих агентов и их источников, путей транспортировки, источников энергии, областей рудонакопления. Подобные генетические классификации еще требуют разработки.

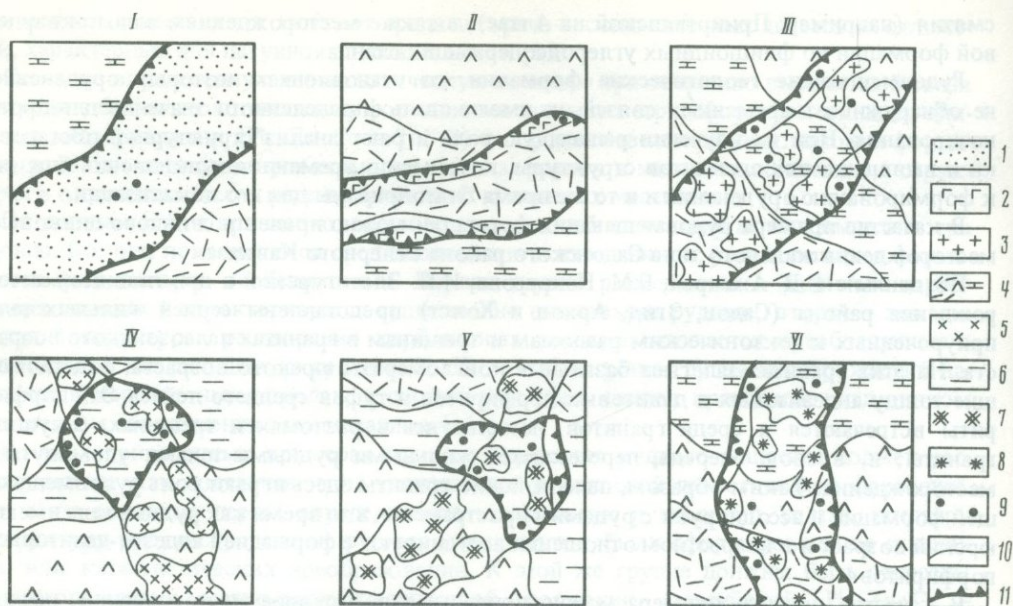
На современном этапе при определении специфики металлогенических формаций и рудно-формационного анализа для прогнозирования разнообразия обстановок рудонакопления может быть сведено к следующим вариантам сочетаний геологических и рудных формаций (фиг. 6).

1. Рудовмещающая формация + рудогенерирующая формация. Это сочетание отвечает классической ортогенетической схеме формирования жильных гидротермальных месторождений с рудами определенного состава, локализованными в геологических образованиях различной формационной принадлежности при устойчивой временной связи с однотипными рудогенерирующими магматическими формациями.

2. Рудовмещающие формации = рудоносные выступают в двойной роли при неоднозначности интерпретации причин рудонакопления. Так, для месторождений типа медистых песчаников и сланцев и для свинцово-цинковых руд в терригенных и карбонатных толщах можно предположить несколько вариантов гидротермального рудонакопления и не исключается связь с поступлением растворов из глубинных источников; руды колчеданного семейства связываются либо с деятельностью магматических очагов на отдельных этапах их развития, либо с конвективными (рециклинговыми) процессами, сопровождающими становление продуктивных формаций, и др.

3. Рудовмещающая формация + (рудовмещающая = рудоносная = рудогенерирующая). Данное сочетание близко сочетанию рудовмещающая формация + рудогенерирующая, отличаясь тем, что одна из этих формаций выступает в тройной роли. Подобному сочетанию отвечают модели рудогенеза, развиваемые, например, для штокверковых месторождений меднопорфировых и молибден-меднопорфировых руд (ортогенетические или рециклинговые схемы либо сочетание тех и других).

4. Рудовмещающая формация = рудоносная = рудогенерирующая — сочетание, характерное для оруденения, во времени, пространстве и генетически тесно связанного с развитием определенных геологических формаций, являющегося их продуктом. Рудная



Фиг. 6. Принципиальные схемы прогнозно-металлогенического районирования (по типам металлогенических формаций) , по А.И. Кривцову

1 — РВФ-РНФ с промышленным оруденением; 2 — РВФ-РНФ-РГФ с промышленным оруденением; 3 — РГФ; 4 — РВФ различного состава; 5 — РОФ; 6 — РВФ-РНФ без промышленного оруденения; 7 — РОФ-РГФ; 8 — РВФ-РНФ-РГФ с промышленным оруденением РВФ; 9 — месторождения соответствующих рудных формаций; 10 — границы формационных зон; 11 — металлогенические границы; I — РВФ = РНФ; II — РВФ = РНФ = РГФ; III — РВФ+РГФ; IV — (РВФ = РНФ) + РОФ; V — (РВФ = РНФ) + (РОФ = РГФ); VI — РВФ+ (РВФ = РНФ = РГФ)

минерализация локализована в определенных фациях рудогенерирующей формации или в их ближайшей раме.

5. Рудовмещающая формация = рудоносная + рудообразующая формация. Сочетание формаций этих типов отражает предполагаемую модель рудогенеза, в которой рудонакопление связывается с перераспределением вещества, находящегося в РВФ=РНФ под тепловым и флюидным воздействием более поздних магматических образований.

6. Рудовмещающая формация = рудоносная + рудообразующая = рудогенерирующая. Это сочетание отличается от типа 5 предполагаемым поступлением вещества из обеих формаций. Оно приложимо как к модели метаморфогенно-гидротермального рудогенеза, так и к некоторым полигенным образованиям, в частности к скарнированным (с привнесом вещества) полиметаллическим и железорудным месторождениям.

Приведенные варианты отражают лишь часть возможных соотношений геологических и рудных формаций, не исчерпывая всей сложности проблемы и многообразия вариантов ее решения. Тем не менее изложенные основные положения определяют, с нашей точки зрения, принципы классификации металлогенических формаций рудных месторождений и содержание формационного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях. Основу последних составляют: а) установление ведущих характеристик рудного вещества по минеральному и элементному составу с оценкой количественных соотношений основных рудообразующих элементов; б) анализ зависимостей между формационными характеристиками рудных скоплений и среды рудоотложений с выявлением зависимостей между составом руд и типом геологических формаций; в) выделение рудогенерирующих и рудоносных, а по возможности и рудообразующих формаций, обеспечивающее выявление потенциально перспективных зон и районов, а при дальнейших литолого-формационных и структурных исследованиях — рудных полей и участков месторождений.

Основываясь на опыте применения изложенных принципов при прогнозных исследованиях на цветные и благородные металлы многих районов Советского Союза, авторы полагают, что дальнейшее их совершенствование и развитие будут способствовать повышению достоверности прогнозирования различных масштабов.

Л и т е р а т у р а

1. Абдулин А.А., Каюпов А.К., Ли В.Г. и др. Эндогенные рудные формации Казахстана. — В кн.: Металлогения и рудообразование. Алта-Ата: Наука, 1979, с. 13–20.
2. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1969. 300 с.
3. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
4. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
5. Кривцов А.И. Принципы формационной классификации месторождений цветных металлов. — Бюл.МОИП. Сер.геол., 1981, 56, вып. 5, с. 157.
6. Кузнецов В.А. Рудные формации: Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3–14.
7. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 428 с.
8. Смирнов В.И. Пути развития металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 8–20.
9. Строна П.А. Главные типы рудных формаций. Л.: Недра, 1978. 199 с.
10. Щеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 432 с.
11. Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М. Геологические и рудные формации (соотношения, связи, эволюция). — В кн.: Металлогенические проблемы Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982, с. 12–23.

УДК 553.2/:552.3

Д.В. Рундквист, В.К. Денисенко, Ю.Б. Марин, М.П. Орлова

МАГМАТИЧЕСКИЕ И АССОЦИИРУЮЩИЕ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

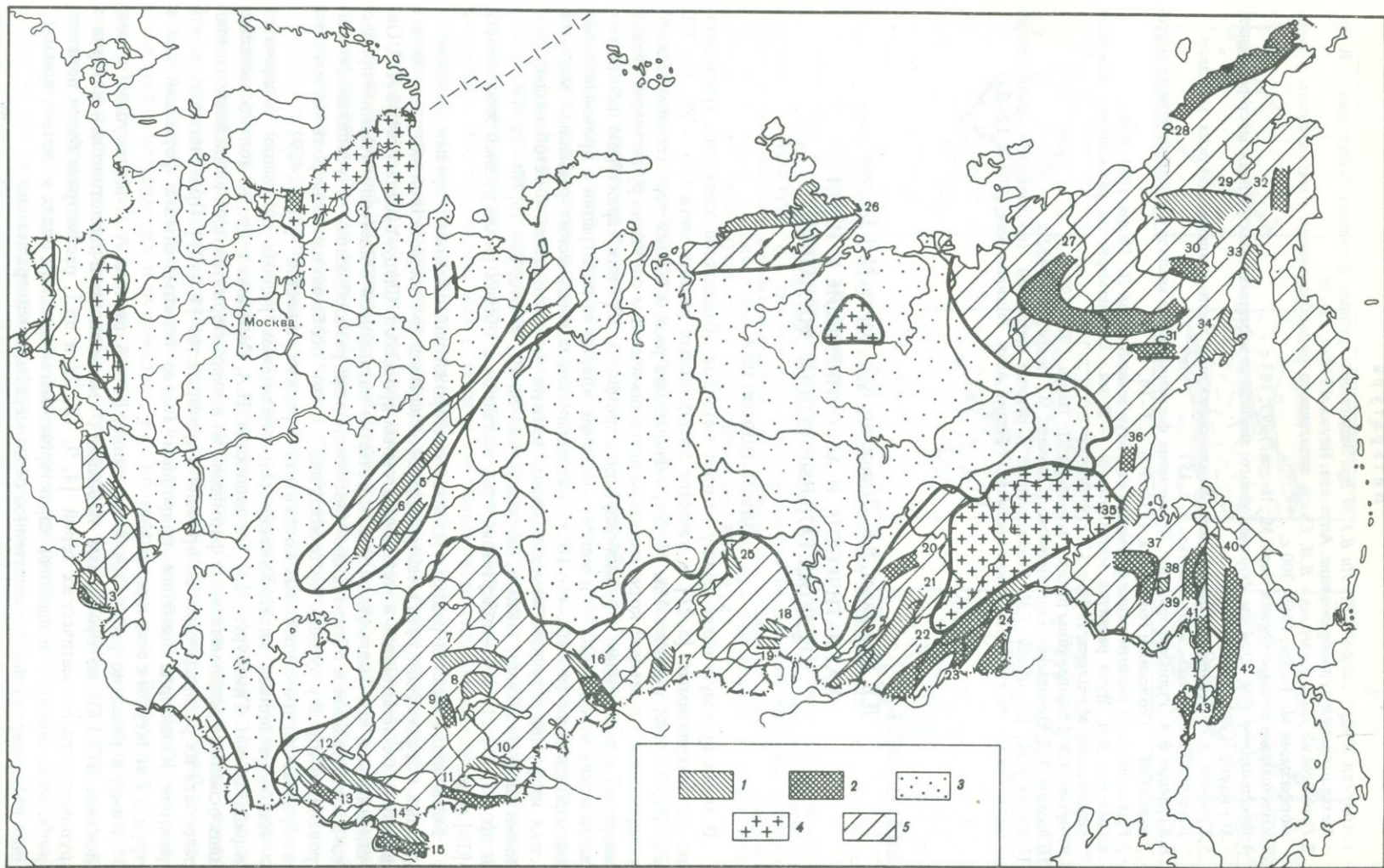
В анализируемую нами группу редких металлов объединены элементы, традиционно рассматриваемые [5, 21] в качестве литофильных редких металлов — Rb, Cs, TR, Zr, Hf, Ta, Nb, а также Mo, W, Sn, обладающие рядом общих черт геохимического распределения в земной коре, сходным петрохимическим составом рудогенерирующих интрузий и поведением в рудообразующих процессах. Для них характерны низкие геохимические кларки ($10^{-4}\%$ и менее); близкие кларки концентрации в промышленных месторождениях ($n \cdot 10^3 - n \cdot 10^4$); насыщенность магматических расплавов материнских интрузий летучими компонентами; наличие месторождений с устойчивыми рудными парагенезисами, такими, например, как Sn—W, W—Mo, Ta—Nb, Nb—Ta—TR, Sn—Ta и др. [3, 15, 21, 31]; присутствие этих металлов в общих рядах рудной зональности [29] и др.

Большинство типов редкометалльных месторождений обладают чертами эндогенных рудных образований, хотя месторождения отдельных из этих металлов могут возникать в результате экзогенных и метаморфогенных процессов. Следует согласиться с Л.Н. Овчинниковым, что "магматизм был и остается важнейшим общегеологическим процессом, приводящим к образованию многочисленных разнообразных по условиям формирования и составу рудных месторождений", и что "особенно наглядна роль магматизма в образовании промышленных концентраций редких металлов" [21, с. 459].

Наиболее полная классификация редкометалльных рудных формаций содержится в работах А.И. Гинзбурга, Л.Н. Овчинникова, Н.А. Солодова и др., не только выделивших основные редкометалльные формации, но и охарактеризовавших важнейшие закономерности их распределения во времени и пространстве [5, 6, 21]. Применительно к территории Казахстана наиболее подробный анализ редкометалльных формаций дан в трудах Г.Н. Щербы с соавторами [34].

Ниже, в развитие работ О.А. Богатикова, В.А. Жарикова, А.А. Маракушева и коллектива ВСЕГЕИ по проблемам эволюции магматизма в геологической истории и рудоносности магматических серий [4, 9, 18, 28 и др.], рассмотрим более детально лишь один вопрос — о наиболее характерных магматических рядах и сериях, приводящих к формированию промышленной редкометалльной минерализации.

Фактический материал по металлогеническому анализу территории СССР был суммирован в ряде работ [15, 27, 28], а также на карте структурно-металлогенических зон территории СССР. На этой карте выделен 21 тип зон, связанных с интрузивным магма-



тизмом, среди которых для 11 зон характерна редкометальная минерализация. Максимум редкометальной минерализации, связанной с гранитоидными ассоциациями, приходится на островодужные, орогенные и активизационные, а со щелочными — на рифтогенные зоны.

При формационном анализе территории СССР было установлено, что с одной геологической формацией может быть связан целый ряд рудных, например с лейкогранит-алюскитовой — редкометальная пегматитовая, хрусталеносная пегматитовая, вольфрам-молибденовая грейзеновая, олово-вольфрамовая грейзеновая и др. Однако, как известно, в каждом конкретном случае — в металлогенической зоне, рудной зоне или районе — из всего сообщества обычно проявляются лишь одна-две рудные формации. Так, например, для олово-вольфрамовых грейзеновых месторождений обнаруживаются главные связи с лейкогранит-алюскитовой формацией, в меньшей степени с субщелочно-лейкогранитовой и явно второстепенные с гранодиорит-гранитовой или гранитовой формациями [28].

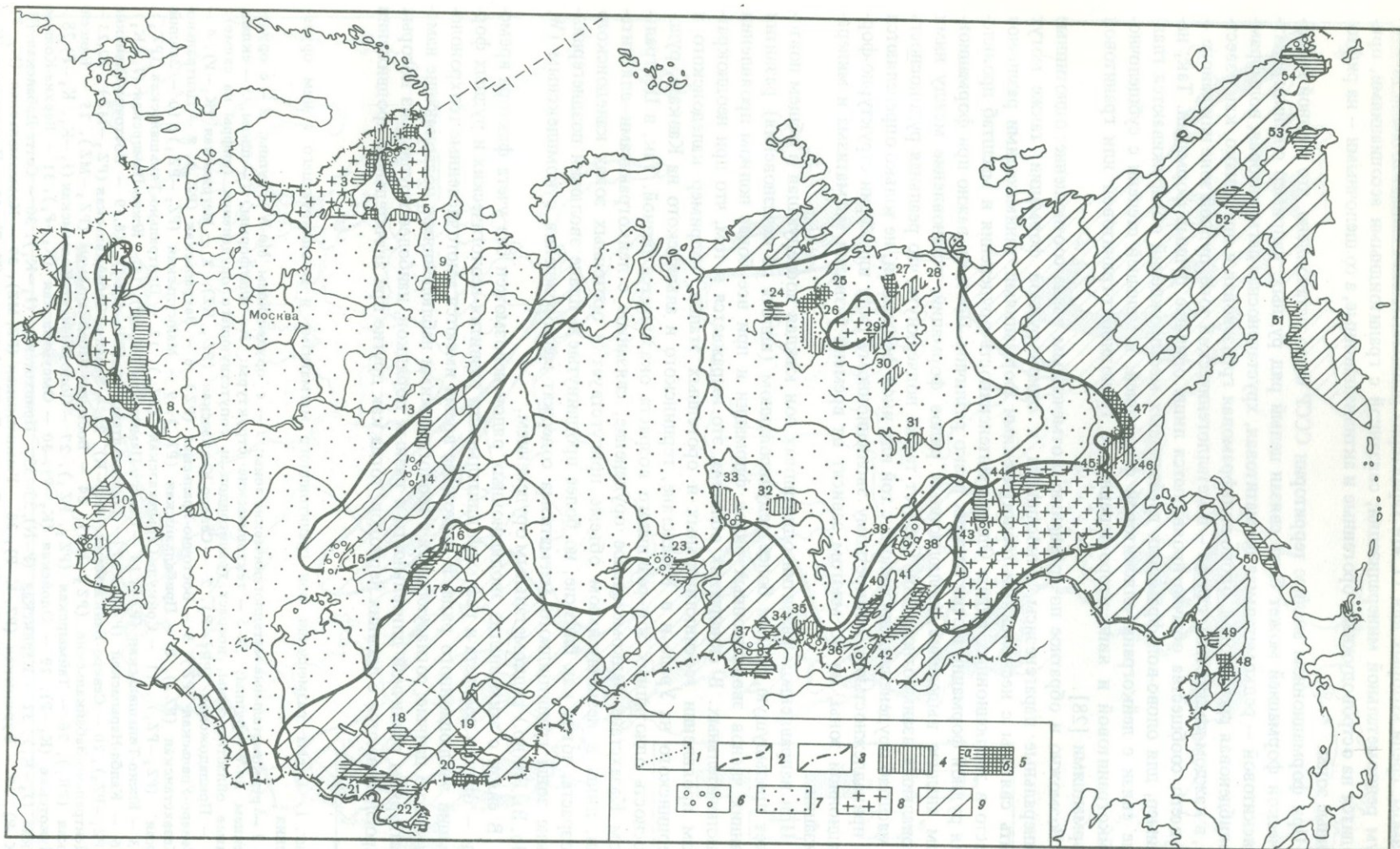
Возможно и обратное по сравнению с отмеченным выше соотношение: однотипные минеральные парагенезисы, относящиеся к одной рудной формации, также могут быть связаны с несколькими геологическими формациями, занимающими различное место в эволюционных рядах. Однако интенсивность оруденения и масштаб проявления рудной формации в этих случаях резко различны. Поэтому важно при формационном анализе выделение эволюционных рядов формаций, установление между ними сериальных взаимоотношений. Следует также подчеркнуть, что реальная рудоносность и масштаб оруденения, связанного с той или иной формацией, не только определяются ее принадлежностью к конкретному эволюционному ряду или серии структурно-формационной зоны, но во многом зависят от времени развития магматизма и минерализации.

При направленном развитии однотипных зон каждая последующая в общем повторяет предыдущую, но при более редуцированном (вплоть до исчезновения) развитии ранних членов эволюционных рядов формации и при все более полном проявлении заключительных. В складчатых областях это выражается в том, что при неоднократном проявлении геосинклинальных и орогенных этапов, например каледонского и герцинского на Урале и в Казахстане, герцинского и альпийского на Кавказе, рудоносность однотипных зон различного возраста оказывается разной. Так, в Центральном Казахстане редкометальное оруденение, связанное с лейкогранитами-алюскитами, лишь в незначительном объеме присутствует в орогенных зонах каледонского возраста, тогда как близкие, но более продвинутые в плане эволюции позднегерцинские зоны гранитоидного магматизма содержат месторождения с комплексным (W, Mo, V, F и др.) редкометальным оруденением.

В связи с этим анализ эволюционных рядов невозможен без учета фактора времени — оценки возраста и реальной длительности развития геологических и рудных формаций эволюционного ряда. В настоящее время имеются многочисленные геохронологические данные, согласующиеся с геологическими наблюдениями, позволяющие намечать ряды различной длительности и разных порядков, наиболее крупные из которых прослеживаются с древних периодов, тогда как другие при значительном продвижении

Фиг. 1. Схема размещения зон гранитоидного магматизма и ассоциирующего с ним оруденения

1, 2 — редкометальные металлогенические зоны: 1 — с оруденением Mo-W группы, 2 — с оруденением Sn-W группы; 3—5 — тектонические структуры: 3 — платформы, 4 — щиты, 5 — складчатые области; зоны, возраст гранитоидов и сопутствующего оруденения (цифры на схеме): 1 — Приладожская (PR₁-R), 2 — Северо-Кавказская (PZ₃, KZ), 3 — Мегринская (K₂-P), 4 — Северо-Уральская (PZ), 5 — Восточно-Уральская (PZ), 6 — Зауральская (PZ₃), 7 — Центрально-Казахстанская (PZ₃), 8 — Прибалхашская (PZ₃), 9 — Майкульская (PZ₂-PZ₃), 10 — Заилийская (PZ₂-PZ₃), 11 — Сонкуль-Сарыджазская (PZ₃), 12 — Центрально-Тяньшаньская (PZ₃), 13 — Южно-Тяньшаньская (PZ), 14 — Северо-Памирская (K₂-P), 15 — Южно-Памирская (J₃-K₂), 16 — Калба-Нарымская (PZ₃), 17 — Горно-Алтайская (PZ₂-PZ₃), 18, 19 — Восточно-Саянские (PZ₁-PZ₂), 20 — Северо-Байкальская (PR₂-R), 21 — Западно-Забайкальская (PZ₃-MZ), 22, 23 — Центрально-Забайкальские (PZ₃-MZ), 24 — Восточно-Забайкальская (PZ₃-MZ), 25 — Енисейская (PR₂), 26 — Таймырская (PZ₂, PZ₃), 27 — Полоусненско-Кольмская (J₃-K₁, K₂-P), 28 — Чукотская (K₂-P), 29 — Олойская (K₂-P), 30 — Омсукчанская (K₂-P₂), 31 — Верхне-Колымская (J₃-K₁), 32 — Караянская (P-N), 33—35 — Прихотские (J₃-K₁), 36 — Сетте-Дабанская (R, K-P), 37 — Бурейнская (PZ, K-P), 38 — Умалтинская (PZ, MZ), 39 — Комсомольская (K₂-P), 40 — Приамурская (J-K₁, K₂-P), 41 — Западно-Сихотэ-Алинская (K-P), 42 — Приморская (K₂-P, N), 43 — Приханкайская (PZ, MZ)



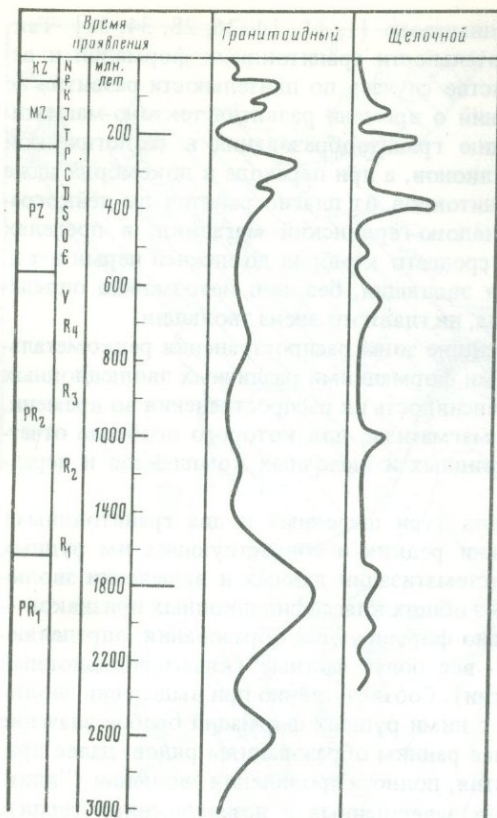
эволюции развиваются в кратковременном диапазоне [1, 11, 14, 26, 28, 34, 36]. Так, полно проявленный ряд главной последовательности гранитоидных формаций и ассоциирующего с ним оруденения в большинстве случаев по длительности развития не укладывается в рамки обычных представлений о времени развития тектоно-магматического цикла, а отражает общую эволюцию гранитообразования в геологической истории регионов, измеряемой сотнями миллионов, а при переходе в докембрий даже миллиардами лет. Например, эволюция гранитоидов от плагиигранитов до лейкогранитов-аляскитов охватывает на Урале каледоно-герцинский мегацикл, в пределах Горного Алтая проявляется в интервале от среднего кембрия до нижней перми и т.д. Методически важно разграничение порядков эволюции, без чего невозможно определение ни начального члена эволюционного ряда, ни главного звена эволюции.

На фиг. 1 и 2 схематично показаны главнейшие зоны распространения редкометальной минерализации, связанной с интрузивными формациями различных эволюционных рядов на территории СССР, а на фиг. 3 — интенсивность их распространения во времени. Нами анализируется только фанерозойский магматизм, для которого особенно отчетливо проявляется разновозрастность гранитоидных и щелочных комплексов и неравномерность их проявления во времени.

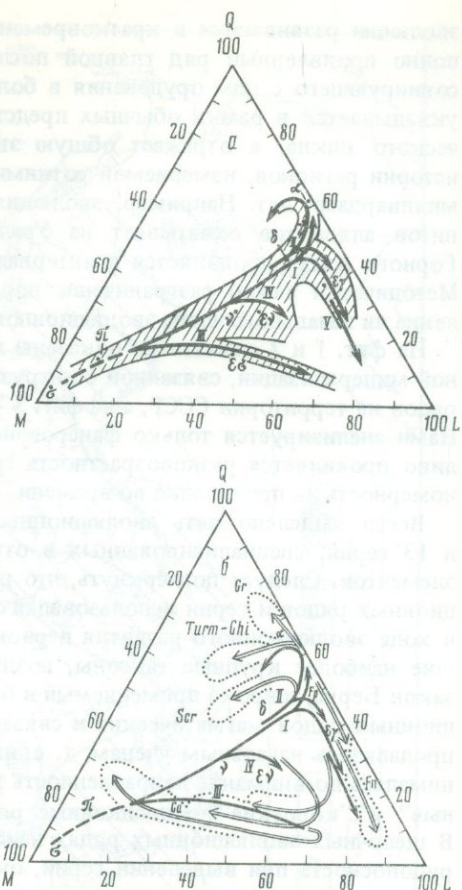
Всего выделено пять эволюционных рядов (три щелочных и два гранитоидных) и 13 серий, специализированных в отношении редких и сопутствующих им рудных элементов. Следует подчеркнуть, что при систематизации данных и выделении эволюционных рядов и серий использовался один из общих классификационных признаков — в ходе эволюционного развития первоначально формируются образования, определяющие наиболее крупные таксоны, позднее — все более частные (классификационный закон Берра, широко применяемый в биологии). Соответственно при выделении эволюционных рядов магматических и связанных с ними рудных формаций особое значение придавалось начальным членам, т. е. наиболее ранним образованиям рядов, далее принималась во внимание направленность развития, полнота проявления эволюции ("длинные" и "короткие" эволюционные ряды, их завершенные и незавершенные серии). В щелочных эволюционных рядах наиболее существенным признаком, определяющим рудоносность при выделении серий, оказался признак калиевой или натриевой щелочности; для каждого эволюционного ряда гранитоидов намечено по три варианта серий — нормальной, повышенной щелочности и с антидромным завершением. На фиг. 4 в координатах треугольника Боуэна изображены главнейшие ряды развития магматизма, приводящие к формированию редкометальной минерализации (см. фиг. 4, а), а также дополняющие их метасоматические формации, непосредственно сопровождающие руды, — скарны, грейзены, фельдшпатолиты, фениты, карбонатиты и др. (см. фиг. 4, б).

Фиг. 2. Схема размещения зон щелочного магматизма и ассоциирующего с ним оруденения [23, 25]

1—3 — границы зон с петрохимической (по типу щелочности) и геохимической редкометальной специализацией: 1 — натриевые, нефелин-апатит-редкометальные (Nb, Zr, TR и др.), 2 — калиевые, кальсит-флюорит-редкометальные (Nb, Zr, Rb, TR и др.), 3 — калиево-натриевые, апатит-нефелин-редкометальные (Nb, Zr, TR и др.); 4—6 — формационная и минерогенетическая специализация зон: 4 — щелочно-ультрамафическая (Fe, Ti, Cr, флогопит), 5а — щелочно-мафическая (глинозем, апатит, Ba, Sr), 5б — щелочно-мафическая, совмещенная со щелочно-ультрамафической, 6 — щелочно-салическая (глинозем, апатит); 7—9 — тектонические структуры: 7 — платформенные, 8 — шиты, 9 — складчатые области; зоны и возраст щелочных комплексов (цифры на схеме): 1 — Себлявр-Гремячинская (PR₂, D₂), 2 — Кольская (Ковдор-Хибинско-Салмагарская; O—D₂, D₃), 3 — Ельцовская (PR₂), 4 — Онежско-Кандалакшская (V, O, D₂₋₃), 5 — Зимнебережная (V), 6 — Волынская (Кухотско-Волыская; R₄-V, D₃), 7 — Приазовская (D₁-C₁), 8 — Припятско-Донецкая (D₂₋₃-C₁), 9 — Четлаская (R₄-V), 10 — Аджаро-Триалетская (K), 11 — Памбакская (Ф), 12 — Тальшская (Ф), 13 — Нязепетровская (D), 14 — Ильменско-Вишневогорская (P₁), 15 — Борсуксайская (C₃-P₂), 16 — Кокчетавская (Красномайская; C), 17 — Ишимская (D₂₋₃), 18 — Северо-Таласская (P₁), 19 — Восточно-Киргизская (Боомская; D₁₋₃, C₃-P₁), 20 — Кокшаальская (C₂), 21 — Туркестано-Зардалекская (P₂-T), 22 — Восточно-Памирская (N), 23 — Кузнецко-Алатауская (D₂-C), 24 — Каменская (P-T), 25 — Гулинско-Кудгинская (T₁), 26 — Бор-Урях-Есейская (T₁), 27 — Куонамско-Уджинская (D₂₋₃, J-K), 28 — Северо-Оленекская (MZ), 29 — Южно-Оленекская (MZ), 30 — Алакитско-Далдынская (PZ₂), 31 — Ботубобинско-Мархинская (PZ₂), 32 — Чадобецкая (T₁), 33 — Енисейско-Ангарская (PZ₁, D₂), 34 — Шумихинско-Казырская (D₂₋₃), 35 — Присянская (V, E₁), 36 — Урикская (Ботогольская; D₂), 37 — Сангиленская (O, D₂₋₃, P), 38 — Северо-Байкальская (D₂-C, P₂-T), 39 — Сыннырская (D₃-C₁), 40 — Байкало-Баргузинская (PR₂, D₁₋₂), 41 — Селенгино-Витимская (T-J), 42 — Джидинская (J), 43 — Олекмо-Чарская (J₃-K₁), 44 — Центрально-Алданская (Бильмакская; J₃-K₁), 45 — Арбарастакская (R₄-V), 46 — Ингали-Чадская (R₄-V, J₃-K₁), 47 — Западно-Сетте-Дабанская (Бурхалинская; S, D₂₋₃), 48 — Южно-Сихотэ-Алинская (MZ), 49 — Северо-Сихотэ-Алинская (N), 50 — Западно-Сахалинская (N), 51 — Западно-Камчатская (N), 52 — Восточно-Колымская (P), 53 — Анадырская (N), 54 — Восточно-Чукотская (K₁)



Фиг. 3. Интенсивность распространения редкометалльного магматизма во времени на территории СССР



Фиг. 4. Главнейшие эволюционные ряды магматических (а) и метасоматических (б) формаций, сопровождаемых редкометалльным оруденением

I-V — магматические ряды: *I* — габбро-диорит-граносиенит-гранит-щелочно-гранитный, *II* — диорит-гранодиорит, трондземит-гранит-лейкогранит-аляскитовый, *III* — щелочно-ультрамафитовый, *IV* — щелочно-мафитовый, *V* — щелочно-салитовый; магматические породы: σ — дуниты, π — пироксениты, ν — габбро, δ — диориты, γ — граниты, α — аляскиты, $\epsilon\gamma$ — щелочные гранитоиды, $\xi\nu$ — щелочные мафиты, $\epsilon\sigma$ — щелочные ультрамафиты; метасоматические породы: *Sc* — грейзены, *Turm-Chl* — турмалин-хлоритовые метасоматиты, *Scr* — скарны, *Fr* — фельдшпатолиты, *Fh* — фениты, *Ca* — карбонатиты

Треугольник Боузна очень удобен для подобных эволюционных построений, так как позволяет наглядно отразить три главные тенденции развития магматизма во времени: в направлении повышения кислотности (*Q*), щелочности (*L*) и основности (*M*), при этом в центре треугольника расположены породы базальтоидно-габброидного состава, имеющие особое значение при анализе эволюционной направленности. Значительно облегчает использование треугольника Боузна наличие в справочниках уже рассчитанных координат различных магматических пород (*Q*, *L*, *M*) по их средним составам; некоторые из них (опорные) нанесены на фиг. 4, а, б.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ И СЕРИИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ И СВЯЗАННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ

Особый интерес в металлогеническом отношении представляют эволюционные ряды гранитоидных формаций. Данные по типовой последовательности развития гранитоидов и их металлогенической специализации суммированы в таблице. *I* ряд представлен габбро-диорит-гранодиорит (граносиенит)-гранит-аляскит-щелочно-гранитовой ассоциацией интрузивных пород с агапайтовой тенденцией развития и достаточно обычными (а нередко и широко распространенными) ранними основными членами. *II* ряд относительно короткий, с эволюцией в диапазоне диорит-гранодиорит, трондземит-гра-

Эволюционный род	Серия	Интрузивная формация	Метасоматическая формация	Геохимическая специализация	Рудная формация	Примеры областей и зон
I. "Большого" диапазона эволюции (габбро-диорит-гранодиорит (граносиенит)-гранит-аляскит-щелочно-гранитовый)	Нормальной щелочности	Габбро-диоритовая → гранодиоритовая (сиенит-граносиенитовая) → гранитовая → лейкогранит-аляскитовая → субщелочно-щелочно-гранитовая	Скарновая → фельдшпатоли- товая → грейзеновая → гум- беитовая → березитовая	Mo, W, Bi, F, Nb, (Ta), TR, Cu, Pb	Cu-(Mo) пропилитовая, Mo-W скарно- вая, редкометалльная пегматитовая, редкометалльная грейзеновая, Mo-W гумбеитовая, (редкометалльно-редко- земельная "апогранитовая")	Джунгаро-Балхашская, Восточно-Уральская, Горно-Алтайская, Джидинская, Восточно- Таннуоуская
	Повышен- ной щелоч- ности	Габбро-диоритовая, габбро-сиени- товая → сиенит-граносиенитовая → → граносиенит-гранитовая → → аляскитовая → щелочно-грани- товая	Скарновая → пропилитовая → → фельдшпатоли-то- вая → грейзеновая → фельдшпа- толитовая	Mo, Cu, (W), F, Nb, (Ta), Zr, TR	Cu-Mo пропилитовая, редкометал- но-железородная скарновая, хруста- ле-флюоритоносная пегматитовая, Mo-(W) грейзеновая, редкометал- но-редкоземельная "апогранитовая"	Чингиз-Тарбагатайская, Жарма-Саурская, Полярно-Уральская, Восточно-Тувинская
	С антидромным окончанием	Габбро-диоритовая (габбро- сиенитовая) → гранодиоритовая (сиенит-граносиенитовая) → → гранитовая → лейкогранит- аляскитовая → дайки и малые интрузии пестрого состава → → (субщелочно-щелочно-грани- товая) → дайки и малые интрузии пестрого состава	Скарновая → гумбеитовая → → березитовая → грейзено- вая → турмалин-хлоритовая → → березитовая → (фельдшпа- толитовая) → аргиллизитовая → → (вторично-кварцитовая)	Cu, Mo, W, Au, As, Pb, Zn, Sb	Fe-Cu скарновая, W-Mo-(Cu)-(Au) скарновая, Cu-Mo-(W) гумбеитовая, Mo-(Au)-(As) березитовая, Au-W турмалин-хлоритовая, Mo берези- товая, редкометалльно-редкозе- мельная "апогранитовая", Au-Sb березитовая, Au-Mo аргил- лизитовая	Зангезурская, Кура- минская, Шахтаминская, Приморская, Батенев- ско-Беллыкская
II. "Малого" диапазона эволюции (диорит-гранодиорит-граносиенит-гранит-лейкогранит-аляскитовый)	Нор- маль- ной щелоч- ности	Гранодиоритовая (тоналит- грандьемит-гранодиоритовая) → → гранитовая → лейкогранито- вая → субщелочно-гранитовая	Скарновая → грейзеновая → → фельдшпатоли- товая → (аргиллизитовая)	Sn, W, F, Cs, Ta, (Nb)	Sn скарновая, редкометалльная пегматитовая, Sn-W грейзеновая, редкометалльная "апогранитовая"	Восточно-Калбинская, Памирская, Восточно- Забайкальская, Иульгинская
	Повышен- ной щелоч- ности	Гранодиоритовая (сиенит-грано- сиенитовая) → гранитовая → → лейкогранит-аляскитовая → → субщелочно-щелочно-грани- товая	(Скарновая) → (фельдшпа- толитовая) → грейзеновая → → фельдшпатоли- товая	Sn, Ta, Nb, W, F, TR	Хрустале-флюоритоносная пегма- титовая, Sn-(W) грейзеновая, ред- кометалльно-редкоземельная "апогранитовая"	Кокчетавская, Чу- Илийская
	С антидромным окончанием	Гранодиоритовая → гранитовая → → лейкогранит-аляскитовая → → дайки и малые интрузии пес- того состава → (субщелочно- лейкогранитовая) → дайки и малые интрузии пестрого состава	Скарновая → грейзеновая → → турмалин-хлоритовая → → (фельдшпатоли- товая) → аргиллизитовая	Sn, W, B, Pb, Zn, Sb, Hg	Редкометалльная пегматитовая, Sn-W грейзеновая, Sn турмалин- хлоритовая, редкометалльная "апогранитовая", Sn-полиметал- лическая аргиллизитовая	Дербек-Нельгехинская, Нижне-Амурская, Омсукчанская

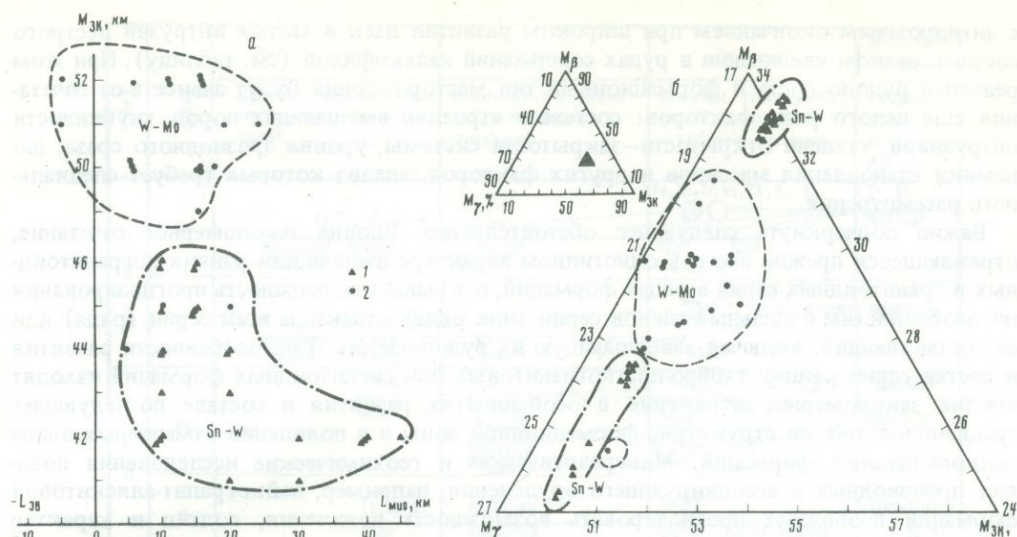
нит-лейкогранит-аляскит, характеризуется плюмазитовой тенденцией развития, практически лишен ранних основных членов. Редкометальное оруденение, ассоциирующее с гранитоидным магматизмом, четко разделяется [3, 8, 32, 36] на две основные группы — олово-вольфрамовую (Sn, W, Ta, Cs и др.) и молибден-вольфрамовую (Mo, W, Bi, Nb, Zr, TR и др.). Существование двух указанных групп проявляется в редкометальной металлогенической специализации рудоносных территорий различных порядков — провинций, зон, рудных районов, узлов и месторождений. Оруденение Mo-W группы характерно для первого из отмеченных рядов, а Sn-W — для второго. В последние годы обоснованию необходимости выделения подобных рядов уделяли большое внимание В. Питчер, Э.П. Изох, С.М. Бескин, В.С. Попов, авторы и другие исследователи [3, 8, 26, 36, 37]. В качестве типовых примеров областей развития минерализации Sn-W группы на территории СССР могут быть указаны Верхояно-Колымский, Восточно-Забайкальский, Калба-Нарымский регионы, а минерализации Mo-W группы — Центральный Казахстан, Урал, Западное Забайкалье. Хотя границы оловорудных и молибденовых провинций в большинстве случаев достаточно четкие, гетерогенность их геологического строения обуславливает возможность появления в провинции участков с чуждой для них металлогенией (например, Шахтаминский молибденовый блок в олово-вольфрамовой Восточно-Забайкальской провинции).

Исследования ассоциаций рудных элементов в 393 редкометальных месторождениях и рудопроявлениях СССР, проведенные нами [8], и анализ распределения промышленных запасов редких металлов по месторождениям разных зон, предпринятый В.С. Поповым с соавторами [26], показали, что для Sn-W провинций характерны наборы элементов, кларки которых максимальны в осадочных и магматических породах алюмосиликатного состава, тогда как Mo-W провинциям свойственны элементы с максимальными кларками в породах повышенной основности. По данным В. Питчера, А. Уайта, С.И. Ишихары, И.А. Загрузиной и других, в основном зарубежных исследователей [10, 26, 35, 36], для оловорудных провинций устанавливается широкое распространение S-гранитов с высокими (0,708 и более) коровыми значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, тогда как для молибденовых провинций — преимущественное развитие J-гранитов с низкими ($\leq 0,706$) гибридными мантийно-коровыми значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Заметим, что в первом приближении к гранитоидам молибденового ряда могут быть отнесены четыре геохимических типа, по Л.В. Таусону [33], — производные базальтоидной магмы (плагииграниты толеитового ряда, граниты андезитового ряда, граниты латитового ряда, агпайтовые редкометальные граниты), тогда как к гранитоидам оловорудного ряда — палингенные гранитоиды четырех других геохимических типов (палингенные известково-щелочные гранитоиды, плюмазитовые редкометальные лейкограниты, палингенные щелочные гранитоиды, редкометальные щелочные граниты).

С учетом всего изложенного можно заключить, что оловорудный ряд формаций представляет коровую → мантийную, а молибденовый ряд — мантийную → коровую эволюционные ветви магматизма. Блоки с Sn-W рядом формаций характеризуются деформационным характером развития — многократным преобразованием коры без существенного увеличения ее мощности, тогда как развитие молибденовых коров носит конструктивный характер с последовательным наращиванием во времени мощности континентальной коры за счет преимущественного возникновения в этих зонах J-гранитов, продолжающих ряд основного магматизма эвгеосинклинальных зон. Гранитоидные серии как бы завершают длительную вулканическую активность островодужного типа, наследуя на ранних этапах развития натриево-хлоридную специфику геосинклинального магматизма.

Действительно, как показывает анализ геофизических данных [8, 14, 16, 20, 22, 28], гранитоиды намеченных рядов и связанные с ними месторождения проявляются в различных по глубинному строению блоках земной коры (фиг. 5). Интрузии Mo-W ряда локализируются в блоках первого типа с повышенной мощностью земной коры (50–52 км).

При этом по мере возрастания мощности базальтовой составляющей коры устанавливается последовательная смена вольфрамовой минерализации гумбеитовой, скарновой и березитовой рудоносных метасоматических формаций. Магматические образования Sn-W ряда развиваются в блоках второго типа с сокращенной мощностью земной коры (40–45 км), причем в блоках с примерно равным соотношением гранитной и базальтовой составляющих коры размещаются преимущественно грейзеновые Sn-W месторождения, а в блоках более позднего развития с повышенной мощностью



Фиг. 5. Диаграммы, иллюстрирующие положение Sn-W и Mo-W месторождений

а — в зависимости от мощности земной коры ($M_{ЗК}$) и контакта блоков эв- ($L_{ЗВ}$) и миогеосинклинального ($L_{МИО}$) типов; *б* — по соотношению мощностей гранитного ($M_{Г}$) и базальтового ($M_{Б}$) слоев; 1, 2 — редкометальные месторождения: 1 — Восточного Забайкалья, 2 — Центрального Казахстана

базальтового слоя проявляются касситерит-силикатно-сульфидные месторождения. В составе блоков с развитием оруденения Mo-W группы преимущественно распространены породы, обогащенные магнетитом и обедненные железистыми слюдами, а в случае развития оруденения Sn-W группы — напротив, породы, обедненные магнетитом и обогащенные железистыми слюдами. Интегральным отражением отмеченной закономерности являются повышенные значения аномального магнитного поля в блоках первого типа и пониженные — в блоках второго типа.

Для молибденовых блоков установлена следующая последовательность проявления оруденения: Fe-Cu скарновое → Cu порфировое → Cu-Mo порфировое → Mo-W скарново-грейзеновое и затем, при достижении кульминации кислотности, Mo-W кварцевожильно-грейзеновое. Далее при антидромном пути развития и возрастании роли даек формируется Mo-W штокверковое березитовое, сменяющееся Au, Mo, Au-Sb "аргиллизитовым" оруденением. При развитии магматизма по пути возрастания щелочности наблюдается переход к Mo-W штокверковым гумбеитовым и далее к фельдшпатолитовым месторождениям с Mo, Nb комплексной редкометальной минерализацией.

В оловорудных блоках последовательность развития оруденения иная: редкометально-оловоносные пегматиты → W-Sn, Sn скарновые → редкометальные грейзеновые и жильные месторождения с W, Sn. При дальнейшем антидромном варианте развития широкое распространение получают Sn турмалин-хлоритовые, затем Sn-Pb-Zn и Sb-Hg "аргиллизитовые" месторождения. При возрастании щелочности ряд завершается возникновением оловянно-редкометальных фельдшпатолитовых, "апогранитовых" месторождений либо редкометальных (Cs и др.) пегматитов.

Редкометальные серии гранитов в Sn-W блоках [2, 3, 11–14, 34] характеризуются следующей последовательностью развития: безрудные биотитовые и двуслюдяные граниты → рудоносные (Sn, W) биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые лейкограниты → субщелочные рудоносные (Sn, Ta, Cs, Rb и др.) лейкограниты (фтористые граниты) или редкометальные (Cs и др.) пегматиты. Редкометальные гранитовые серии Mo-W группы образуют, как правило, такую последовательность: безрудные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты → рудоносные (Mo, W, Bi и др.) лейкограниты и аляскиты → рудоносные (Nb, Ta, Zr, TR и др.) щелочные граниты. Рудоносные граниты Sn-W группы немагнитны или слабо магнитны, а Mo-W группы, напротив, характеризуются высокой магнитностью.

Таким образом, металлогенический профиль и масштабы ожидаемого оруденения в зонах развития гранитоидов обнаруживают отчетливую зависимость от петрогенетической направленности магматизма, в частности от развития щелочных серий или серий

с антидромным окончанием при широком развитии даек и малых интрузий пестрого состава, резком увеличении в рудах содержащий халькофилов (см. таблицу). При этом реальная рудоносность и формационный тип месторождения будут зависеть от сочетания еще целого ряда факторов: состава и строения вмещающих пород, глубинности интрузивов, степени открытости—закрытости системы, уровня эрозионного среза, динамики становления массивов и других факторов, анализ которых требует специального рассмотрения.

Важно подчеркнуть следующее обстоятельство. Вполне закономерное сочетание, отражающееся прежде всего в однотипном характере щелочности ранних догранитоидных и гранитоидных серий в рядах формаций, открывает возможность прогнозирования по особенностям отдельных членов серии (или ряда) характера всей серии (ряда) или ее составляющих, включая завершающую их рудоносность. Так, особенности развития и состав серий ранних габбро-плагиогранитовых или сиенитоидных формаций находят вполне закономерное отражение в особенностях развития и составе последующих гранитоидов той же структурно-формационной зоны и в появлении отмеченных выше редкометальных формаций. Минералогические и геохимические исследования поздних производных и ассоциирующего оруденения, например, лейкогранит-аляскитовой формации позволяют прогнозировать возможность появления, подтип и характер редкометальной минерализации последующих формаций субщелочно-лейкогранитовой или щелочногранитовой.

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ И СЕРИИ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И СВЯЗАННОЕ С НИМИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Особенностью щелочного магматизма служит его проявление в зонах пересечения длительно живущих магмоконтролирующих структур. Как следствие этого породы одного эволюционного ряда или серии образуют единое, сложное по строению, зональное тело или вулcano-интрузивную структуру, относимую одними исследователями к той или иной формации, а другими классифицируемое в качестве ряда формаций.

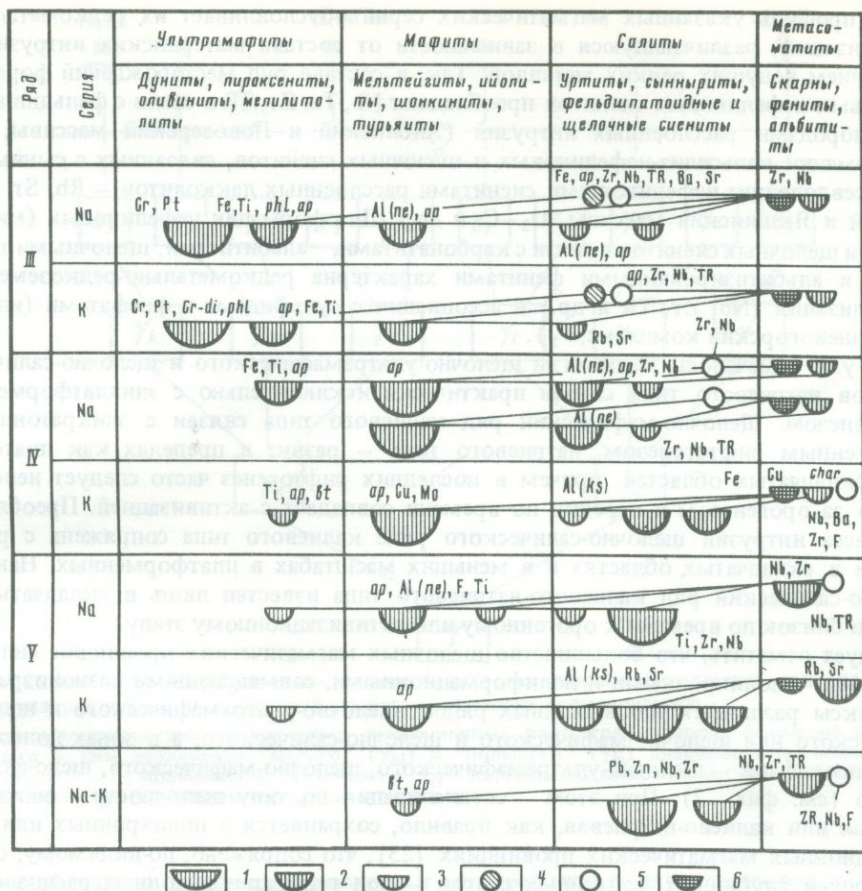
Редкометально-редкоземельные месторождения, связанные с рядами щелочных формаций, характерны для рифтогенных структур, причем масштабы проявления каждого из рядов и ассоциирующих месторождений различны в складчатых областях и на платформах.

Полный эволюционный ряд магматических формаций, в понимании авторов настоящей статьи, для эпикратонных рифтов может быть представлен в следующем виде: базальт-долериты → трахибазальты → щелочно-мафитовые → щелочно-ультрамафитовые → щелочно-салитовые формации → щелочные лампрофиры и кимберлиты. Для эпиорогенных рифтов ряд обычно более короткий: щелочные габброиды, щелочные базальтоиды и базальтоиды нормального ряда → нефелиновые, кальсилит-нефелиновые и щелочные сиениты → щелочные граниты → щелочные лампрофиры [17, 23, 25, 28].

Редкометальное оруденение связано только с формациями повышенной щелочности, т. е. с собственно щелочными, поэтому здесь рассмотрены лишь фрагменты полных эволюционных рядов магматических формаций, обычно завершающие магматический рифтовый систем [17, 23, 28].

Наиболее типичные ряды (по степени мафичности начальных членов) и серии (по типу щелочности) пород, составляющих щелочные формации или их ряды, показаны на фиг. 6: щелочно-ультрамафические (III), щелочно-мафические (IV) и щелочно-салические (V). Здесь же отмечены количественные соотношения пород в этих сериях, подчеркнута типичная их рудоносность.

Щелочно-ультрамафический эволюционный ряд проявляется в двух вариантах: натриевом (полно дифференцированная формация щелочно-ультраосновных пород, мельтейгитов—ийолитов и карбонатитов, ее вулканический и вулcano-интрузивный аналоги) и калиевом (полно дифференцированная формация ультрамафитов, щелочных габброидов и карбонатитов, ее вулканический и вулcano-интрузивный аналоги). Примерами фанерозойских щелочно-ультрамафических формаций натриевой серии являются комплексы гулинский или маймеча-котуйский (P—T) на севере Сибири, зиминский (C₁) в Восточном Саяне, африканда-ковдорский (D₂₋₃) в Карело-Кольском регионе, кондерский (J₃—K₁) в Хабаровском крае и др.; калиевой серии — красномайский и кокчетавский (C₁) в Северном Казахстане, инаглинский (J₃—K₁) на Алдане. С интрузивными и вулcano-интрузивными формациями натриевой и ка-



Фиг. 6. Минерагеническая и геохимическая специализация щелочных магматических формаций 1-3 — объемы (в %) силикатных пород в сериях (формациях): 1 — >50, 2 — 10-50, 3 — <10; 4 — камафориты (оливин-магнетит-карбонатные породы); 5 — карбонатиты, составляющие менее 10% серий; 6 — скарны; символы минералов: ap — апатит, phl — флогопит, bt — биотит, ne — нефелин, ks — кальсилит, Cr-di — хромдиоксид, char — чароит

ливой серии ассоциируют редкоземельно-редкометалльные (TR, Nb, Ta, Zr и др.) месторождения камафорит-карбонатитового типа, а также ниобий-титановые (перовскит-титаномангнетитовые), проявляющиеся в связи с пироксенитами и африкандитами в формациях натриевых серий. Наряду с общими чертами рудоносности устанавливаются и определенные отличия серий, отражающие главным образом различную широту распространения отдельных типов оруденения (см. фиг. 6).

Щелочно-мафический эволюционный ряд также проявлен в двух вариантах — натриевом (полно дифференцирующая щелочно-габброидная формация, ее вулканический и вулканогинтрузивный аналоги) и калиевом. Щелочно-мафические комплексы натриевой специализации представлены ельтозерским (PR₂) в Карело-Кольском регионе, горячегорским (D₂-C₁) в Кузнецком Алатау, дахунурским (D₂₋₃) в Сангиле (Юго-Восточная Тува) и некоторыми другими. Щелочно-мафические комплексы калиевой специализации сосредоточены главным образом в Алданской магматической провинции (мурунский и ыльымахский комплексы, J₃-K₁), а также в Северном Тянь-Шане (ирисуйский или северо-галасский, P₁) и на северо-востоке Сибири (уджинский, D₂₋₃). С полно дифференцированными формациями натриевой серии ассоциируют редкометалльные (Nb, Ta, Zr) месторождения и рудопроявления карбонатитового и пегматитового типов, калиевой серии — Rb, Sr, Zr, Nb, Ba месторождения.

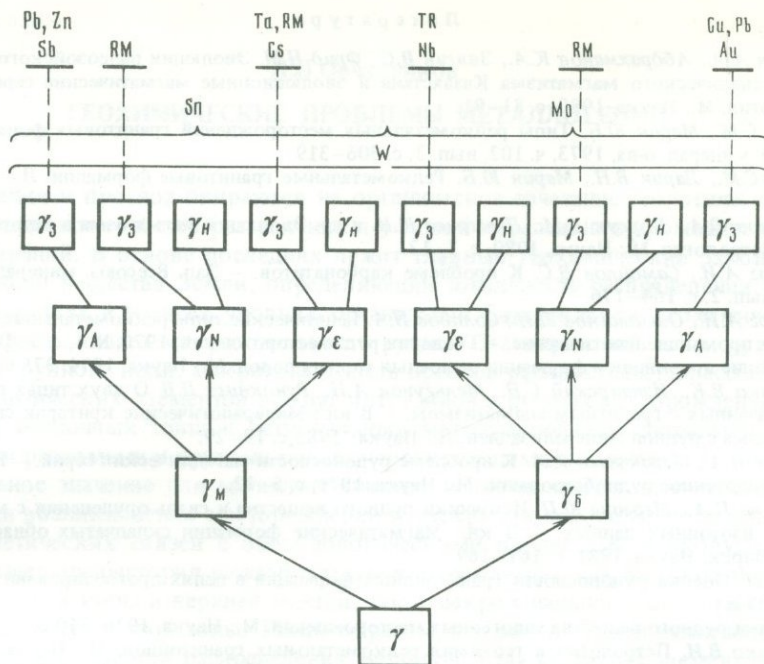
Щелочно-салический эволюционный ряд высокощелочных (фоидитовых) формаций проявляется наиболее разнообразно. Здесь намечаются три основных варианта (см. фиг. 6): натриевый — апатитовых нефелиновых сиенитов, калиевый — кальсилит-нефелиновых и щелочных сиенитов с вулканическими и вулканогинтрузивными аналогами и калиево-натриевый — нефелиновых миаскитовых и щелочных сиенитов. Петрохими-

ческий профиль указанных магматических серий обуславливает их редкометальную специализацию, различающуюся в зависимости от состава материнских интрузий соотношением ведущих редких металлов. Так, в составе руд месторождений формации агпайтовых нефелиновых сиенитов преобладают Nb, Ta, Zr, TR в связи с фельдшпатоидными породами расслоенных интрузий (Хибинский и Ловозерский массивы, D₃), а в формации кальсилит-нефелиновых и щелочных сиенитов, связанных с синныритами и псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами расслоенных лакколитов — Rb, Sr (Сыннырский и Якшинский массивы, D₃—С, и др.). Для формации нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов в связи с карбонатитами, альбититами, щелочными пегматитами и альбитизированными фенитами характерна редкометально-редкоземельная минерализация (Nb, Zr, TR и др.) в ассоциации с сульфидами и фосфатами (ильменско-вишневогорский комплекс, P₁).

Как уже отмечалось, магматизм щелочно-ультрамафического и щелочно-салического рядов натриевого типа связан практически исключительно с эпиплатформенным рифтогенезом. Щелочно-мафический ряд калиевого типа связан с эпикратонным и эпиорогенным рифтогенезом, натриевого типа — развит в пределах как платформ, так и складчатых областей, причем в последних рифтогенез часто следует непосредственно за орогенезом и нередко по времени совпадает с активизацией. Преобладающая масса интрузий щелочно-салического ряда калиевого типа сопряжена с рифтогенезом в складчатых областях и в меньших масштабах в платформенных. Наконец, щелочно-салический ряд калиевого-натриевого типа известен лишь в складчатых областях и близок по времени к орогенному или активизационному этапу.

Следует отметить, что большинство щелочных магматических провинций являются сложными — полихронными и полиформационными, совмещающими разновозрастные комплексы различных эволюционных рядов: щелочно-ультрамафического и щелочно-мафического или щелочно-мафического и щелочно-салического, а в зонах долгоживущих палеорифтов — щелочно-ультрамафического, щелочно-мафического, щелочно-салического (см. фиг. 2). При этом специализация по типу щелочности — натриевая, калиевая или калиево-натриевая, как правило, сохраняется в полихронных или полиформационных магматических провинциях [23], что сопряжено, по-видимому, со специализацией глубинных мантийных очагов — зон генерации исходных расплавов повышенной щелочности. При этом следует подчеркнуть, что эволюционные ряды магматических формаций рифтогенных систем (эпиплатформенных и эпиорогенных) являются сложными за счет проявления базальтоидного магматизма, предшествующего щелочному, а также сопутствующих и завершающих проявлений щелочно-лампрофирового и кимберлитового магматизма. Временные и пространственные связи нормального базальтоидного и щелочного магматизма подробно освещены в ряде работ [17, 23, 25, 27, 28].

Для всех трех щелочных рядов магматизма характерны общие тенденции петрогенетического развития и общие закономерности размещения, в частности связь с интрузивными и вулкано-интрузивными формациями этих рядов сходных рудных формаций (редкометально-редкоземельно-карбонатитовой, редкометально-альбититовой, редкометально-фенитовой с однотипной ассоциацией редких и редкоземельных элементов — Nb, Ta, Zr, Hf, TR и др.). Вместе с тем каждый из этих рядов отчетливо индивидуален по начальным членам, направленности и диапазону эволюции, петрохимическим особенностям, P-T-условиям формирования и локальным условиям становления. Это нашло отражение в последовательном уменьшении среди рудных формаций удельного веса собственно магматических месторождений от щелочно-ультрамафического к щелочно-салическому ряду и в увеличении в этом же направлении пневматолито-гидротермальных и гидротермальных карбонатитовых, фенитовых, альбититовых, низкотемпературных метасоматических существенно карбонатных (обычно с кварцем) месторождений и рудопоявлений, последовательном снижении в месторождениях роли сидеро- и отчасти халькофильных элементов и увеличении роли редкоземельных элементов, редких щелочей и бария (см. фиг. 6). Следует особо отметить полиформационную гетерогенную природу карбонатитовых месторождений, проявляющихся в связи со щелочно-ультрамафическими, щелочно-мафическими и щелочно-салическими комплексами натриевой, калиевой и калиево-натриевой специализации то в виде высокотемпературных образований, возникающих в процессе отделения и ликвации силикатно-карбонатного расплава-флюида, то в виде закономерных членов контактово-метасоматических фенитов [5, 7, 23, 24]. Места отделения сили-



Фиг. 7. Схема, иллюстрирующая последовательность использования критериев при определении перспектив рудоносности территорий на редкометалльную минерализацию

γ – редкометаллоносные гранитоиды; эволюционные ряды гранитоидных формаций и ассоциирующего с ним оруденения "малого" (γ_M) и "большого" (γ_B) диапазонов эволюции; серии гранитоидов: γ_ϵ – повышенной щелочности, γ_N – нормальной щелочности, γ_Λ – с антидромным завершением, $\gamma_з$ – завершенные, $\gamma_н$ – незавершенные

катно-карбонатных расплавов—флюидов и метасоматизирующих растворов, обогащенных H_2S , HCl , NF и CO_2 , и специализация камафоритов и карбонатитов освещены в публикациях М.П. Орловой [24 и др.]. Камафориты и карбонатиты щелочно-ультрамафического ряда специализированы в отношении апатит-магнетитовых руд и редкометалльно-редкоземельного оруденения, щелочно-мафического и щелочно-салического рядов – редкометалльно-редкоземельного, флюоритового и барий-стронциевого.

Приведенные данные по эволюционным рядам и сериям магматических образований в различных редкометалльных зонах территории СССР конкретизируют реально наблюдаемые в природе связи магматических и рудных формаций, позволяют выявить наиболее важные закономерности развития оруденения, установить типовые обстановки его проявления. Это дает возможность использовать их при разработке вопросов прогнозирования. При этом ход прогнозно-металлогенетического анализа предусматривает последовательную детализацию территорий с выделением все более локальных перспективных площадей с уточнением их рудоносности. Например, как следует из текста, зоны с гранитоидным магматизмом в первую очередь могут быть подразделены на два главных типа, условно названных Sn-W (γ_M) и Mo-W (γ_B) (фиг. 7). Дальнейшая детализация перспективных площадей в пределах намеченных зон (см. фиг. 7) основана на определении типа гранитоидных серий – соответственно нормальной или повышенной щелочности или с антидромным окончанием. При переходе к прогнозированию еще более локальных потенциально рудоносных районов определяющим становится уже учет степени завершенности или незавершенности каждой серии гранитоидов. Дальнейший анализ с выделением прогнозных рудных полей и месторождений базируется на детальном изучении гранитных массивов с определением их формационной принадлежности, характера апикальной поверхности, уровня эрозийного среза, интенсивности петрогенетических рудообразующих процессов и др. Аналогичный путь анализа возможен и для рассмотренных выше зон с проявлением щелочного магматизма.

В итоге представляется очевидным вывод о важности рассмотрения эволюционной направленности магматизма, метасоматизма и рудоносности с выделением рядов, серий и необходимости конкретного определения позиции каждой магматической формации и ассоциирующего с ней редкометалльного оруденения в рядах и сериях.

Л и т е р а т у р а

1. *Абдулин А.А., Абдрахманов К.А., Звягин В.С., Фрид Н.М.* Эволюция палеозойского базальтоидного и сиалического магматизма Казахстана и эволюционные магматические серии. — В кн.: *Петрология*. М.: Наука, 1980, с. 81–91.
2. *Бескин С.М., Марин Ю.Б.* Типы редкометальных месторождений гранитовых формаций. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1973, ч. 102, вып. 3, с. 306–319.
3. *Бескин С.М., Ларин В.Н., Марин Ю.Б.* Редкометальные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979. 280 с.
4. *Богатиков О.А., Борсук А.М., Дмитриев Ю.И.* и др. Эволюция магматизма в истории Земли. — В кн.: *Петрология*. М.: Наука, 1980, с. 3–13.
5. *Гинзбург А.И., Самойлов В.С.* К проблеме карбонатитов. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1983, ч. 112, вып. 2, с. 164–176.
6. *Гинзбург А.И., Овчинников Л.Н., Солодов Н.А.* Генетические типы редкометальных месторождений и их промышленное значение. — *Геология руд месторождений*, 1970, № 4, с. 3–14.
7. Главнейшие провинции и формации щелочных горных пород. М.: Наука, 1974. 375 с.
8. *Денисенко В.К., Изнаурский С.Н., Мельгунов А.Н., Рундквист Д.В.* О двух типах рудных районов, связанных с гранитным магматизмом. — В кн.: *Минералогические критерии связи кислого магматизма с рудной минерализацией*. Л.: Наука, 1982, с. 19–29.
9. *Жариков В.А., Маракушев А.А.* К проблеме рудоносности магматических серий. — В кн.: *Магматизм и эндогенное рудообразование*. М.: Наука, 1976, с. 5–12.
10. *Загружина И.А., Шергина Ю.П.* Источники рудного вещества и связь оруденения с магматизмом в свете изотопных данных. — В кн.: *Магматические формации складчатых областей Сибири*. Новосибирск: Наука, 1981, с. 167–169.
11. *Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 137 с.
12. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. 340 с.
13. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. М.: Наука, 1977. 208 с.
14. Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: СЭВ, 1981. 363 с.
15. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 607 с.
16. *Лишневский Э.Н.* Стереометаллогеническое районирование и прогнозирование на основе геофизических данных. — В кн.: *Методические аспекты изучения редкометальных месторождений*. М.: Наука, 1981, с. 25–37.
17. Магматические формации СССР, Л.: Недра, 1979. Т. 1, 318 с.; Т. 2, 278 с.
18. *Маракушев А.А.* Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
19. *Марин Ю.Б., Скублов Г.Т., Ванштейн Б.Г.* Петрохимическая эволюция фанерозойских гранитоидных формаций. Л.: Недра, 1983. 150 с.
20. *Менакер Г.И.* Строение земной коры и закономерности размещения рудных месторождений в Забайкалье. — *Геология руд месторождений*, 1972, № 6, с. 3–16.
21. Месторождения литофильных редких элементов. М.: Недра, 1980. 560 с.
22. *Моисеенко Ф.С., Есиков Н.П.* Глубинное строение земной коры и размещение рудных месторождений в Алтае-Саянской области. — *Вестн. ЛГУ*, 1974, 12, № 6, с. 5–18.
23. *Орлова М.П.* Размещение и минералогическая специализация щелочных магматических формаций территории СССР. Объяснительная записка к карте масштаба 1 : 10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 75 с.
24. *Орлова М.П.* Особенности формирования щелочных магматических комплексов. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1983, ч. 112, вып. 3, с. 288–299.
25. *Орлова М.П., Полунина Л.А., Селивановская Т.В.* и др. Магматизм Русской платформы. — В кн.: *Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР*. Л.: Недра, 1981, с. 112–200.
26. *Попов В.С., Белевитин В.В., Семин В.А.* Металлогения гидротермальных редкометальных месторождений. М.: Наука, 1981. 212 с.
27. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций: Магматические формации. Л.: Недра, 1983. 260 с.
28. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981. 422 с.
29. *Рундквист Д.В., Неженский И.А.* Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
30. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971. 328 с.
31. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 669 с.
32. *Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья, М.; Л.: Госгеолиздат, 1944. 91 с.
33. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
34. *Щерба Г.Н., Кудряшов А.В., Масгутов Р.В.* и др. Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 200 с.
35. *Szamanske G.K., Ischihara S., Aktin S.A.* Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous–Paleocene batholith in South-Western Japan and implications for magma genesis. — *J. Geoph. Res.*, 1981, 86, N B11, p. 10431–10468.
36. Origin of granitic batholites. Geochemical evidence. Schiva Publ. Ltd., 1979. 148 p.
37. *White A.J.R., Chappell B.M.* Ultrametamorphism and granitoid genesis. — *Tectonophysics*, 1977, 43, N 1/2, p. 7–22.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Металлогения и прогноз опираются на органическое сочетание геологических и геохимических закономерностей размещения и условий образования промышленных рудных концентраций. В основе последних лежит главный геохимический закон — закон дифференциации вещества Земли, определяющий зональность распределения металлов во всех измерениях и на всех уровнях организации. Единый закон геохимической зональности обуславливает макрозональность рудной благоприятной зоны, рудной провинции, узла, рудного поля, макрозональность ореолов распространения ассоциаций характерных химических элементов вокруг интрузивов и рудных месторождений, внутри рудных тел, осадочных толщ и региональных метасоматических формаций, в связи с глубинными разломами и другими рудоконтролирующими элементами.

Кардинальное значение для металлогенических и прогнозных построений, для понимания причин возникновения месторождений и раскрытия закономерностей их распределения, генетических связей с общегеологическими процессами и продуктами этих процессов имеет предьстория рудообразования, отражающая как мегазональность земного шара, земной коры и верхней мантии, так и макрозональность структурно-формационной зоны, интрузивной зоны. Таким образом, все виды, типы и ранги многоликкой геохимической зональности распределения металлов, а также других элементов-индикаторов имеют то или иное существенное металлогеническое значение.

В иерархии геохимической зональности разных уровней можно выделить по крайней мере 12 рангов. I. Солнечной системы. II. Планетарный, корово-мантийный. III. Корovýй. IV. Платформенно-геосинклинальный. V. Блоковый. VI. Формационный, интрузивный, рудного узла. VII. Рудного поля, комплексного ореола. VIII. Рудного месторождения и его ореола. IX. Рудного тела и его ореола. X. Парагенетических минеральных ассоциаций, типов и сортов руд. XI. Минеральный агрегатный. XII. Минеральный монокристалльный. Рангам с IV по X соответствуют также уровни зональности, связанной с разломами разной степени региональности. Ранги I—VI принадлежат к региональной зональности, с VII и ниже — к локальной.

Чем большее раскрытие и отражение на металлогенических и прогнозных картах получают параметры и коэффициенты различных видов, типов, классов и рангов зональности, тем ценнее становятся эти карты, а прогноз все более достоверным. Зональность выявляется с помощью могучего метода пространственно-статистического анализа изменения ряда геохимических величин и параметров, опирающихся на простейшие данные. Карты металлогении и прогноза, помимо прямых признаков оруденения, должны содержать и обильные геохимические данные, отражающие проявления основного закона зональности и его следствий на данной площади.

С этой целью изучаются содержание и тренд его изменения у элементов-индикаторов и определяются количественные соотношения элементов-индикаторов друг с другом и с главными химическими элементами, а главное — выясняется зависимость этих разнообразных соотношений и их трендов от геологической обстановки, вида, типа, происхождения объекта и прочих геологических параметров. Особенно важным представляется использование количественных геохимических показателей, из которых в первую очередь следует назвать запасы главных металлов и металлов-спутников отдельных месторождений, их групп и совокупностей, характеризующие масштабы рудного процесса и их зависимость от генетических и геологических факторов.

Каждое геологическое образование, каждая порода, свита, пласт и пр. имеет свое геохимическое лицо. Из всех геохимических показателей выделяется комплекс элементов-индикаторов, могущий служить показателем потенциальной или конкретной рудоносности. При этом имеет значение не просто присутствие тех или иных элементов-индикаторов, а их количественные соотношения, выражаемые различными коэффициентами, их сочетаниями. Важными при этом являются: а) показатели потенциальной рудоносности, основывающиеся на первичной геохимической характеристике пластов, массивов, блоков, геологических и петрографических фаций и формаций как результате предруднопроцессной дифференциации; б) показатели потенциальной рудоносности тектонических зон, отдельных геологических структур и структурно-тектонических элемен-

тов, отражающие их синруднопроцессную геохимическую специализацию; в) показатели потенциальной рудоносности региональных метасоматических зон и формаций на основе той же синруднопроцессной специализации.

От потенциальной рудоносности необходимо осуществление перехода к показателям истинной рудоносности через уже известную рудоносность и рудоносность, выявляемую при специальных горных и буровых работах.

Существенным элементом карт металлогении и прогноза должны служить векторы обнаружения месторождений как отражение тренда изменчивости соответствующих параметров, используемых в порядке последовательного сокращения размеров перспективных площадей. Должны найти свое место также и показатели уровня эрозионного среза рудонесущих формаций в обязательном сочетании с гипсометрическим уровнем ее продуктивности. В менее изученных районах имеет значение введение коэффициента рудоносности отдельных площадей, блоков, продуктивных пластов и свит.

Особое значение геохимический закон зональности с важными металлогеническими следствиями имеет в стереометаллогении и стереопрогнозе. Изучение закономерностей распределения рудных месторождений в пространстве не может быть ограничено рассмотрением их поведения только в горизонтальной плоскости. Положение точек в пространстве описывается тремя координатами. Если при всевозможных металлогенических построениях без широты и долготы мы обойтись не можем, то рассмотрение поведения оруденения по вертикали (аппликате) не только, к сожалению, не производится, но даже и попытки это сделать в региональном масштабе встречаются с удивительным отвергающим непониманием.

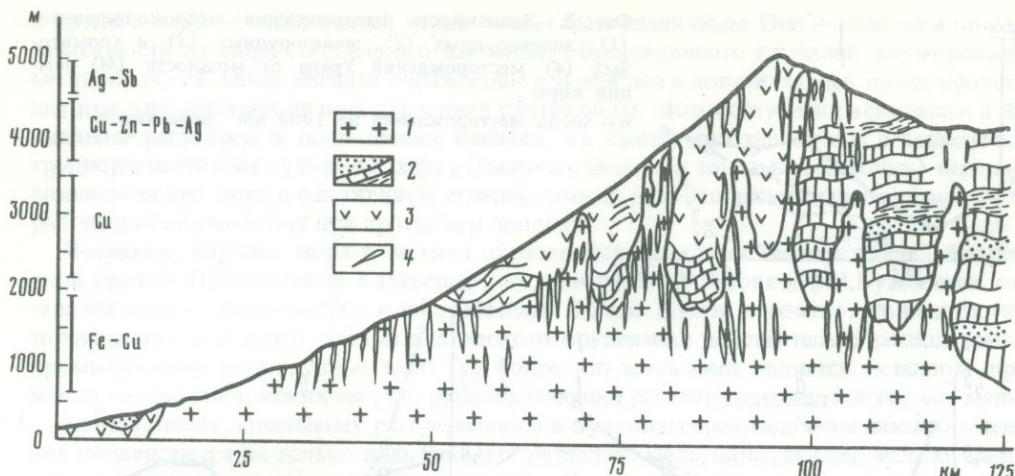
Для выявления региональных закономерностей распределения по вертикали большую помощь может оказать такой простейший прием, как изучение зависимости параметров оруденения от абсолютных отметок рельефа современной поверхности, который можно назвать методом сравнительной гипсометрии.

Распространенное представление о том, что современное состояние дневной поверхности не может отражать истинного первичного соотношения в пространстве изучаемых рудных объектов, не должно нас смущать и быть препятствием для использования названного метода. Во-первых, геофизиками давно уже доказано, что между строением кристаллической оболочки, современным состоянием дневной поверхности и геологическим строением различных территорий существует известная связь. Во-вторых, если даже в период рудообразования в каком-либо случае рельеф и глубинное строение данной зоны или провинции и были иными, то это может иметь определенное значение для толкования некоторых сторон генезиса месторождений, а для прогнозно-поисковых целей необходимо знать закономерности распределения месторождений в первую очередь именно в современных условиях. И, в-третьих, самое главное — замечание о том, что современное состояние дневной поверхности не отражает первичных соотношений рудных объектов, должно относиться не только к вертикальной, но и к горизонтальной координатам. Ведь возможные перемещения блоков земной поверхности, включающих месторождения, с момента образования этих блоков до настоящего времени не происходили только строго в вертикальном направлении.

Не должно вызывать возражений использование гипсометрической шкалы для сравнительного распределения оруденения по вертикали. Совершенно неважно, что именно принято за нуль, важно относительное взаиморасположение изучаемых объектов по вертикали, точно так же, как это делается при построении любых металлогенических карт, тем более что вертикальное распределение изучается теми же методами и приемами, что и горизонтальное.

Как показывает пространственно-статистический анализ параметров оруденения Урала, Алтая, Кавказа, Средней Азии, первые 3—4 км глубин могут быть оценены геохимическими показателями не только качественно, но и количественно [4]. Вертикальная региональная зональность количественного распределения металлов совокупности месторождений провинции в этой благоприятной для рудообразования зоне закономерно проявляется всюду в соответствии с моделью зонной плавки А.П.Виноградова, универсальным рядом В.Х.Эммонса, С.В.Григоряна и Л.Н.Овчинникова.

Помимо опубликованных нами ранее данных, хорошим примером вертикальной зональности оруденения являются Анды [8]. Анализ пространственного размещения рудных месторождений в западной кордильере Анд дал возможность выявить наряду с горизонтальным их вертикальное зональное распределение, при котором месторождения различных металлов располагаются на различных гипсометрических уровнях (фиг. 1).



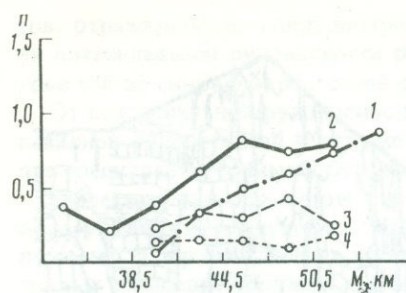
Фиг. 1. Вертикальная зональность распределения месторождений в западной кордильере Анд [8]
 1 — гранитный батолит; 2 — осадочные слои; 3 — вулканы; 4 — рудные жилы

В самой нижней зоне, в пределах абсолютных отметок 0–2000 м, развиты месторождения железа и меди, связанные с гранитным батолитом и мелкими телами диоритов и монцодиоритов. Предполагается, что образование руд происходило на глубине 6–7 км при температуре 500°С и давлении 2 кбар. Ко второй зоне с отметками 2000–3500 м принадлежат месторождения меднопорфирового типа, ассоциирующие с мелкими интрузивными и субвулканическими телами среднего состава. Глубина рудообразования предположительно 2–3 км, термодинамические условия близки к условиям первой зоны. В третьей зоне, в интервале 3500–4500 м, широко распространены жильные месторождения меди, свинца, цинка, серебра, связанные с небольшими интрузиями монцитов. Четвертая зона с отметками, превышающими 4500 м, сложена кайнозойским вулканическим комплексом и содержит жильные месторождения серебра и сурьмы. Таким образом, здесь оказывается четко проявленным стандартный в своей основе единый ряд вертикальной зональности распределения месторождений группы распространенных металлов, отвечающий в данном случае эволюционному развитию единого же мезо-кайнозойского тектоно-магматического цикла андской орогении.

Обильные данные по физическим полям рудных провинций хорошо согласуются с геохимическими. К сожалению, геофизика используется нами очень мало, почти только для решения прямых, конкретных в каждом данном случае, задач. Широкая поливариантная интерпретация геофизических данных может обеспечить, особенно в сочетании с геохимией, весьма важную информацию для стереометаллогенических построений и прогнозов. Комплексование геохимии с рядом геофизических методов весьма значительно повышает достоверность и надежность металлогенических построений и прогнозирования. Физические параметры, подчиняющиеся в своем пространственном изменении тому же геохимическому закону зональности, также должны являться неотъемлемой частью геохимической основы.

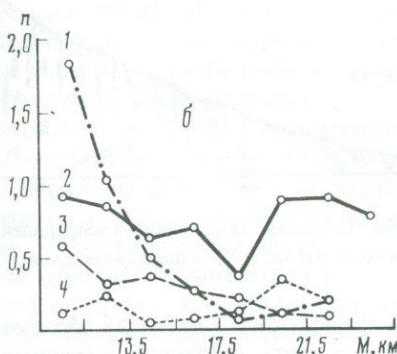
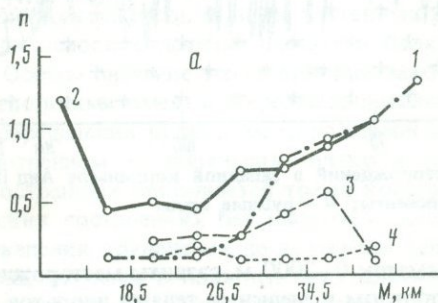
Распределение рудных месторождений в пространстве, региональная вертикальная и латеральная зональность этого распределения являются отражением глубинного строения рудоносных структурно-формационных зон. Так, например, на Урале совершенно отчетливо наблюдается прямая зависимость увеличения количества железорудных, золоторудных и колчеданных месторождений (плотность нахождения на единицу поверхности) от мощности земной коры (фиг. 2), которая здесь колеблется от 30 до 55 км. Эта зависимость еще более резко проявляется при изменении мощности "базальтового" слоя, варьирующей от 12 до 44 км при так же резко проявленном обратном соотношении с мощностью "гранитного" слоя (фиг. 3), колеблющейся в пределах 10–25 км. Связанные с выступами верхней мантии хромитовые месторождения, естественно, в своем распределении проявляют полную независимость от мощности как земной коры, так и ее "базальтового" и "гранитного" слоев (см. фиг. 2, 3).

Одной из конкретных проблем стереометаллогении является все чаще вскрываемое многоэтажное (волновое) размещение месторождений, как моноформационное, так и полиформационное, со сменой формаций по вертикали в соответствии с зональным ря-



Фиг. 2. Зависимость распределения медноколчеданных (1), золоторудных (2), железорудных (3) и хромитовых (4) месторождений Урала от мощности (M) земной коры

n — число месторождений на 1000 км² поверхности



Фиг. 3. Зависимость распределения медноколчеданных (1), золоторудных (2), железорудных (3) и хромитовых (4) месторождений Урала от мощности (M) "базальтового" (а) и "гранитного" (б) слоев земной коры

n — число месторождений на 1000 км² поверхности

дом. Эта смена, особенно во втором случае, может сопровождаться, как это видно на описанном выше примере андийских месторождений, определенным пространственным смещением и по латерали. Она может быть и строго вертикальной в естественной зависимости от условий залегания, морфологии, глубины и размеров рудоподводящей и рудо-контролирующей зоны. Волновое — многоэтажное — размещение одно типных месторождений единой формации заслуживает значительно большего внимания, чем это делается сейчас. В осадочном цикле оно связано с ритмическим осаждением и образованием благоприятных рудонесущих пластов, а в условиях гидротермального метасоматоза — с гидродинамическим механизмом продвижения рудоносных растворов, удачную модель которого предложил А.А.Пэк [6]. Обычно геологические условия нахождения эндогенных одно типных месторождений на различных уровнях также существенно различны. Так, например, разные этажи меднопорфирового оруденения обычно связаны с породами разных фаций глубинности — от крупнозернистых интрузивных разностей до субвулканических и приповерхностных жерловых образований. Форма и размеры материнских изверженных образований меняются при приближении к поверхности, от этажа к этажу, от крупных изметричных тел до линейных более мелких форм — даек и жил. То же относится к размерам и форме рудных зон. Карбонатитовые месторождения более глубинных этажей имеют крупные размеры и трубчатую форму с изометричным сечением (Кольский полуостров). На верхних этажах — месторождения значительно меньших размеров, более рассредоточены, тяготеют явно к разломным зонам, имеют линейную форму (Украинский щит, Воронежский кристаллический массив).

Весьма характерна вертикальная геохимическая зональность для месторождений и рудных полей вулканогенно-осадочного (гидротермально-осадочного) типа со сменой по вертикали не только накапливающихся металлов и их ассоциаций, но и геологических условий их накопления [3]. Эта зональность (проявляющаяся и по латерали) от тыла к фронту такова: медь—медь, цинк—цинк, свинец—барий—железо—марганец. Она отвечает порядку поступления растворов во времени, а также дифференциации из одного потока. Между железо-марганцевыми рудами и полиметаллической ассоциацией могут располагаться руды вольфрама и золота.

Стратиформные залежи весьма часто сопровождаются несогласным оруденением в подстилающих толщах в виде штокверков, жил, зон вкрапленности, составляющим с верхней стратиформной частью залежи и генетически и в зональном ряду единое целое. В этой зональности распределение металлов между собственно стратиформной залежью

и оруденением в подстилающей толще может быть различным. Оно находится в прямой зависимости от гидростатического давления, обусловленного глубиной формирования месторождения. Опережающее образование оруденения в подстилающей толще происходит при относительно низких давлениях столба воды, способствующих вскипанию и выкипанию растворов в подводящих каналах, их быстрому охлаждению с выделением труднорастворимых сульфидных фаз (тыловых металлов зональной колонки) перед излиянием на дно моря и отложением стратиформных руд. Это весьма важный факт, который нельзя не учитывать при прогнозе и поисках.

Например, глубина моря в момент образования известных месторождений Жайремской группы (Центральный Казахстан), по данным А.А.Рожнова и Е.И.Бузмакова, составляла первые сотни метров и не превышала 0,5 км. Вполне вероятно, что на этих месторождениях под зоной полиметаллического оруденения действительно располагаются промышленные меднорудные тела. Тем более, что здесь медь является металлом—примесью полиметаллических тел, т.е. рудообразующий раствор содержал изначально медь.

Контрастному зональному распределению в вулканогенно-осадочном цикле оруденения подвергаются не только пять главных металлов: медь, цинк, свинец, железо, марганец, но и многочисленные элементы-примеси. При этом чувствительными показателями зональности и одновременно показателями степени взаимодействия гидротермального рассола с морской водой, т.е. степени удаления от места выхода гидротерм, являются такие отношения, как Fe/Mn, Cu/Zn, Au/Ag, Cu/Pb, Zn/Pb, Ni/Co и др.

Важное значение для металлогении и прогноза имеет региональная околоинтрузивная зональность. Магматическая деятельность в каждом отдельном случае не определяется только внедрением расплава и становлением интрузива. Флюиды, сопровождающие и частично опережающие движение расплава, облегают этот расплав как кокон, устремляясь от него не только вверх, но и в стороны. Следы прохождения этих флюидов образуют околоинтрузивные ореолы. По ореолу, его размерам, конфигурации, ориентации, составу элементов-индикаторов, их концентрациям и соотношениям, геохимической зональности и прочим признакам можно определять генезис и механизм образования интрузива, глубину его становления и, что особо важно, его металлогенические особенности, степень возможной рудоносности. Иначе говоря, изучение околоинтрузивных геохимических ореолов весьма может способствовать однозначной оценке не только геохимической, но и металлогенической специализации данного интрузивного массива, причем не только на доступном уровне эрозионного среза, но и его более глубоких частей.

Формирование рудных месторождений в осадочном цикле также связано со вторичным перераспределением металлов, с движением, что влечет за собой также закономерное зональное распределение металлов-индикаторов.

Таким образом, геохимической основой металлогении является всеобщий закон многокой геохимической зональности как следствия неизбежной непрерывной дифференциации вещества Земли в его органичном сочетании с учением о кларках, поскольку среднее содержание химического элемента в какой-либо естественной геохимической системе — величина постоянная. Всякое статистически значимое отклонение от кларка в ту или иную сторону причинно обусловлено и тем самым пригодно для широкого использования в прикладных целях.

Содержание редких и рассеянных элементов, элементов-примесей не только в земной коре в целом, но и в отдельных ее зонах и блоках, в слагающих ее геологических формациях и комплексах представляет собой важнейшую величину, служащую весьма чувствительным индикатором геологических процессов и явлений. Привлечение рассеянных в горных породах элементов в индикаторных целях становится все более широким и разнообразным, знаменуя в настоящее время бурное развитие этого направления прикладной геохимии. Переход на более высокий уровень тонкой геохимии значительно расширяет наши возможности познания сути и закономерностей многих геологических процессов, удивительного явления полигенности и конвергентности минеральных парагенезисов, условий их образования и пространственного распределения.

Среди достижений индикаторной геохимии, имеющих металлогеническое значение, можно назвать выявление комплекса геохимических критериев происхождения различных рудных месторождений, распознавания источников рудного вещества, источников рудообразующих растворов, критериев связи процессов магматизма и рудообразования, процессов метаморфизма и рудообразования, хода эволюции магматизма и метаморфизма с параллельной эволюцией рудообразования. Таким образом, полноценная геохимическая основа металлогенических

карт с отраженными на ней закономерностями распределения индикаторов имеет большое не только практическое, но и теоретическое значение.

Одним из основных методов раскрытия металлогенических закономерностей, опирающихся на законы геохимии, как уже упоминалось, должен служить **временно-пространственно-статистический анализ**, представляющий собой комплекс достаточно простых статистических приемов и исследований в приложении к геологическим объектам, описываемых такими важнейшими категориями, как время и пространство. В качестве примера здесь можно привести результаты приложения этого метода к раскрытию закономерностей образования и размещения колчеданного оруденения Урала [5].

Уральский колчеданный пояс, вытянутый более чем на 1500 км, содержит большое число рудных месторождений, составляющих единое целое — самоорганизованную систему при всем наблюдающемся разнообразии геологических условий образования, состава руд, пространственно-временных зависимостей от рудовмещающих толщ и структурно-формационных зон и прочих геолого-генетических особенностей. Образование промышленных рудных скоплений — переход металлов от рассеянного состояния к концентрации. В связи с этим в процессе рудообразования всегда участвуют большие количества рудообразующих растворов, извлекающих металлы из больших объемов первоисточника, приводящих тем самым в движение большие количества химических элементов. Полученный геолого-статистический материал достаточно убедительно показывает первоедино все месторождений, отражающих в своих закономерных взаимосвязях единство и глубинных процессов на уровне первоисточников вещества на всем большом пространстве Главного уральского эвгеосинклинального пояса.

Главные геохимико-статистические показатели колчеданного оруденения в целом, с одной стороны, весьма четко характеризуют своеобразие Уральской колчеданной провинции среди аналогичных провинций страны и мира, а с другой — не менее четко указывают на связь колчеданного оруденения на Урале с базальтоидным магматизмом. Главным процессом, ведущим к концентрации рудного вещества многих типов месторождений, является длительная глубинная магматическая дифференциация. Для колчеданных месторождений особенно заметно видно, как магматическая дифференциация и дифференциация металлов, образующих месторождения, идут параллельно, вторая вызывается первой. Эта дифференциация приводит к сепарации, к концентрации металлов вплоть до образования их промышленных скоплений. При этом широко проявляется закономерность, хорошо наблюдаемая на Урале: чем более дифференцирован магматический комплекс (формация), тем богаче качественно и количественно оруденение, тем более отсепарирована рудная часть. Мы отчетливо видим, как эволюция колчеданного оруденения в уральской совокупности месторождений органично связана с эволюцией базальтоидного магматизма.

Прежде чем локализоваться в месторождение, рудное вещество, промышленные металлы и металлы-спутники проходят длительный путь многоступенчатой дифференциации, результаты которой в окончательном виде запечатлены в химическом составе руд месторождений, располагающихся в той или иной конкретной геологоструктурной и пространственно-временной ситуации. Закономерности и тренды латеральной, региональной и локальной, пространственной и временной контрастной зональности, дискретность химического состава руд с подекадным количественным распределением отдельных ассоциаций металлов и ряд других параметров — яркое свидетельство как первичного единства месторождений в сей колчеданной формации, так и проявления процессов дифференциации рудного вещества в ходе длительной эволюции. Отчетливая, даже показательная, гипогенная вертикальная сульфат-сульфидная зональность уральских колчеданных месторождений раскрывает важные стороны процесса и механизма сульфидного рудообразования вообще.

В закономерно неоднородном по составу колчеданном оруденении Урала с проявлением не только качественной, но и количественной неоднородности резко различаются две группы месторождений, отвечающие дискретно разным уровням концентрации главных рудообразующих металлов: меди, цинка и свинца. Одновременно по корреляционным связям выделяются три устойчивые геохимические ассоциации: серноколчеданная, медная и полиметаллическая, в которых за каждым из трех рудообразующих элементов — серой, медью и цинком — следуют свои элементы-примеси. Если медная и полиметаллическая ассоциации генетически едины, создают единую гамму из 12 геохимических типов руд, то серноколчеданная ассоциация по многим показателям выглядит достаточно чуждой, автономной, имея свои медь, цинк и свинец первого (малого) уров-

ния концентраций. Все систематизированные данные достаточно достоверно подтверждают тем самым представление о независимом образовании серноколчеданных скоплений, предшествующем появлению медь- и цинксодержащих растворов и отложению медной и полиметаллической ассоциации. Иначе говоря, в совокупности уральских колчеданных месторождений, включающей, несомненно, различные генетические типы, наряду с гомогенными определенно существуют и гетерогенные месторождения, в которых медь, цинк и сопутствующие им металлы отлагались из бессернистых гидротерм на независимо ранее образованной протопиритовой основе.

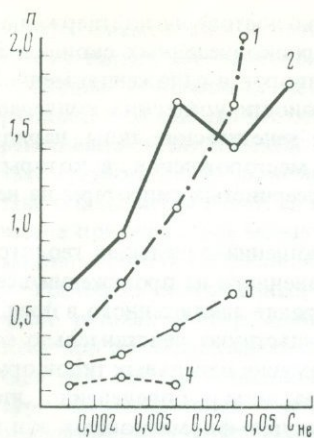
Закономерности пространственно-временных взаимоотношений отдельных геолого-геохимических типов колчеданного оруденения, распространенного на протяжении всего эвгеосинклинального пояса Урала, а во временном интервале заключенного в пределах силуро-девонских рудовещающих формаций, свидетельствуют действительно об единой рудной системе. В этой системе геологическое положение отдельных типов оруденения в пространственно-временном зональном ряду настолько определено, что позволяет уверенно прогнозировать для отдельных структурно-формационных зон и площадей не только тип оруденения, но и относительные количественные масштабы возможного проявления оруденения. Каждая структурно-формационная зона и подзона обладает широкой или узкой геохимической специализацией колчеданного оруденения. Рудный объект, геохимическая аномалия, состав которых совпадает с геохимической специализацией оруденения данной зоны, могут быть значительными по масштабу, если же состав руд такого объекта, характеристика аномалии резко отличаются от присущей данной зоне специализации, то этот объект и аномалия будут незначительными, малоперспективными.

Перспективы геохимии индикаторов в металлогении безграничны, с совершенствованием аналитических средств она должна становиться все более и более значимой.

Совершенно особое значение имеют радиоактивные элементы, дающие возможность получения не только информации о времени (радиологическом возрасте) того или иного события, основанной на измерении содержания в системе радиоактивный материнский изотоп—радиогенный дочерний изотоп, но и, что более важно, информации генетической, опирающейся на измерение так называемого первичного соотношения: радиогенный изотоп—стабильный изотоп, относящегося к началу кристаллизации изучаемого минерала, горной породы, рудной ассоциации. В связи с этим в качестве геохимических индикаторов различных металлогенических процессов должны все более вовлекаться радиогенные изотопы стронция, неодима, свинца, гелия, аргона и др. Существенную помощь могут оказать также стабильные изотопы кислорода, водорода, углерода, серы, сравнительные данные по содержаниям и распространению индивидуальных редких земель и их соотношениям, многие другие химические элементы. Благородные газы, например, указывают на происхождение из нижней мантии кимберлитов и карбонатитов. Эти рудные образования отличаются аномальными содержаниями ^3He , ^{21}Ne , ^{129}Xe и их соотношениями, отвечающими модели типа планетарной туманности: высоким отношением $^{84}\text{Kr}/^{130}\text{Xe}$ в сравнении с атмосферным, низким отношением $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ в сравнении с базальтом океанических хребтов, а также наличием редких минералов — керсутита, джозефинита и керузита с избыточными количествами тех же ^3He , ^{21}Ne , ^{129}Xe .

Участки интенсивной гидротермальной деятельности в современных океанических центрах спрединга (Красное море, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галпагосский рифт, Срединно-Атлантический хребет) выделяются потоками ^3He . Изотопы гелия дают возможность охарактеризовать гидротермальные системы в океане во времени и пространстве, количественно рассчитать тепловой поток. Известные материалы гелиевых съемок на территории СССР позволяют утверждать, что данные по распространению даже валового гелия могут быть успешно использованы для металлогенических целей. В частности, на Урале устанавливается совершенно отчетливая прямая зависимость интенсивности выделения гелия от плотности насыщения той или иной площади золоторудными, железорудными и медноколчеданными месторождениями (фиг. 4) при полной независимости в то же время, как и в случае с мощностью земной коры и ее слоев, от распределения хромитовых месторождений.

Граниты полигенны и далеко не во всех случаях являются выплавками из мантии. В большинстве их возникновение связано с рециркуляцией древних осадочных пород с явлениями течения, смешения и др. Был получен [7] характерный тренд гранитоидов (Анды—Япония—Сьерра Невада—Гималаи) в координатах $\epsilon\text{Nd}-\epsilon\text{Sr}$, который располагается за пределами мантийных значений этих величин и интерпретируется как отраже-



Фиг. 4. Зависимость интенсивности содержания гелия от числа медноколчеданных (1), золоторудных (2), железорудных (3) и хромитовых (4) месторождений в расчете на каждые 1000 км² поверхности Урала

ние рецикличности континентальной коры. Это хорошо совпадает со статистически выделяющимися генетическими рядами гранитоидов, отвечающими изменению величин ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. Дискретное увеличение средних значений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ от ряда к ряду отвечает нарастанию числа циклов в этом процессе рециркуляции. Здесь важно, что к разным рядам гранитоидов тяготеет и разное оруденение. Например, для накопления олова в эндогенных месторождениях необходимо проявление нескольких циклов, приводящих в итоге к образованию интрузивов, с которыми связаны эти месторождения.

Примером использования соотношений стабильных изотопов, наряду с радиогенными, для реконструкции процессов рудообразования может служить модель формирования сульфидных залежей офиолитового комплекса Троодос на о-ве Кипр. В процессе взаимодействия морская вода—порода в цикле конвекции теплоты и переноса массы офиолитовый комплекс на протяжении 2 км по вертикали подвергся гидратации и гидротермальному метаморфизму с образованием сверху вниз цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В пользу того, что и гидротермальные изменения и отложение руд происходило с участием морской воды, были подобраны многочисленные геохимические доказательства [3].

Решению большого круга металлогенических проблем способствует исследование поведения малых и рассеянных элементов, элементов-примесей при различных проявлениях магматизма и регионального метаморфизма. Изучение геохимии этих процессов, разработка и приложение геохимических методов могут дать многое для принципиальных металлогенических построений [1]. Процессы магматизма генетически разнообразны, гетерогенны и могут возникать в результате весьма различного качественно и количественно взаимодействия вещества верхней мантии и коры.

При докембрийском гранитообразовании зарождение гранитоидных расплавов (метаморфические и анатектические гранитоиды) в глубинных монофациальных комплексах происходит при температуре выше 700°С, давлении 5–12 кбар, содержании воды около 2,0% в кислом по составу субстрате. Обладая меньшей плотностью и большей пластичностью, эти расплавы выжимаются в зоне малых глубин, где при снижении давления степень плавления их возрастает (реоморфические гранитоиды), и, наконец, при давлении менее 5 кбар расплавление происходит полностью (интрузивно-магматические гранитоиды). Подъем расплава из глубинных зон в малоглубинные сопровождается опережающим термальным фронтом, создающим благоприятные условия для формирования зонально-метаморфических комплексов, имеющих в центре высокотемпературные амфиболитовую и гранулитовую фации, в периферических частях — последовательное замещение низкотемпературных ассоциаций все более высокотемпературными на фоне постоянного давления.

Ультраметаморфизм в высокотемпературной зоне амфиболитовой и гранулитовой фаций сопровождается интенсивной дегидратацией (дегазацией вообще) с экстракцией и выносом синметаморфическим флюидом большой группы элементов-примесей. Таким образом, эпицентры латерально-зональных метаморфических комплексов можно рассматривать в качестве одного из реальных источников гидротермальных рудообразующих систем, несущих в изученных регионах [1] в первую очередь такие компоненты, как литий, рубидий, олово, иттрий, фтор, молибден, вольфрам. Рудное вещество (рассеянные металлы), экстрагированное синметаморфическим флюидом из высокотемпературных зон метаморфического комплекса, при спаде температуры может накапливаться без далекого переноса в более низкотемпературных зонах в пределах той же толщи с формированием эпигенетических гидротермальных месторождений различного состава (например, флюорит-полилитионитовых метасоматических, кварц-щеелитовых жильных и скарновых и пр.).

Механизм массового обмена при формировании палеозойских палингенных автохтонных гранитоидов включает также и распределение рассеянных металлов. Реальные минераль-

ные формации и фации гранитоидов характеризуются конкретными рядами миграционной способности элементов-примесей с отражением интенсивности домагматического редкометального метасоматоза, базификации, привноса, выноса, наследования и захвата металлов. Выделяются три геохимических типа распределения последних с максимумами содержаний соответственно в магматогенных фациях, метасоматитах или в тех и других. Принадлежность того или иного элемента к одному из типов определяется его источником, соотношением миграционной способности элемента-примеси и дифференциальной подвижности породообразующего элемента, степенью нагрева матрицы по отношению к температуре гранитоидной эктектики.

В последовательных формациях палингенных гранитоидов закономерно усложняется набор аллохтонных элементов и увеличивается интенсивность их привноса. Рудогенерирующая возможность палингенеза в ходе его эволюции достигает максимума раньше для менее подвижных и позже для более подвижных элементов. Соответственно ранние геосинклинальные формации гранитоидов специализированы на малоподвижные элементы (медь, группа железа, свинец, цинк и др.), промежуточные орогенные — на более подвижные (ниобий, цирконий, редкие земли и др.), поздние формации этапов активизации — на максимально подвижные (тантал, олово, вольфрам, бериллий и др.).

Л.С.Бородинский [1] подмечена и убедительно обоснована фундаментальная не только петрологическая, но и металлогеническая закономерность линейной зависимости величины кларков литофильных металлов от степени кислотности пород в эволюционном ряду последних. Если принять за основу оценки относительной концентрации редких элементов соотношение абсолютных содержаний в магматических породах с их средним содержанием в изверженных породах верхней части континентальной литосферы, то статистический характер величины полученного так называемого **коэффициента литофильности** ($KЛ$) и трендов концентрации редких элементов дает возможность использования этих показателей в качестве основы прогнозной оценки редкометальной рудоносности серий изверженных пород, объединяемых в определенные типы магматических формаций: 1) гранитовый (исходные базальтовые и палингенные щелочноземельные магмы) — литий, рубидий, цезий, тантал ($KЛ = 1,5-2,5$); 2) щелочно-гранитовый (исходные щелочно-базальтовые и пантеллеритовые магмы) — ниобий, литий, иттрий, редкие земли ($KЛ = 4-15$); 3) агапитовый нефелин-сиенитовый (исходные фонолитовые и нефелин-сиенитовые магмы) — ниобий, цирконий, редкие земли ($KЛ > 10$); 4) карбонатитовый (исходные щелочно-ультраосновные и силикатно-карбонатные магмы) — ниобий, редкие земли, стронций ($KЛ > 2-10$).

В таких дифференциатах щелочных и карбонатитовых магм уровень минимальных промышленных содержаний отдельных редких металлов может быть достигнут непосредственно в объеме крупных интрузивных тел. При меньших значениях $KЛ$ (до 2—3) для появления промышленных концентраций необходимо дополнительное фракционирование. При величине $KЛ$ более 2—3 магматические породы могут быть отнесены к потенциально рудоносным. Таким образом, в наиболее распространенных типах гранитоидов возможен только относительно невысокий уровень предельной концентрации большинства редких литофильных элементов. Их промышленные концентрации вероятны лишь в сравнительно небольших масштабах (пегматитовые жилы, метасоматические зоны, апикальные участки интрузии). С другой стороны, наиболее крупные месторождения, определяющие современную сырьевую базу редких металлов, принадлежат лишь к тем магматическим формациям, для которых величина $KЛ$ в конечных магмах была не менее чем в 10—15 раз выше кларковой (агапитовые и щелочно-карбонатитовые формации).

Большое металлогеническое значение регионального метасоматоза существенно слабой интенсивности на материалах рудных провинций Казахстана и Средней Азии наглядно показал Е.В.Плющев [2]. В пределах подвижных поясов земной коры устанавливается региональная метасоматическая зональность, обусловленная эволюцией гидротермальных растворов и выраженная закономерным сочетанием обширных зон слабо проявленных гидротермальных метасоматических изменений. Речь идет не о локальных гидротермальных преобразованиях, связанных с конкретными рудными полями и месторождениями, а о **региональных метасоматических формациях** (РМФ), занимающих площади в сотни квадратных километров при мощности до нескольких километров и содержащих массы метасоматических новообразований, исчисляемых 10^9-10^{11} т. По геолого-генетических условиям образования и нахождения выделяются четыре группы РМФ, связанных со становлением внедренных плутонов и наземных вулканических

массивов, а также с зонами влияния региональных разломов в фанерозойских и докембрийских подвижных областях.

Каждая РМФ характеризуется полярными геохимическими особенностями составляющих ее периферических и центральных зон. В периферических зонах, представленных разнообразными пропилитовыми и фельдшпатолитовыми минеральными ассоциациями — проявлениями субщелочного железо-магний-кальциевого или кремне-калиевого метасоматоза, происходит химическое извлечение из перерабатываемых пород избыточных содержаний металлов. В центральных зонах РМФ, представленных кварц-светлосплюдистыми парагенезисами (аргиллизитовыми, березитовыми, торично-кварцитовыми, грейзеновыми) с более редкими полевошпатовыми обособлениями (альбитовыми, калишпатитовыми) — производными кислотного метасоматоза и частично щелочного натриевого или калиевого метасоматоза, возникает неравномерность распределения металлов. Одни элементы приобретают тенденцию к накоплению в краевых частях зоны, а другие — к существенному выносу. Накапливаются металлы, привносимые из периферических зон, выносятся металлы, имеющие повышенную миграционную способность в кислых растворах.

РМФ выступают в качестве особого механизма дифференциации вещества и рудоконцентрирования. При длительном и однонаправленном истечении растворов из периферических зон в центральные происходит извлечение металлов из периферических зон и их перемещение в центральные с накоплением вплоть до образования промышленных месторождений вблизи границы раздела с периферическими зонами. Такой механизм рудоотложения поддается количественному учету, и на этой основе могут быть разработаны приемы количественной оценки прогнозных запасов ожидаемого оруденения.

Геохимические проблемы металлогении велики и многообразны. Мною фрагментарно затронута только небольшая часть их. Но важным является не подробное перечисление проблем и задач металлогении, решению которых существенно может помочь индикаторная геохимия, а тот прогресс в широком внедрении геохимии и геохимических методов в металлогению, в металлогенические и прогнозные построения, который все в ускоряющихся темпах проявляется в последнее десятилетие.

Л и т е р а т у р а

1. Геохимия магматизма. М.: Наука, 1982. 224 с.
2. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований/ Е.В.Плющев, О.П.Ушаков, В.В.Шатов, Г.М.Беляев. Л.: Недра, 1981. 282 с.
3. Овчинников Л.Н. Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 36–47.
4. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. Проблемы стереометаллогении. — В кн.: Проблема металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 51–71.
5. Овчинников Л.Н., Лутков Р.И. Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 183 с.
6. Пэк А.А. Гидродинамические условия формирования гидротермальных рудных месторождений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1982. 38 с.
7. Allegre C.J., Ben Othman D., Polve M., Richard P. The Nd-Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1979, 19, p. 293–306.
8. Hudson Cro. Zonamiento de la metalogenia Andina del Peru. — Bull. Soc. Geol. Peru, 1979, N 6, p. 61–71.

ПРИРОДА И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ

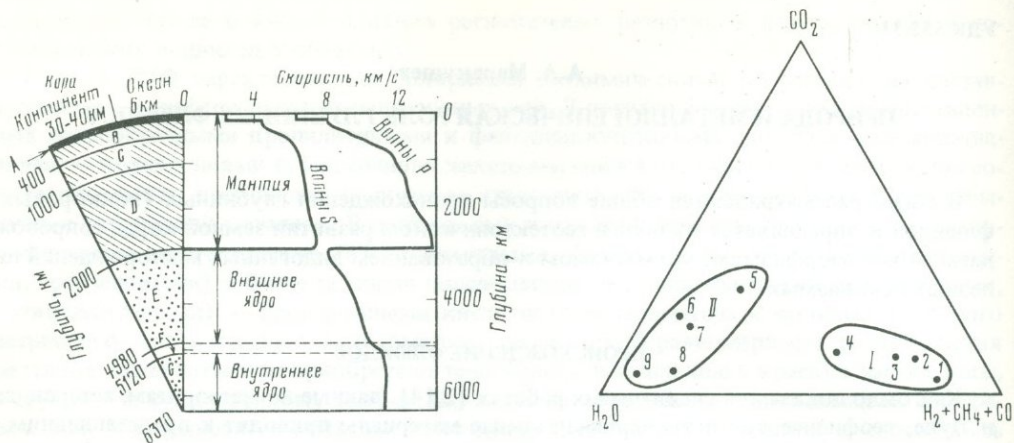
В статье рассматриваются общие вопросы происхождения глубинных (подкорковых) флюидов и определяется их роль в геотектоническом развитии земной коры, сопровождаемом метаморфизмом, магматизмом и образованием эндогенных месторождений полезных ископаемых.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФЛЮИДОВ

Как было показано в специальных работах [2,14], данные по метеоритам, астероидам и Луне, геофизические и экспериментальные материалы приводят к представлениям о том, что планеты земной группы приобрели современное строение в ходе флюидно-магматического расслоения, относящегося к возрасту 4–5 млрд. лет. Спецификой расслоения определилась концентрация флюидов во внутренних зонах (ультраосновных и богатых железом), так что консолидация планет с периферии сопровождалась возрастанием внутреннего флюидного давления и образованием глубинных разломов — главных путей флюидной миграции. С флюидными потоками связаны метаморфизм, магматизм и обновление внешних оболочек планет, которое на Луне представляет начальные стадии общего процесса и имеет возраст 3,1–2,2 млрд. лет. На Земле первичная кора полностью заместилась новыми типами — океаническим и континентальным (складчатым) в ходе формирования подвижных поясов. По аналогии с Луной можно полагать, что первичная кора основного состава на Земле имела большую мощность (порядка 60–100 км) и была дифференцирована на слои лейкократовых, богатых плагиоклазом пород и меланократовых, существенно пироксеновых пород, богатых железом, титаном и ванадием. В ее составе выделялись слои, богатые цирконием и ураном. Вообще содержания рудных металлов в породах древней первичной коры на Земле были значительно выше, чем в соответствующих породах более поздних магматических формаций. В ходе этого обновления на Луне возникли депрессии с более тонкой корой вследствие подъема к поверхности ультраосновного вещества лунной мантии с образованием аномалий силы тяжести (масконов). К депрессиям приурочены меланократовые базальтовые породы, отличающиеся от лейкократовых базальтов возвышенных областей более низкой отражательной способностью, благодаря чему депрессии наблюдаются на поверхности Луны в виде темных пятен. Их образование сходно с формированием маломощной земной коры океанического типа и связано с режимами растяжения. В противоположность им в областях сжатия на Земле сформировалась кора континентального типа складчатого строения, аналоги которой неизвестны на Луне или других планетах земной группы. Древнейшие ядра складчатой коры имеют возраст 3,8 млрд. лет, и она последовательно разрастается за счет океанических впадин путем геосинклинального развития внешних зон островных дуг и активных континентальных окраин. Наряду с этим складчатая кора подвергается деструкции и распаду вследствие развития континентального рифта.

Развитие подвижных поясов обусловлено чередованием режимов растяжения, с которыми связывается максимальное утонение земной коры, и сжатия, которое сопровождается возрастанием мощности земной коры в ходе развития щелочного магматизма, складчатости и орогенного воздымания складчатых сооружений, сопровождаемого формированием андезитов в вулканической фации и гранитов — в плутонической. Регенерация внешних оболочек Земли сопровождалась потерей гелия, особенно его легкого изотопа, тогда как в глубинных зонах Земли первичные соотношения сохранились в большей мере и высокие отношения содержания легкого и тяжелого изотопов гелия свойственны ювенильным флюидам глубинного (подкоркового) происхождения.

Соответственно планеты земной группы можно подразделить на полностью консолидированные и утратившие тектоническую активность вследствие почти полной дегазации (такие как Луна) и не полностью консолидированные, продолжающие свое тектоническое развитие под влиянием флюидных потоков, исходящих из их недр вдоль тектонически ослабленных зон (подвижных поясов), как это имеет место на Земле. Судя по сейсмическим данным (фиг. 1), недра нешей планеты (с глубины 2900 км) еще в значительной мере сохранили свое жидкое расплавленное состояние и могут служить источ-



Фиг. 1. Слоистое строение Земли и распределение скоростей прохождения продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн, по Гутенбергу (цит. по [2, с. 20, 21])

A — земная кора; B — верхняя мантия; C — переходная зона; D — нижняя мантия; E — внешнее предположительно жидкое ядро; F — зона перехода между внешним и внутренним ядрами; $A-B$ — граница Мохоровичича; $D-E$ — граница Гутенберга

Фиг. 2. Диаграмма компонентного состава флюидных включений в алмазах перидотитового (I) и эклогитового (II) типов, по [26]

Номера анализов на диаграмме соответствуют табл. 1

ником флюидных потоков, состоящих из газов, обладающих высокой проникающей способностью, таких как водород. По данным изучения метеоритов, лунных и земных магматических пород можно полагать, что газовые компоненты почти полностью теряются в ходе кристаллизации магм, поэтому маловероятно вхождение их в значительном количестве в состав пород, слагающих твердые оболочки Земли (см. фиг. 1, D , C , B , A). Однако следует иметь в виду отсутствие данных о продуктах кристаллизации флюидных магм под такими громадными давлениями, которые господствуют в недрах Земли. Нельзя исключить возможность стабилизации в мантийных условиях ионных гидридов (наиболее плотных соединений металлов с водородом), разложение которых в тектонически ослабленных зонах может служить дополнительным источником сильно восстановленных флюидов [11]. Существенно гидридный состав внутренних зон Земли предполагался В.Н. Лариным [6] и рядом других авторов.

Наиболее убедительные доказательства участия глубинных флюидов в эндогенных процессах дают газовой-жидкие включения в минералах, из которых особенно интересны алмазы. Кристаллизация алмазов связывается с мантийными магматическими очагами под платформами на глубинах 150–200 км, что исключает влияние на них поверхностных вод. Очаги возникают в результате плавления мантийного вещества под воздействием азотно-водородных ювенильных флюидов с последующим расслоением расплавов на ультраосновные (перидотитовые) и основные (эклогитовые) магмы. В ультраосновных магмах алмаз кристаллизуется в виде октаэдрических кристаллов в числе самых ранних магматических выделений совместно с хромитом, хромистым пиропом, оливином. В основных (эклогитовых) магмах кристаллизация его относится большей частью к остаточным расплавам, обогащенным железом и титаном в результате более раннего выделения граната и омфацита, причем алмаз кристаллизуется в форме кубов и их комбинаций с октаэдрами и реже в виде октаэдрических кристаллов. В кристаллических включениях в эклогитовом алмазе наряду с гранатом и омфацитом встречается коэсит [21].

Перидотитовый и эклогитовый типы алмазов различаются не только по кристаллическим включениям [20], но и по составу компонентов газовой-жидких включений, как показано в табл. 1 и на фиг. 2, по данным [26]. В октаэдрических кристаллах алмаза перидотитового типа преобладают восстановленные компоненты флюидов — водород, азот, углеводороды, CO , тогда как в алмазах кубического габитуса, относящихся к эклогитовому типу, преобладающими компонентами газовых включений являются H_2O и CO_2 . Это различие отражает фазовое распределение флюидных компонентов при расслоении мантийных магм на ультраосновную (перидотитовую) и основную

Т а б л и ц а 1
Состав (в об. %) флюидных включений в алмазах [26]

Компо- ненты	Октаэдрические кристаллы				Кубические кристаллы				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
H ₂ O	9,6	17,2	22,5	33,2	46,4	63,6	72,5	76,1	85,1
CO ₂	2,0	9,5	10,1	10,2	28,1	20,8	20,1	5,9	5,4
CO	45,8	14,7	—	9,4	12,9	—	—	—	—
CH ₄	0,6	12,9	8,4	8,2	3,7	5,8	2,8	5,1	4,0
C ₂ H ₄	0,5	—	—	0,7	—	0,4	—	—	0,2
C ₃ H ₆	0,3	—	—	1,2	0,3	2,0	—	—	—
C ₂ H ₅ OH	0,05	—	—	2,0	2,5	3,0	—	—	0,1
H ₂	1,8	43,1	59,0	29,4	1,0	1,6	2,9	8,4	1,6
N ₂	38,4	2,6	—	3,7	2,6	2,4	1,6	2,5	1,7
O ₂	—	—	—	—	1,2	—	0,1	2,0	1,9
Ar	0,9	—	—	1,2	—	0,4	—	—	0,05

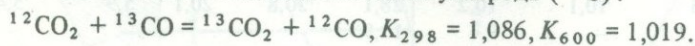
Т а б л и ц а 2
Изотопный состав углерода во внутренних (1)
и внешних (2) зонах кристаллов алмаза

Морфология кристаллов	Изотопный состав углерода, ¹² C/ ¹³ C		Морфология кристаллов	Изотопный состав углерода, ¹² C/ ¹³ C	
	1	2		1	2
Октаэдры [1]	89,60	89,58	Октаэдры и кубы [1, 16]	89,85	89,70
	89,80	89,78		89,86	89,78
То же	89,41	89,37		90,53	89,62
	89,47	89,46		89,58	89,67
	89,54	89,42		89,27	89,45
	89,59	89,57	Кубы [1]	90,89	90,94
	89,60	89,55		То же	89,67
Октаэдры и кубы [1, 16]	89,61	89,57		89,76	89,64
	89,75	89,67	Серые кристаллы [3]	89,83	89,82
	89,76	89,67		90,89	90,98
	89,85	89,68		91,81	92,06

(эклогитовую) части. Поскольку перидотитовые типы алмазов доминируют количественно, газы, содержащиеся в их кристаллах, наиболее близки по соотношению компонентов к составам первичных флюидов, которые подразделяются на два типа — водородный (с преобладанием H₂, CO и CH₄ над другими газами) и азотный (с преобладанием N₂ и CO). Составы газов 1 и 2 в табл. 1 и на фиг. 2 наиболее близки к первичным, но в них, как и во всех других включениях (3—9), содержание H₂O, по-видимому, более высокое по сравнению с составом первичных флюидов. Объясняется это тем, что в ходе кристаллизации алмазов этот компонент (H₂O) выделяется в качестве побочного продукта реакции и захватывается растущими кристаллами. Исходя из данных о компонентном составе газов (см. табл. 1, фиг. 2), в ультраосновных магмах рост кристаллов определялся реакцией CH₄ + 2CO = 3C (октаэдрический алмаз) + 2H₂O, тогда как в основных магмах в реакции принимали участие более окисленные компоненты CH₄ + CO₂ = 2C (кубический алмаз) + 2H₂O. Обе реакции сопровождаются выделением H₂O, приводящим к кристаллизационной неоднородности флюидов, к обогащению их водой в узкой зоне, непосредственно окружающей растущие алмазные кристаллы. Этим эффектом можно объяснить широкий разброс содержания H₂O в анализах флюидов газовой-жидких включений в алмазах перидотитового (I) и эклогитового (II) типов (см. фиг. 2). Составы флюидов, относительно бедные H₂O (см. табл. 1, 1 и

2), являются с учетом сделанных замечаний наиболее представительными для характеристики глубинных флюидов.

Следующий аспект кристаллизационной неоднородности флюидов касается соотношения в них восстановленных и окисленных газов и особенно CO/CO_2 . В ходе кристаллизации алмазов по первой схеме ($\text{CH}_4 + \text{CO}$) это отношение должно понижаться вследствие разложения CO и приводить соответственно ко все большему участию в реакции алмазообразования углекислого газа (CO_2). В газовых равновесиях [23] CO_2 относительно CO обогащен тяжелым изотопом углерода (^{13}C):



Поэтому такое смещение состава газов должно приводить к утяжелению изотопного состава кристаллизующихся алмазов, что является преобладающей тенденцией, как можно судить по изотопным отношениям (табл. 2), отражающим доминирующую тенденцию утяжеления углерода к краям алмазных кристаллов. Однако нередки и обратные соотношения, связанные с развитием реакции алмазообразования на основе углекислоты ($\text{CH}_4 + \text{CO}_2$), разложение которой в ходе этого процесса ведет к возрастанию отношения CO/CO_2 в остаточных флюидах и ко все большему вовлечению в реакцию CO с соответствующим понижением роли тяжелого изотопа ^{13}C в составе кристаллизующегося алмаза.

Ювенильные флюиды отличаются от поверхностных также более высоким содержанием гелия и особенно его легкого изотопа. Вследствие этого поступление ювенильных флюидов из глубин фиксируется изменением изотопных отношений в поверхностных водах, возрастанием в них величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ [7]. Это отношение имеет, следовательно, важное индикаторное значение, определяя глубинность проникновения дислокаций, связанных с общим геоструктурным развитием земной коры, сопровождаемым процессами метаморфизма и магматизма.

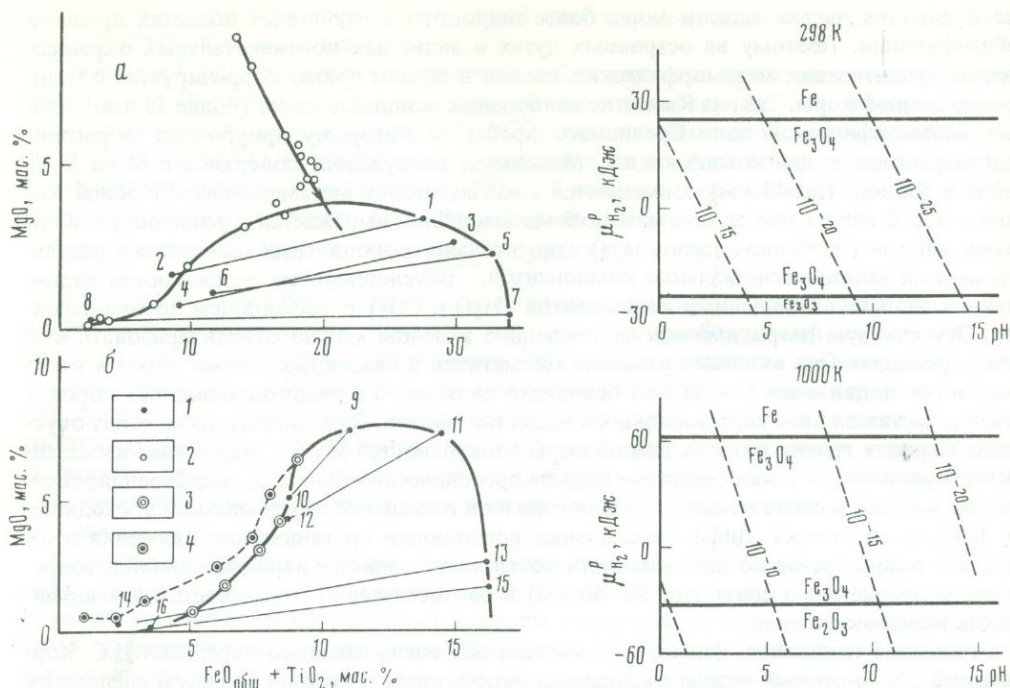
ЗНАЧЕНИЕ ФЛЮИДОВ В РАЗВИТИИ МЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА

Флюидное воздействие на горные породы является основным и необходимым фактором их метаморфического преобразования [8, 13]. Без него метаморфизм горных пород не происходит даже при значительном подъеме температуры, например, в так называемых сухих контактах с изверженными породами или при погружении осадочных пород на глубину, где они испытывают высокое литостатическое давление. Необходимым условием метаморфизма горных пород является развитие дислокаций, устанавливающих связи поверхностных (коровых) структур с более глубинными (мантийными) и стимулирующих появление восходящих флюидных потоков. Состав флюидов закономерно изменяется в ходе геоструктурного преобразования земной коры. Сильно восстановленные натриевые флюиды, богатые H_2O , CH_4 , CO , свойственны ранним (догранитным) метаморфическим преобразованиям в условиях растяжения подвижных поясов. По мере их эволюции и развития складчатости с последующим орогеническим воздыманием складчатых сооружений состав флюидов обогащается окисленными компонентами (H_2O , CO_2) и приобретает калиевую специфику. Эта эволюция состава флюидов связана с их метаморфизацией, обусловленной дифференциальной подвижностью составляющих их компонентов (более высокой миграционной способностью H_2 и CO относительно H_2O и CO_2). В условиях растяжения земной коры на стадиях раннего (догранитного) метаморфизма флюиды имеют сильно восстановленный (первичный) характер, а с переходом к более закрытым системам складчатых поясов в обстановке доминирующего сжатия восходящая миграция флюидов становится все более затруднительной и проявляется селективная миграция их восстановленных компонентов (H_2 , CO) и усиление в их составе роли H_2O и CO_2 с соответствующим изменением калиево-натриевого отношения.

С метаморфизмом всегда связывается разуплотнение глубинных зон, обусловленное флюидным выносом оснований, что сопровождается воздыманием подвижных поясов. В океанах этот процесс прослеживается вдоль срединных хребтов и цепей островов с проявлениями щелочного магматизма (Гавайская структура и др.). В подвижных зонах усиление метаморфического разуплотнения глубинных областей связывается с воздыманием складчатых сооружений и причленением их к островным дугам и континентальным окраинам. Гранитоидный магматизм и связанный с ним метаморфизм — проявле-

ние в верхних частях земной коры более широкого в глубинных областях процесса дебазификации. Поэтому на островных дугах и активных континентальных окраинах степень гранитизации метаморфических поясов в общем прямо коррелируется с мощностью земной коры. Так, на Камчатке наибольшая мощность коры (более 35 км) отвечает метаморфической зоне Среднего хребта, к которому приурочены формации плагиогранитов и плагиомигматитов. Максимум погружения поверхности М на Хоккайдо в Японии (до 43 км) совмещается с мигматитовой метаморфической зоной Хидака и т.д. В целом этот аллохимический метаморфизм выражается в усилении роли полевых шпатов (особенно плагиоклаза) относительно темноцветных минералов в результате выноса железо-магнезиальных компонентов, обусловленного возрастанием парциального давления окисленных компонентов (H_2O и CO_2) в восходящем потоке флюидов. Эту главную петрохимическую тенденцию в целом можно охарактеризовать как дебазификацию. Она включает развитие мигматитов и связанных с ними пород в верхних частях подвижных зон за счет основного слоя коры и развитие основных пород в нижних частях за счет ультраосновного вещества мантии. В результате происходит опускание главных границ раздела земной коры (поверхностей М и К), нарушение изостатического равновесия и как следствие подъем орогенических областей, дифференцированных по блокам в соответствии с различиями их в отношении интенсивности восходящего флюидного потока. Дифференциальные восходящие орогенические движения и их большое разнообразие по интенсивности обусловили широкие вариации глубины современного эрозионного среза (до 30–40 км) и соответственно глубинности метаморфических комплексов.

Отношение глубинных флюидов к магматизму очень наглядно определил Д.С. Коржинский [5], который назвал их трансмагматическими и выявил сложную специфику их взаимодействия с расплавами. Благодаря более интенсивному флюидному воздействию магматизм в глубинных зонах плутонической фации развивается при относительно умеренных температурах и в более восстановительной обстановке по сравнению с высокотемпературным магматизмом вулканической фации. Переход от плутонической фации к вулканической характеризуется прежде всего снижением флюидного давления, вызывающим миграцию из расплавов флюидных компонентов, причем восстановленных (H_2 , CO) в большей мере, чем окисленных (H_2O и CO_2), прочнее связанных с силикатными расплавами. Это приводит к очень значительному возрастанию температуры кристаллизации расплавов (к их нередкому переохлаждению) и к усилению окислительной обстановки минералообразования. Особенно наглядно это проявляется при сопоставлении состава железо-магнезиальных минералов (пироксенов, роговой обманки, биотита) в вулканических породах, где они имеют более магнезиальный состав, и в породах плутонической фации — с высокой степенью окисления железа и других металлов. В вулканической фации благодаря закалочным явлениям, обусловленным отделением флюидов, лучше, чем в плутонической фации в магматических породах, сохраняются ликвационные соотношения, свойственные силикатным расплавам, находящимся под флюидным воздействием. В плутонической фации медленной кристаллизации расплавы, возникающие в результате ликвации, сохраняются только в случаях их гравитационного разобшения (расслаивания) или при тектонических подвижках, способствующих автономному внедрению отщепленных расплавов. О важной роли ликвационных явлений в магматических системах, находящихся под флюидным воздействием, можно судить по соответствующим текстурам пород в малоглубинных расслоенных интрузивах [25] и в вулканических образованиях — силлах, дайках, лавах, нередко сложенных породами (ритмично расслоенными, вариолитовыми, сферолитовыми и др.), сохранившими ликвационные соотношения расплавов вследствие быстрой консолидации. Обобщение петрографических материалов по подобным породам, а также экспериментальные данные приводят к выводу о том, что многие лейкократовые породы, как кислого, так и щелочного рядов, включая их рудоносные типы, входящие в сложно дифференцированные комплексы, образовались путем ликвационного отщепления от остаточных магм основного состава [9]. Соотношения этого плана выявляются при исследовании вулканических серий. Различаются базальт-ферробазальт-исландитовые и базальт-лейкократово-базальт-андезитовые серии. Первые отличаются интенсивным накоплением в породах железа и титана по мере снижения содержания MgO . Этот тренд эволюции состава базальтов получил название феннеровского по имени его исследователя (К.Н. Феннера). Ограничение этого тренда связано с расщеплением остаточных расплавов (фиг. 3), которое наглядно выражено в ферробазальтовых вариолитах (см.



Фиг. 3. Вулканические серии и области расщепления магм ферробазальт-исландитового (а) и базальт-андезитового (б) типов

1 — составы пород матрицы и вариолей в расщепленных базальтах; 2 — лавы вулкана Тингмули в Исландии; 3, 4 — лавы о-ва Санторини в Греции: 3 — серия Акротири-Тири, 4 — серия Южно-Эгейской островной дуги; коннодами соединены составы вариолей и матрицы в ферробазальтовых (1–8) и базальтовых (9–16) типах вариолитов

Фиг. 4. Равновесия минералов железа (сплошные линии) и соотношение активностей ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в растворах (пунктирные линии) на диаграммах относительный химический потенциал водорода ($\mu_{H_2}^P$) — щелочность (рН)

1 — для стандартных условий ($P_{H_2O} = 0,1$ МПа, $T = 298$ К); 2 — при высокой температуре ($P_{H_2O} = 100$ МПа, $T = 1000$ К)

фиг. 3, ан. 1–8). Вариолы в них аналогичны по составу риолитам, ферродацитам и исландитам, а заключающая их матрица состоит из ферробазальтов, крайне богатых железом и титаном. Матричный расплав обогащен железом, титаном, фосфором, ванадием и представляет рудную магму, которая редко достигает поверхности и дает лавовые излияния, как в известном вулкане Лако в Чили, извергавшем магнетитовые лавы. Однако в расслоенных интрузивах, являющихся моделями глубинных очагов дифференциации рассматриваемого типа, выделяются слои и пачки пород, очень богатых железом, титаном, фосфором, которым подчинены титаномагнетитовые, ильменитовые и магнетит-апатитовые руды. Они находятся в ликвационных соотношениях с сиалическими породами — гранофировыми гранитами, плагиогранитами, граносиенитами, сиенитами. Ликвационные соотношения сиалических и мафических пород, очень богатых железом и титаном в расслоенных интрузивах, воспроизводятся в лабораторных условиях.

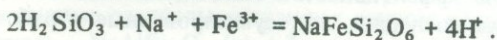
Ликвационные текстуры наблюдаются также в интерстиционных стеклах в базальтах. Сочетанием кристаллизационной дифференциации и ликвации обусловлены различные тренды эволюции магм, выраженные эволюцией состава стекловатых лав вулкана Тингмули в Исландии с накоплением в базальтах окислов железа и титана до 18–19 %, после чего намечается ряд пород исландиты — риолиты с противоположной направленностью изменения состава.

Базальт-лейкократово-базальт-андезитовые серии образуются вследствие ликвации остаточных магм, которая фиксируется ликвационными текстурами вариолитов (см. фиг. 3, ан. 9–16). Вариолы этих расщепленных базальтовых пород аналогичны андезитам, дацитам и риолитам, а матрица представлена базальтами с содержанием окислов железа и титана около 15%.

Усиление флюидного давления с переходом от базальтового к андезитовому магматизму проявляется также в развитии базальтов, богатых плагиоклазом. Оно обуслов-

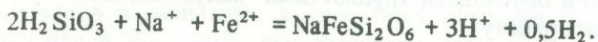
лено сдвигом базальтовой эвтектики в сторону лейкократовых составов и усилением фракционирования оливина и пироксена, что характерно для периода, предшествующего андезитовому вулканизму. Геосинклинальное развитие подвижных зон характеризуется переходом от рифтового режима растяжения и свойственного ему проявления базальтов и ферробазальтов, входящих в офиолитовые комплексы, к режиму сжатия (складчатости и орогенического воздымания складчатых сооружений). Это сопровождается развитием магматических очагов все более флюидного характера и усилением ликвации основных магм. Создаются условия для развития андезитовых серий вулканических пород — специфических образований складчатых поясов. Кристаллизационной дифференциацией и ликвацией магм обеспечивается разнообразие пород в эволюции магматизма, не осложняемого взаимодействием с веществом земной коры. Развитие корового магматизма происходит при определяющей роли магматического замещения в результате селективного усвоения вещества слоистых толщ. Это особый процесс, благодаря которому граниты в плутонической фации приобретают такое же экстенсивное развитие, как базальты в фации вулканических пород.

Сходные с рассмотренными на фиг. 3 процессы расщепления остаточных магм прослеживаются в щелочных вулканических комплексах, в которых вариолитовые породы также очень широко распространены [9]. Щелочной уклон базальтоидного магматизма особенно стимулируется взаимодействием основных расплавов с замещаемыми ими ультраосновными породами в мантии или в земной коре, где ультраосновные породы могут образовывать силлы или трубчатые внедрения. Влияние ультраосновной среды проявляется в десиликации основных магм и в повышении в них химической активности щелочных металлов вследствие кислотно-основного взаимодействия компонентов. Характерной особенностью щелочного магматизма является сочетание в нем высокой восстановленности флюидных компонентов с высокой окисленностью породообразующих элементов переменной валентности, таких как железо. Эта специфика щелочного магматизма находит отражение на фиг. 4. Зависимость на этой диаграмме отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} от щелочности расплавов и растворов определяется реакцией $Fe^{2+} + H^+ = Fe^{3+} + 0,5H_2$. Согласно этой реакции, возрастание щелочности ($pH = -\ln a_{H^+}$), как и давление водорода, относится к факторам, понижающим Fe^{3+}/Fe^{2+} отношение в магмах и гидротермальных растворах. Следовательно, кислотная среда, богатая ионами водорода, должна усиливать роль ионов высших степеней окисления металлов. Отображенное на диаграмме влияние щелочности на соотношение окисленной и восстановленной форм ионов железа в растворах отражает сложность процессов образования щелочных минералов, таких как эгирин, в которые металлы входят в высоких степенях окисления:



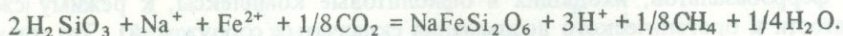
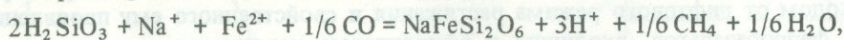
Ионы водорода в процессе удаляются из системы, что и определяет щелочную его направленность (возрастание pH смещает реакцию вправо). Но повышение щелочности расплава (удаление из него протонов) вызывает переход ионов трехвалентного железа в ионы двухвалентного железа ($Fe^{3+} + 0,5H_2 = Fe^{2+} + H^+$), что снижает активность Fe^{3+} и препятствует образованию эгирина.

Комбинация рассмотренных реакций дает следующее суммарное выражение процесса образования эгирина:



Оно отвечает реальным отношениям, поскольку ионы двухвалентного железа в растворах и расплавах доминируют над ионами трехвалентного железа (см. фиг. 4). В этом суммарном выражении реакции образования эгирина сохраняется щелочная направленность процесса и наглядно отображен окислительный его характер, чему способствует понижение химической активности протона и молекулярного водорода. Этой реакцией очень наглядно выражается важная геохимическая особенность кристаллизации щелочных минералов, богатых металлами высоких степеней окисления в магмах, богатых щелочными металлами (щелочнометалльных, по Д.С. Коржинскому [4]) и одновременно богатых галогенами (HCl, HF и др.), создающими среду, необходимую для поддержания химической активности высокозаряженных ионов (Fe^{3+} и др.) на достаточно высоком уровне. Их образование за счет ионов низкой валентности сопровождается выделением молекулярного водорода по реакции $Fe^{2+} + H^+ = Fe^{3+} + 0,5H_2$, что отчасти объясняет исключительную обогащенность щелочных магм водородными газами.

В газах щелочных пород, помимо водорода (H_2), широко распространены углеводороды (CH_4 и др.) и другие восстановленные газы. С их учетом реакции образования эгирина представляются в следующем виде:



Комбинация этих реакций с рассмотренной выше реакцией кристаллизации эгирин $2H_2SiO_3 + Na^+ + Fe^{2+} = NaFeSi_2O_6 + 3H^+ + 1/2 H_2$, сопровождающейся выделением молекулярного водорода, дает представление об общем сдвиге состава магматических газов, происходящем в результате этого процесса. Кристаллизационная дифференциация в данном случае должна приводить к обогащению остаточных расплавов водородом и углеводородными газами, которые могут захватываться растущими минералами в виде включений. Все это и создает неповторимую специфику щелочного магматизма, характеризующегося сочетанием высокоокисленных элементов в кристаллизующихся минералах с сильно восстановленными газами водородного и углеводородного состава.

Расслоенные интрузивы представляют собой подобие глубинных очагов, в которых осуществляется магматическое расщепление (см. фиг. 3). Лейкократовые породы в этих интрузивах приурочены к апикальным частям. Соответствующие им расплавы в глубинных очагах чаще всего вовлекаются в вулканическую деятельность (см. фиг. 3, данные по вулканическим сериям), тогда как расплавы, богатые железом и титаном, остаются на глубине. Валовые составы расслоенных интрузивов дают представление о первичных магмах, возникающих в результате полного флюидного плавления мантийного вещества. В его последующей дифференциации выделяется ряд этапов. Вначале происходило базит-гипербазитовое расслоение гравитационного характера, затем базитовая (верхняя) и гипербазитовая (нижняя) части интрузивов подверглись автономной дифференциации. Дифференциация верхней базитовой части представляла комбинацию кристаллизационного и ликвационного расщепления (см. фиг. 3, а), а нижней гипербазитовой части — разделение расплавов на существенно пироксенитовые и оливиновые слои. В обоих случаях флюидное воздействие на расплавы выражалось в усилении контрастности составов сосуществующих горных пород.

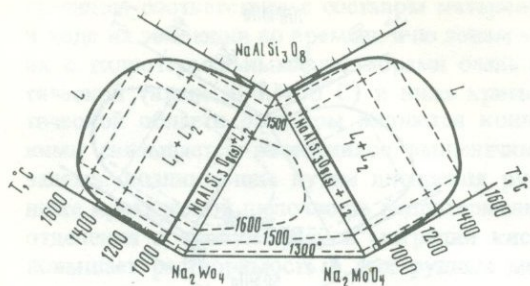
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ФЛЮИДОВ

Обычно подчеркивается значение флюидов в качестве переносчиков рудного вещества из глубинных областей в земную кору. Не отрицая этой функции глубинных флюидов, следует, однако, подчеркнуть их малую эффективность в этом отношении. Как показывают экспериментальные исследования последних лет, суммированные в работе [12], в равновесиях расплавы-водные и другие растворы рудные компоненты концентрируются в расплавах, как показано в табл. 3 на примере олова [15]. Олово прочно удерживается расплавами, которые выступают, таким образом, в качестве концентратора олова, и практически не переходит в равновесные с ними растворы. Проблема образования рудных месторождений сводится большей частью не к тому, где взять металлы, а к тому, как их сконцентрировать. В этом плане проблема формирования рудных месторождений сходна с проблемой энергетики: рассеянного высокоэнтропийного тепла много, и дефицит энергии обусловлен трудностями получения низкоэнтропийного тепла, способного совершать работу.

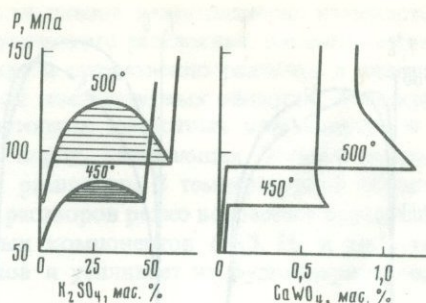
Таблица 3

Распределение олова (в мас. %) между базальтовым расплавом и флюидом при $T = 1300^\circ C$, $P = 100$ МПа [15]

Состав флюида	Рас- плав	Флюид	Окисли- тельное состоя- ние олова	Состав флюида	Рас- плав	Флюид	Окисли- тельное состоя- ние олова
H_2O	2,07	0,0008	Sn ⁴⁺	H_2	8,02	0,0008	Sn ²⁺
$0,9 H_2O + 0,1 HCl$	1,31	0,0045		$0,9 H_2 + 0,1 HCl$	6,74	0,0015	
$0,5 H_2O + 0,5 HCl$	1,03	0,0080		$0,5 H_2 + 0,5 HCl$	5,55	0,0060	



Фиг. 5. Схема силикатно-рудного магматического расслоения в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{WO}_4$, по экспериментальным данным [27]

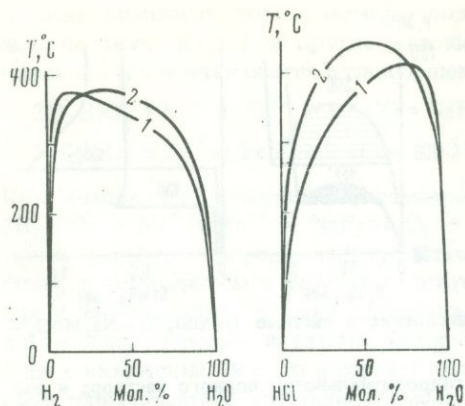


Фиг. 6. Изотермы равновесия солевого расплава и гидротермального водного раствора и распределение между ними нормативного шеелита [18]

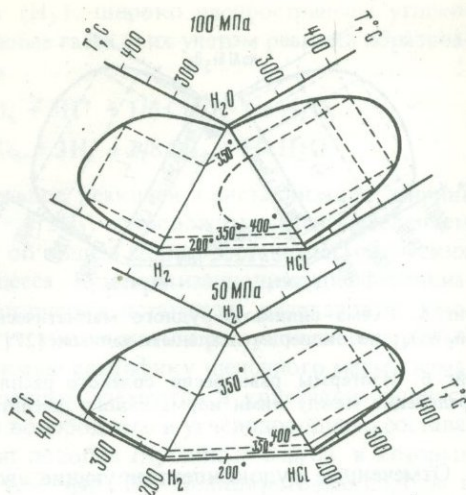
Отмеченные рудоконцентрирующие свойства расплавов (см. табл. 3) несоизмеримо усиливаются с переходом к флюидно-магматическим системам благодаря развитию в них явлений ликвации, при которой отделяются силикатные, окисные, фосфатные, карбонатные, сульфатные, галогенидные расплавы, очень богатые флюидными компонентами, способные избирательно концентрировать рудные металлы. Их содержания при ликвационном расщеплении магм возрастают нередко на несколько порядков, что экспериментально было показано для ниобия, тантала [13], фосфора [19], хрома, железа, титана, редких земель [28] и многих других элементов. Это определяет обычную связь рудных месторождений с глубоко и контрастно дифференцированными магматическими комплексами. В процессе магматизма флюидные рудоносные магмы отщепляются обычно на конечных стадиях и, характеризуясь более низкими по сравнению с материнскими породами температурами кристаллизации, всегда в той или иной мере совмещаются по времени кристаллизации с постмагматическим метасоматозом. Рудный магматизм это, по существу, связующее звено между собственно магматическими и постмагматическими процессами, и наличие этого звена отличает рудоносные магматические комплексы от безрудных.

Экспериментально отщепление рудных магм от силикатных расплавов воспроизводится при добавлении к ним различных солей или при избытке щелочных металлов (фиг. 5) [27]. Диаграмма иллюстрирует типичное взаимоотношение силикатных и рудных магм: силикатный расплав раскристаллизовался при температуре около 900°C , а рудные расплавы сохраняют жидкое состояние до значительно более низкой температуры — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 (s) + L_2$ (см. фиг. 5). В природных системах флюидные рудные расплавы с понижением температуры могут переходить в силикогели. Они богаты силикатами и другими солями и обладают высокой плотностью (до $2,5 \text{ г/см}^3$), мало отличающаяся в этом отношении от материнских силикатных расплавов. С падением температуры и давления от них отделяются гидротермальные растворы низкой плотности, которые, однако, в высокотемпературных (надкритических) условиях не способны существенно концентрировать рудные металлы (фиг. 6). При их отделении проявляется кислотно-щелочная дифференциация компонентов с концентрацией щелочей и рудных металлов в расплавах, а кислотных компонентов — в растворах, производящих интенсивное кислотное выщелачивание пород, вмещающих богатые залежи, формирование которых большей частью обязано внедрению рудных расплавов.

Таким образом, формирование богатых рудных месторождений тесно связано с магматизмом, что наглядно проявляется в расслоенных интрузивах, каждый слой которых представляет собой автономную флюидно-магматическую систему рудообразования (например, Бушвельдский массив): граниты — Sn; феррогаббро — Fe, Ti, V; нориты — безрудные; пироксениты — Pt (Ni, Cu); перидотиты — Cr; нориты — безрудные. Базит-гипербазитовое расслоение создало в этом массиве две магматические системы — верхнюю и нижнюю, развивающиеся затем автономно в ходе направленной кристаллизации (снизу вверх) с дополнительными расщеплениями остаточных расплавов. Подобные примеры позволяют проследить генетические связи между такими, казалось бы, совершенно различными элементами, как хром, титан и олово, и проливают свет на природу оловоносных гранитов, которые могут отщепляться от остаточных расплавов, богатых железом и титаном, в апикальных частях гипербазит-



Фиг. 7. Схема расслоения флюидов с понижением температуры на водную и водородную фазы при давлении 50 МПа (1) и 100 МПа (2), по данным [22, 24]



Фиг. 8. Кислотное расслоение гидротермального раствора (системы H_2O-H_2-HCl), по экспериментальным данным [22, 24]

базитовых очагов. Генетические связи между этими элементами могут проявляться в минералогических особенностях руд, таких как нахождение зерен хромита, ильменита, рутила в касситерите оловорудных месторождений [17]. Наличие хромита определено указывает на расплавное происхождение оловянных руд, так как ранняя кристаллизация хромита из гидротермальных растворов маловероятна, тогда как в системе ликвидационных отщеплений рудных магм в апикальных частях магматических очагов хром и титан должны концентрироваться совместно с оловом. Оловянные гидросолевые расплавы могут быть устойчивы до низкой температуры и переходить в гели, как можно судить по широкому распространению на оловянных месторождениях коллоидных текстур, свойственных деревянистому олову.

Обрисованные выше соотношения между рудными расплавами и растворами свойственны высокотемпературным условиям так называемой кислотной стадии развития гидротермальных процессов [4]. С падением температуры ниже критической (300–400°C) режим постмагматического минералообразования резко изменяется вследствие расслоения гидротермальных растворов [18, 22, 24], пример которого показан на фиг. 7 и 8 для системы $H_2O-HCl-H_2$. Это расслоение обусловлено нестабильностью растворов полярного (H_2O) и неполярных (HCl, H_2) компонентов, которые при температуре ниже критической образуют самостоятельные фазы. Вследствие миграции более подвижной фазы ($H_2 + HCl$) щелочность и общее окислительное состояние остаточного гидротермального раствора резко возрастают и осуществляется, таким образом, переход к завершению гидротермального процесса, удачно названного Д.С. Коржинским [4] поздней щелочной стадией. При этом происходит смещение равновесий гидротермальных растворов с гидросолевыми расплавами и окружающими породами и перераспределение рудного вещества в гидротермальные растворы с усилением их рудогенерирующей способности.

Концентрация флюидных компонентов в недрах нашей планеты связывается с эпохой ее первичного расслоения (4–5 млрд. лет). Она обусловлена более высоким химическим сродством флюидных компонентов (H_2, CH_4 и др.) к богатому железом веществу внутренних зон относительно внешних силикатных оболочек. Общая консолидация Земли сопровождается возрастанием ее внутреннего флюидного давления и формированием восходящих флюидных потоков вдоль ослабленных подвижных поясов. Флюидное воздействие на внешние оболочки Земли выражается в развитии метаморфизма и магматизма, во многом определяющих геоструктурное преобразование земной коры.

Металлогенетическое значение глубинных флюидов выражается не столько в непосредственном привносе ими рудных металлов из глубинных зон, сколько в образовании на различных уровнях в земной коре флюидно-магматических систем избирательной рудной концентрации. Они обусловлены ликвидационным отщеплением флюидных рудоконцентрирующих расплавов (рудных магм), состав которых находится в непосред-

ственном соответствии с составом материнских расплавов и закономерно изменяется в ходе их эволюции во времени и по зонам магматического расслоения. Взаимодействие их с гидротермальными растворами очень сложно и существенно различно в надкритической (выше 300–400°C) и ниже критической температурных областях. В надкритической области растворы являются концентраторами кислотных компонентов и с ними связывается интенсивное выщелачивание пород, вмещающих богатые рудные залежи, возникающие путем внедрения рудных расплавов. В температурной области ниже критической щелочность гидротермальных растворов резко возрастает вследствие отделения в особую фазу и миграции кислотных компонентов (HCl, H₂ и др.), что повышает растворимость в них рудных металлов и усиливает их рудогенерирующее значение.

Л и т е р а т у р а

1. *Ивановская И.Н., Зезин Р.Б., Галимов Э.М.* Распределение изотопов углерода в зональных кристаллах алмаза из месторождения Якутии. – В кн.: VIII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с. 44–46.
2. *Кинг Э.А.* Космическая геология. Введение. М.: Мир, 1979. 378 с.
3. *Ковальский В.В., Галимов Э.М., Прохоров В.С.* Изотопный состав углерода окрашенных разновидностей якутских алмазов. – Докл. АН СССР, 1972, 203, № 2, с. 440–442.
4. *Коржинский Д.С.* Общие закономерности постмагматических процессов. – В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1965, т. 2, с. 305–315.
5. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. – В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 69–74.
6. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 215 с.
7. *Мамырин Б.А., Герасимовский В.И., Хабарин Л.В.* Изотопы гелия в породах рифтовых зон Восточной Африки и Исландии. – Геохимия, 1974, № 5, с. 693–700.
8. *Маракушев А.А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
9. *Маракушев А.А.* К проблеме генезиса вулканических серий горных пород. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1983, № 5, с. 3–21.
10. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
11. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Термодинамическая модель флюидного режима Земли. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 102–130.
12. *Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротков М.Ю.* Петрологическая модель эндогенного рудообразования. – Геология руд. месторождений, 1983, № 1, с. 3–20.
13. *Маракушев А.А., Иванов И.П., Римкевич В.С.* Значение ликвации в генезисе магматических горных пород. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 1, с. 3–21.
14. *Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
15. *Некрасов И.Я., Соболев В.П.* Флюидно-магматическое взаимодействие в системе базальт–SnO (SnO₂)–HCl. – Докл. АН СССР, 1982, 266, № 5, с. 1267–1270.
16. *Орлов Ю.Л., Солодова Ю.П., Кравцов А.И.* и др. Отличие изотопного состава углерода в разновидностях кристаллов алмаза. – В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1979, вып. 28, с. 99–104.
17. *Осипова Г.А., Азарова Л.И., Чубаров В.М., Бутенко Л.А.* Хромит и минералы титана в касситерите оловорудных месторождений. – Докл. АН СССР, 1982, 266, № 2, с. 439–441.
18. *Равич М.И.* Водно-солевые системы при повышенных температурах и давлениях. М.: Наука, 1974. 151 с.
19. *Скрипниченко В.А.* Фосфор как фактор ликвации силикатных расплавов. – Докл. АН СССР, 1979, 245, № 4, с. 930–933.
20. *Соболев Н.В.* Минеральные парагенезисы природных алмазов. – В кн.: Научные методы прогнозирования, поисков и оценки месторождений алмазов. М.: ВИЭМС, 1980, с. 33–35.
21. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Усова Л.В.* Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой трубки Мир. – В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 4–16.
22. *Bach R.W., Friedrichs H.A., Rau H.* p–V–T relations for HCl–H₂O mixtures up to 500°C and 1500 bars. – In: High temperatures–high pressures, 1977, 9, p. 305–312.
23. *Craig H.* The geochemistry of the stable carbon isotopes. – Geochim. th cosmochim. acta, 1953, 3, N 2/3, p. 53–92.
24. *Franck E.U.* Sub- and supercritical water at high pressure – selected results. – In: Water and steam. Proc. 9th Intern. conference on the properties of Steam. Pergamon press, 1980, p. 465–476.
25. *Lee Ch.A., Sharpe M.S.* Spheroidal pyroxenite aggregates in the Bushveld complex – a special case of silicate liquid immiscibility. – Earth and planet. Sci. Lett., 1979, 44, p. 295–310.
26. *Melton C.E., Giardini A.A.* The composition and significance of gaseous inclusions in natural diamonds from Africa and Brasil. – Amer. Miner., 1974, 59, p. 775–782.
27. *Štemprok M., Urbanová V.* Liquid, coexistence of albite melts with sodium molybdate or tungstate: a geological application. – Věstník Ústředního ústavu geologického, 1976, 51, p. 139–151.
28. *Watson E.B.* Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. – Contribs Mineral. and Petrol., 1976, 56, N 1, p. 119–134.

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ В 1984 ГОДУ

XXVII сессия Международного геологического конгресса (МГК), проходившая в Москве в августе 1984 г., привлекла внимание геологов нашей страны. Поэтому и деятельность Научного совета по рудообразованию, его тематических и территориальных секций, а также всех его членов была в значительной степени сосредоточена на подготовке к конгрессу и активному в нем участию.

Проблемы металлогении и рудных месторождений освещались на конгрессе очень широко. Основная часть докладов по этой проблеме заслушана на секции металлогении и рудных месторождений и может быть сгруппирована в следующие четыре научных направления: 1) сравнительная металлогения архея, протерозоя и фанерозоя; 2) источники рудообразующих веществ; 3) сингенетические и эпигенетические стратиформные месторождения; 4) коры выветривания и связанные с ними полезные ископаемые.

Кроме того, доклады по этой проблеме рассматривались на симпозиумах по геологии и геохимии марганца, по геологии месторождений меди и по металлогении урана, на симпозиуме о петролого-геохимическом аспекте металлогении. Всего было заявлено 600 докладов, из числа которых отобраны и опубликованы тезисы 400 докладов. Вопросы геологии рудных месторождений частично обсуждались также на заседаниях различных ассоциаций и комиссий, включая Международную ассоциацию по генезису рудных месторождений. Следующий симпозиум этой ассоциации намечено провести в Швеции в 1986 г. Вице-президентом от СССР избран Г.А. Твалчрелидзе¹. На симпозиуме в Швеции предполагается обсудить вопросы скарнового рудообразования, особенностей месторождений золота на докембрийских щитах, колчеданных руд, тектоники рудных образований и поисков глубоко залегающих залежей.

Впервые в истории МГК на Московской сессии была создана секция "Неметаллические полезные ископаемые" под председательством В.П. Петрова.

К открытию Конгресса проведены все организационные мероприятия, включая отбор, редактирование и подготовку к печати тезисов докладов и самих докладов.

Региональными секциями по Украине (Я.Н. Белевцев), Кавказу и Средней Азии (Г.А. Твалчрелидзе, И.Х. Хамрабаев) совместно с геологическими учреждениями этих регионов организованы геологические экскурсии для участников конгресса. Доклады, представленные от советских ученых Украины, Казахстана, Средней Азии и Урала, проходили предварительную апробацию и обсуждение на соответствующих региональных секциях Совета.

Тематическими и региональными секциями совета, наряду с подготовкой и участием в XXVII сессии МГК, проводилась значительная работа по координации научно-исследовательских работ по проблемам рудообразования, организации всесоюзных и региональных совещаний и публикации их основных материалов.

Секция коры выветривания, бокситов и гипергенных рудных образований (руководитель Д.Г. Сапожников) совместно с ПГО "Уралгеология" вела подготовку к Всесоюзной конференции "Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья", планируемой на 1986 г. в г. Челябинске. На конференции предполагается обсудить следующие проблемы: 1) вопросы теории образования коры выветривания; 2) развитие процессов выветривания в геологической истории и их минералогическая специализация; 3) механизм образования промышленных концентраций полезных компонентов при формировании кор выветривания; 4) новые потенциальные типы полезных ископаемых элювиального генезиса.

Проведено два заседания постоянно действующего семинара по корам выветривания тропических областей с докладами: Ю.Г. Цеховский "О латеритах острова Яп" (Каролинские острова, Тихий океан); В.А. Бронева "Месторождения бокситов Восточного побережья Индии".

Секция по структурным условиям рудообразования (руководитель Ю.Г. Сафонов) совместно с Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР проводила

¹ Обстоятельная информация с анализом всех проблем рудообразования, обсуждавшихся на Конгрессе, дана акад. В.И. Смирновым (Геология руд. месторождений, 1984, № 6).

подготовку к Всесоюзному совещанию "Структуры рудных полей вулканических поясов" (сентябрь 1985 г., г. Владивосток) с рассмотрением следующих проблем: 1) геодинамические режимы и геологоструктурные условия формирования рудных полей и месторождений; 2) роль локальных структурных форм в размещении руд и структурные критерии крупномасштабного прогнозирования оруденения. Предусмотрена публикация тезисов докладов. Продолжается работа над справочником терминов и понятий, применяемых при изучении структур рудных полей и месторождений.

Секция по метасоматизму (руководитель акад. Д.С. Коржинский) проводит подготовку к двум региональным совещаниям: "Рудоносные метасоматические формации Урала" (Свердловск, 1985 г.) и "Региональные и локальные метасоматиты Кавказа и критерии их рудоносности" (Тбилиси, 1986 г.).

Секция россыпей (руководитель акад. Н.А. Шило) участвовала в организации и проведении Всесоюзного совещания по минералам-спутникам алмаза в коренных месторождениях и в терригенных отложениях (март, 1984 г.). 19–20 декабря 1984 г. проведен семинар ("Билибинские чтения") на тему "Типы россыпных площадей", на котором обсуждались следующие вопросы: 1) типы источников питания россыпей; 2) соотношение различных типов и групп россыпей; 3) типы россыпных площадей разных рангов, принципы их выделения. Продолжается подготовка к конференции "Концентрация и рассеяние полезных компонентов в аллювиальных россыпях" (май 1985 г., г. Якутск).

Комиссия по метаморфогенному рудообразованию (руководитель Я.Н. Белевцев) организовала экспедицию в различные районы Украинского щита с целью ознакомления с различными типами железных руд докембрия, что дало возможность на конкретных объектах решить ряд важных вопросов их генезиса, а также сопоставить с другими регионами Европейской части СССР.

Региональная секция по Казахстану (руководитель А.К. Каюпов) координировала исследования в области металлогении и рудообразования, проводимых научно-исследовательскими и производственными организациями геологического профиля в пределах Казахстана. Секция участвовала в организации и проведении III Казахстанского петрографического совещания (май 1984 г., г. Усть-Каменогорск). На секции обсуждались результаты исследований по проблеме "Закономерности размещения и образования свинцово-цинковых месторождений Казахстана", выполненных Казахским институтом минерального сырья.

Под научно-методическим руководством *региональной секции по Средней Азии* (руководитель И.Х. Хамрабаев) завершены исследования по теме "Металлогения и глубинное строение земной коры Средней Азии".

Региональная секция по Уралу (руководитель А.М. Дымкин) совместно с секцией Тектонического комитета провела симпозиум на тему "Тектоника и металлогения западного склона Урала" (декабрь 1984 г., г. Миасс). Продолжалась подготовка к Первому уральскому металлогеническому совещанию по проблеме "Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры" (II квартал 1985 г.) с обсуждением следующих основных вопросов: 1) металлогения основных этапов формирования земной коры и металлогеническое районирование территории Урала; 2) металлогения и прогноз рудоносности главных структурно-металлогенических зон Урала; 3) связь металлогении Урала с глубинным строением земной коры и глубинное прогнозирование; 4) металлогения и геохимические особенности рудоносных и рудных формаций Урала. Предполагается публикация тезисов и планируются геологические экскурсии.

При участии секции подготовлены и сданы в печать сводные работы: "Железорудные месторождения Урала", т. 1 (железистые кварциты и титаномагнетиты); "Медноколчеданные месторождения Урала", т. 1 (геологические условия рудообразования).

Региональная секция по Сибири (руководитель акад. В.А. Кузнецов) планирует проведение в ноябре–декабре 1985 г. Второго Всесоюзного совещания по проблеме "Генетические модели эндогенных рудных формаций". Началась подготовка к этому совещанию, разработаны основные вопросы, подлежащие рассмотрению: 1) методические основы модельных построений и структура интегральной геолого-генетической модели эндогенной рудной формации; 2) качественные и количественные геолого-генетические модели рудных формаций и их определяющие элементы; 3) методологические основы металлогенического прогноза на базе анализа геолого-генетических моделей рудных формаций. Намечена публикация тезисов докладов.

Секция активно участвовала в организации исследований по изучению и освоению месторождений цветных, редких, благородных и черных металлов программы "Сибирь" и региональной программы хозяйственного освоения зоны БАМ. Координационным советом программы "Цветные металлы Бурятской АССР" 15-16 ноября 1984 г. в г. Улан-Удэ проведена научная конференция по проблеме "Геология, минералогия и пути освоения полиметаллических месторождений Забайкалья и Прибайкалья".

Региональная секция по Дальнему Востоку (руководитель В.Г. Моисеенко) совместно с секцией Совета по рудообразующим растворам во включениях минералов, АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР и Амурским отделением ВМО 14-16 сентября 1984 г. в г. Благовещенске провела региональное совещание "Термобарогеохимия эндогенных процессов". К совещанию выпущены тезисы докладов, предполагается опубликовать основные материалы совещания.

В 1984 г. опубликованы следующие книги, подготовленные Научным советом по рудообразованию и его секциями: "Эндогенное рудообразование", "Метасоматизм и рудообразование" (М.: Наука); "Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование" (Киев: Наукова думка); "Термобарогеохимия эндогенных процессов" (тезисы докладов, Благовещенск). Подготовлены и сданы в издательство рукописи книг: "Барит", "Глубинные условия эндогенного рудообразования" (М.: Наука); "Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения" (Новосибирск: Наука).

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

А.А. Абдулин, А.Е. Шлыгин, П.К. Жуков Основные черты металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса	5
А.К. Каюпов, Г.Ф. Ляпичев, Л.А. Мирошниченко, А.М. Мычник, А.Е. Степанов, Б.И. Юнусов, В.А. Цареградский Металлогения Казахстана	19
Г.Н. Щерба, Н.П. Сенчило, В.В. Степанов Проблемы металлогении, провинции и пояса	29
В.Г. Ли, Г.Ф. Ляпичев, М.А. Абдулкабирова, Б.Р. Берикболов, Х.А. Беспяев, Л.Б. Иванов, В.В. Колесников, Н.К. Кудайбергенова, Т.М. Лаумулия, И.В. Орлов, Е.В. Пучков, Б.М. Руденко, Ю.А. Халхалов, Б.Р. Юманов Металлогенические формации Казахстана и их потенциальная рудоносность	36
Г.Р. Бекжанов, Т.А. Акишев, В.Н. Любецкий, А.Н. Антоненко, Ю.А. Колмогоров, Ш.Б. Бермуханов, Б.А. Хрычев Глубинное строение верхней части литосферы Казахстана и его связь с металлогенией	49
Л.А. Мирошниченко, Н.М. Митряева, И.В. Покровская, Г.Б. Паталаха, И.И. Кондрашенков, В.В. Овчинников, А.П. Гуляев, К.М. Муканов, Н.Н. Нуралин, В.П. Стеценко, Б.Б. Сюсюра, С. Хамзип Стратиформное оруденение Казахстана	57
Х.Н. Баймухамедов, Х.Т. Туляганов, И.Х. Хамрабаев, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, Т.М. Воронич, О.П. Горьковой, И.М. Голованов, В.Г. Гарьковец, П.В. Панкратьев, А.Д. Шмулевич Металлогения Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса	68
А.М. Дымкин, В.М. Нечухин Металлогенические этапы и типы структурно-металлогенических зон Уральской рифтогенной геосинклинали	75
Р.Б. Баратов, Л.Н. Афиногенова, Р.Н. Сальникова Структурный план и металлогенические особенности области сочленения Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов (на примере Таджикистана и прилегающих территорий)	84
Э.Г. Дистанов, В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, В.И. Сняжков, П.М. Хренов Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири	94
Ю.В. Ильинский, В.А. Кузнецов Основные черты металлогении Алтае-Саянской складчатой области	103
В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, Ю.Г. Щербаков, М. Жамсран Основные черты эндогенной металлогении Монголии	114
В.И. Коваленко, Н.С. Зайцев, В.В. Ярмолюк, Р.Х. Бахтеев, П.В. Коваль, Р.М. Константинов, А.Л. Яншин Главнейшие геологические и рудные формации и проблемы металлогении МНР	128
А.Д. Щеглов, И.Н. Говоров, В.И. Шульдинер Основные металлогенические особенности области смыкания Урало-Монгольского пояса с циркумтихоокеанскими структурами	138
У.А. Асаналиев, Ю.В. Богданов, В.К. Денисенко, Э.Г. Дистанов, Э.И. Кутырев, Л.Ф. Наркелю, В.В. Попов, И.Д. Турдукеев Стратиформные месторождения Урало-Монгольского пояса	147

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

А.А. Абдулин	
Металлогенические и прогнозные карты, состояние и перспективы развития	157
Д.В. Рундквист, К.А. Марков, В.А. Трофимов	
Опыт применения формационного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях	162
М.Б. Бородаевская, Д.И. Горжевский, М.М. Константинов, А.И. Кривцов, А.П. Лихачев, В.А. Нарсеев, Г.В. Ручкин, Н.А. Фогельман	
Основы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов	178
Д.В. Рундквист, В.К. Денисенко, Ю.Б. Марин, М.П. Орлова	
Магматические и ассоциирующие с ними редкометалльные рудные формации	187
Л.Н. Овчинников	
Геохимические проблемы металлогении	201
А.А. Маракушев	
Природа и металлогеническая роль глубинных флюидов	211
Е.М. Камшилина	
Научный совет по рудообразованию в 1984 году	222

УДК 553.078 (470.5+574+517.3)

Абдулин А.А., Шлыгин А.Е., Жуков П.К. Основные черты металлогении Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Урало-Монгольский складчатый пояс сформирован в позднем протерозое и палеозое на месте подвижного геосинклинального пояса. В пределах пояса обособляются площади, консолидированные в каледонскую и герцинскую эпохи, и блоки, сохранившие стабильность с позднего протерозоя. Металлогения в различных возрастных и структурных системах, их структурно-формационных зонах развивалась в закономерной последовательности. Особым разнообразием и интенсивностью оруденения отличаются зоны массивов каледонской консолидации вблизи герцинских систем на геосинклинальных и орогенных этапах развития последних, где распространены месторождения свинца и цинка, меди, железа, редких металлов и др. Ил. 5. Библиогр. 27 назв.

УДК 553.078 (574)

Каюпов А.К., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А., Мычник А.М., Степанов А.Е., Юнусов Б.И., Цареградский В.А. Металлогения Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

По тектоническим признакам выделены три группы палеозойских структурно-формационных зон (тектонических структур) — орто-, медно- и парагеосинклинальные зоны, соответствующие трем вертикальным геолого-формационным рядам со специфическим набором магматических формаций. В пределах каждой зоны охарактеризованы основные типы и подтипы этих зон и особенности их металлогении. Отмечается, что каледонский цикл отличается существенным развитием ортогеосинклинальных структур, а герцинский — парагеосинклинальных. Подавляющая часть полезных ископаемых приходится на герцинский цикл, а каледонский специализирован в основном на фтор и ванадий с незначительным проявлением вольфрама, молибдена и редких элементов. Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 7 назв.

УДК 553.078:551.24

Щерба Г.Н., Сенчило Н.П., Степанов В.В. Проблемы металлогении, провинции и пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Основой металлогенического районирования является геотектоническое, соответствующее в пределах каркасных геотектоногенных размещаются металлогенические провинции, а в линейных — металлогенические пояса. Считается, что Уральский линейный субдолготный пояс имеет самостоятельное значение. Восточный Казахстан включает провинции и пояса III ранга, в совокупности образующие западный фланг полициклического Казахстано-Охотского пояса II ранга. Главное значение здесь имела каледонская и герцинская металлогения, каждая с тремя эпохами. Их качественное проявление определялось циклами и стадиями геотектонического развития, проявившимися под влиянием глубинных подвижных зон в разных по зрелости типах земной коры. Распределение оруденения по вертикали ярусное, по горизонтали — мозаично-узловое в провинциях и линейно-узловое — в поясах. На основе выявленных закономерностей рудоносности строится качественное и количественное прогнозирование. Ил. 5. Библиогр. 9 назв.

УДК 553.062 (574)

Ли В.Г., Ляпичев Г.Ф., Абдулкабирова М.А., Берикболов Б.Р., Беспяев Х.А., Иванов Л.Б., Колесников В.В., Кудайбергенова Н.К., Лаумулин Т.М., Орлов И.В., Пучков Е.В., Руденко Б.М., Халхалов Ю.А., Юманов Б.Р. Металлогенические формации Казахстана и их потенциальная рудоносность. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Дано определение рудной формации, под которой понимается сообщество минеральных парагенезисов, обладающих устойчивым набором рудных элементов с определенными количественными их вариациями. На основе анализа новейшего материала по эндогенной металлогении палеозойд Казахстана выделены 52 металлогенические формации, представляющие собой естественные ассоциации рудной и материнской геологических формаций. Проводится нетрадиционная классификация металлогенических формаций, группирующихся в девять мегарядов с характеристикой наиболее сложных мегарядов, а также анализируются эволюционные ряды рудных формаций. Табл. 5. Ил. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 553.078:551.14 (574)

Бекжанов Г.Р., Акишев Т.А., Любецкий В.Н., Антоненко А.Н., Колмогоров Ю.А., Бермуханов Ш.В., Хрычев Б.А. Глубинное строение верхней части литосферы Казахстана и его связь с металлогенией. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Земная кора Казахстана отличается в целом повышенной мощностью и представляет собой систему блоков с различными геофизическими параметрами. Крупным линейным складчатым системам отвечают блоки повышенной мощности (46–50 км) земной коры, срединным массивам — пониженной (42–46 км). Скоростные и плотностные неоднородно-

сти верхней мантии свидетельствуют об изменчивости состава вещества верхней части подкорового слоя. Рассмотрены позиции различных типов оруденения по отношению к общей мощности земной коры и к неоднородности ее внутреннего строения. Выявленные особенности глубинного строения Казахстана позволили по-новому рассмотреть региональные закономерности размещения металлогенических провинций и рудных поясов разного профиля. Ил. 2. Библиогр. 7 назв.

УДК 553.3/4 (574)

Мирошниченко Л.П., Митряева Н.М., Покровская И.В., Паталаха Г.Б., Кондрашенков И.И., Овчинников В.В., Гуляев А.П., Муканов К.М., Нуралин Н.Н., Стеценко В.П., Сюсюра Б.Б., Хамзин С. Стратиформное оруденение Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Показана тесная связь стратиформных месторождений с осадочной или вулканогенно-осадочной геологической формацией. Непрерывно-прерывистый рудный процесс порождает продуктивной геологической формации полихронное и полигенное оруденение. Выделяются седиментогенная и эпигенетическая рудные фации стратиформного оруденения. Приводятся состав, масштабность и уровни стратиформного оруденения. Рассмотрено распространение оруденения в циклах тектонического развития структурно-металлогенических зон Казахстана, причем максимальные концентрации связаны с поздним палеозоем. Пятиэлементная ассоциация (Pb, Zn, Ba, Mn, Fe) повторяется на многих геохронологических уровнях. Выявлена специфика размещения оруденения в зависимости от тектонической позиции в орто-, медио- и парагеосинклинальных группах структурно-формационных зон. Приведенный в статье фактический материал подтверждает выводы В.И. Смирнова о полигенности стратиформных руд как седиментогенной, так и эпигенетической рудных формаций. Ил. 8.

УДК 553.078 (575)

Баймухамедов Х.Н., Туляганов Х.Т., Хамрабаев И.Х., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Воронич Т.М., Горьковой О.П., Голованов И.М., Гарьковец В.Г., Панкратьев П.В., Шмулевич А.Д. Металлогения Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

В пределах Среднеазиатского сектора Урало-Монгольского пояса металлогенические области (провинции) и зоны разделены на секторы крупными радиальными линейными анти Тяньшанского простирания (северо-восточного, меридионального и северо-западного) и трансзональными секущими рудными поясами с контрастной металлогенией. Выделены следующие металлогенические области: Муюнкумо-Наратская, Северо-Тяньшанская, Средне-Тяньшанская, Южно-Тяньшанская, Юго-Западно-Тяньшанская. В пределах Тяньшанских областей выделены металлогенические зоны по специфике проявленного в них оруденения. Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.078:551.24 (470.5)

Дымкин А.М., Нечеухин В.М. Металлогенические этапы и типы структурно-металлогенических зон Уральской рифтогенной геосинклинали. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Приводится ряд данных, подтверждающих рифтогенную природу Уральской складчатой системы, развитие которой имело направленный эволюционный характер и охватывало период от позднего рифея-венда до позднего палеозоя. Рифтогенезу предшествовал этап накопления платформенных образований, а постгеосинклинальный этап включал стадии позднепалеозойско-раннемезозойской активизации и мезозойско-кайнозойский эпигеосинклинальной платформы. В ходе этого цикла формировались структурно-металлогенические комплексы и элементы металлогенической зональности Урала. Табл. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.29 (575.3)

Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Структурный план и металлогенические особенности области сочленения Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов (на примере Таджикистана и прилегающих территорий). — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Выделены глубинные структуры длительного развития, определяющие структурный план Тяньшанского и Афгано-Памирского геосинклинально-складчатых поясов, представляющие собой крупные поднятия блокового строения с дифференцированным в ходе геологической истории развитием блоков. Сочетание поднятий разной ориентировки определяет направление раннегеосинклинальных прогибов разновозрастных циклов; в орогенные этапы на площади поднятий внедряется большинство интрузивных массивов с сопровождающим оруденением. В концентрации орогенного магматизма и рудной минерализации ведущее значение в обоих поясах имели северо-восточные, меньше широтные поднятия, на площади которых сосредоточены проявления олова, вольфрама, редких металлов и полиметаллов. Библиогр. 15 назв.

Дистанов Э.Г., Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И., Синяков В.И., Хренов П.М. Рудные формации и общие вопросы металлогении складчатых областей юга Сибири. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

В полициклической Южно-Сибирской металлогенической провинции, охватывающей складчатые области южного обрамления Сибирской платформы, выделяются следующие металлогенические зоны: Байкало-Саяно-Енисейская (области раннепротерозойской и байкальской складчатости), Алтае-Саяно-Забайкальская (области салаирско-каледонской складчатости), Алтае-Салаирская (складчатые структуры каледонско-герцинской консолидации), Восточно-Забайкальская (область каледонско-герцинской консолидации, интенсивно переработанная процессами мезозойской тектоно-магматической активизации). На рудно-формационной основе рассмотрены основные черты металлогении отдельных металлогенических зон и эпох. Ил. 1. Библиогр. 37 назв.

УДК 553.078 (235.222+223)

Ильинский Ю.В., Кузнецов В.А. Основные черты металлогении Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Проведено металлогеническое районирование и выделены металлогенические эпохи Алтае-Саянской полициклической металлогенической провинции. Для формирования своеобразного существенно фемического металлогенического профиля региона важнейшее значение имеет раннегеосинклинальная стадия развития каледонид и стадия тектоно-магматической активизации. Для первой характерны месторождения железа, меди, свинца, цинка, фосфора, асбеста и других полезных ископаемых, локализующихся преимущественно в пределах эвгеосинклинальных зон; для второй — месторождения молибдена, вольфрама, ртути, кобальта, железа, флюорита и др., связанные с системами глубинных разломов, активизированных в позднем палеозое и мезозое. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК 553.078 (517.3)

Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И., Щербakov Ю.Г., Жамсран М. Основные черты эндогенной металлогении Монголии. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Рассмотрено положение территории Монголии в складчатых структурах восточной части Урало-Монгольского геосинклинального пояса, показано ее полициклическое развитие. Выделены и охарактеризованы байкальская, салаирско-каледонская, герцинская и мезозойская металлогенические эпохи. Детально рассмотрена металлогения меди, молибдена, ртути, флюорита, приведены закономерности размещения месторождений важнейших рудных формаций, намечены задачи дальнейших металлогенических исследований. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 30 назв.

УДК 553.062:552.3 (517.3)

Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В., Бахтеев Р.Х., Коваль П.В., Константинов Р.М., Яншин А.Л. Главнейшие геологические и рудные формации и проблемы металлогении МНР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Охарактеризованы тектоно-магматические и металлогенические ареалы территории МНР: докаледонский, позднерифеско-раннекембрийский, раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский, раннемезозойский, позднепалеозойский, кайнозойский. Для ранних металлогенических эпох типичны рудные проявления фемического характера (железо, марганец, золото), для более поздних эпох возрастает роль литофильных элементов (медь, олово, вольфрам, бериллий, ниобий, полиметаллы и др.). Со среднего палеозоя распределение оруденения четко связано со структурой магматических ареалов, возникающих в области выклинивания морских или континентальных прогибов. В "ядрах" ареалов размещаются гранодиорит-гранитные батолиты с проявлениями золота, железа, иногда полиметаллов, по обрамлению "ядер" (зона "распыленного" магматизма) концентрируются мелкие массивы лейкогранитов и поля вулканитов с проявлениями вольфрама, олова, молибдена, меди, тантала, ниобия. По периферии развиты щелочные породы с редкоземельной и редкометальной минерализацией. Ил. 3. Библиогр. 12 назв.

УДК 553.078 (571.6)

Щеглов А.Д., Говоров И.Н., Шульдинер В.И. Основные металлогенические особенности области смыкания Урало-Монгольского пояса с циркумтихоокеанскими структурами. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены металлогенические особенности двух крупнейших планетарных структур, их взаимосвязи в зоне перехода континентальной коры к океанической. Подчеркивается полициклическое, длительное развитие (начиная с протерозоя) восточной, Монголо-Охот-

ской ветви Урало-Монгольского пояса и наложенный характер циркумтихоокеанских структур. Отмечается независимый план развития последних и их самостоятельное металлогеническое значение. Приводятся данные о параллельном развитии рудных процессов в области сочленения Монголо-Охотского и Тихоокеанского поясов и закономерности их проявления в этих структурах. Предлагается петрогеохимическая модель тектоносферы области смыкания; указывается на важную роль в образовании рудных месторождений ее подкорковых слоев. Ил. 2. Библиогр. 13 назв.

УДК 553.3/4 (470.5+574+517.3)

Асаналиев У.А., Богданов Ю.В., Денисенко В.К., Дистанов Э.Г., Кутырев Э.И., Наркелюн Л.Ф., Попов В.В., Турдукеев И.Д. Стратиформные месторождения Урало-Монгольского пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

В Урало-Монгольском поясе выявлены почти все известные в мире типы и виды стратиформных месторождений, что обусловлено сложностью и гетерогенностью геологического развития этого пояса. Устанавливается направленная эволюция стратиформного рудообразования во времени. Ранние этапы развития пояса характеризуются ограниченным набором минеральных типов стратиформных месторождений (медистые песчаники, колчеданные руды). В рифее видовой и количественный состав месторождений расширяется (колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды, вольфрам, олово), в палеозое и особенно в мезозое формировались месторождения бария, стронция, фтора, сурьмы, ртути, редких и редкоземельных элементов. Выделены четыре группы стратиформных рудных месторождений — осадочная, вулканогенно (гидротермально)-осадочная, осадочно-эпигенетическая и метаморфизованная. Особое внимание уделено принципиально новым типам стратиформных рудных месторождений вольфрама и редких щелочей в углеродисто-черносланцевых формациях. Табл. 3. Библиогр. 25 назв.

УДК 553.078 (084.3)

Абдулин А.А. Металлогенические и прогнозные карты, состояние и перспективы развития. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Основой для прогнозно-металлогенических построений должен быть структурно-формационный анализ с вещественно-исторической реконструкцией процесса развития земной коры (палеоформационные, палеометаллогенические карты с обязательной литолого-геохимической нагрузкой). На металлогенической карте должны выделяться потенциально рудоносные геологические формации, а на прогнозно-металлогенической — реализация потенциальной рудоносности с прогнозно-оценочными признаками разной степени надежности.

УДК 553.062.041

Рундквист Д.В., Марков К.А., Трофимов В.А. Опыт применения формационного анализа при прогнозно-металлогенических исследованиях. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Дана краткая характеристика типов структурно-формационных и структурно-металлогенических зон, выделенных при составлении новой серии металлогенических карт территории СССР. Типизация зон осуществлена на основе закономерных ассоциаций геологических и рудных формаций и группировки их по условиям залегания и генезису; выделяются согласные (стратифицированные), вулканогенные и осадочные, секущие интрузивные, метаморфические и кор выветривания. Показано, что реальная рудоносность структурно-металлогенических зон зависит от особенностей состава и структуры (ритмичности, зональности) слагающих их формаций и комплексов (рядов формаций). Рассмотрены оценки масштабов оруденения, выделения крупных и уникальных по запасам месторождений на основании формационного анализа, глубинного строения и использования фактора времени рудообразования. Табл. 7. Ил. 1. Библиогр. 25 назв.

УДК 553.4+553.41

Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М., Кривцов А.И., Лихачев А.Л., Нарсеев В.А., Ручкин Г.В., Фогельман Н.А. Основы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Задаче прогнозных исследований — выявлению перспективных площадей разного ранга — соответствует установление определенных геологических формации и их сочетаний, в которые рудные формации входят как естественные составляющие. Предлагается выделять рудогенерирующие, рудоносные, рудообразующие и рудовмещающие геологические формации. Выделение указанных групп геологических формаций обосновывается применительно к месторождениям медно-никелевого, медноколчеданного, свинцово-цинкового, золото-серебряного и золото-сульфидного семейств. Показано, что для металлогенического прогноза разнообразие обстановок рудонакопления может быть сведено к определенным устойчивым сочетаниям четырех выделенных групп геологических формаций. Ил. 6. Библиогр. 11 назв.

УДК 553.2/3:552.3

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Марин Ю.Б., Орлова М.П. Магматические и ассоциирующие с ними редкометалльные рудные формации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.14. М.: Наука, 1985.

Для территории СССР выделены 11 типов структурно-металлогенических зон с развитием интрузивного магматизма и ассоциирующих с ним редкометалльных рудных формаций. Показано, что эти зоны представляют собой различные случаи проявления магматизма пяти эволюционных рядов — трех щелочных и двух гранитоидных, разделяющихся, в свою очередь, на 13 серий, отличающихся по характеру эволюционной направленности, типу щелочности и как следствие набору и масштабу развития редкометалльных рудных формаций. Рассмотрение магматизма, метасоматизма и оруденения в аспекте их эволюционной направленности позволяет выявить наиболее важные закономерности развития оруденения и установить типовые обстановки его проявления. Это дает возможность использовать их при разработке вопросов прогнозирования, в том числе количественного, поисков и разведки месторождений редкометалльных рудных формаций. Табл. 1. Ил. 7. Библиогр. 37 назв.

УДК 553.078:550.4

Овчинников Л.Н. Геохимические проблемы металлогении. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

В основе металлогении и прогноза лежат учение о кларках и многолика геохимическая зональность разных уровней. Карты металлогении и прогноза должны включать большой набор конкретных геохимических показателей, получаемых с помощью временно-пространственно-статистического анализа. Большую роль в стереометаллогении играет вертикальная геохимическая зональность металлов и зависимость распределения месторождений от глубинного строения рудных провинций. Геохимические индикаторы отчетливо показывают металлогеническое значение процессов магматизма, палингенеза, регионального метаморфизма, регионального метасоматоза. Ил. 4. Библиогр. 8 назв.

УДК 552.31

Маракушев А.А. Природа и металлогеническая роль глубинных флюидов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 14. М.: Наука, 1985.

Металлогеническое значение глубинных флюидов выражается прежде всего в образовании на различных уровнях в земной коре флюидно-магматических систем избирательной рудной концентрации. Они обусловлены ликвидационным отщеплением флюидных рудоконцентрирующих расплавов (рудных магм), состав которых находится в непосредственном соответствии с составом материнских расплавов. Взаимодействие их с гидротермальными растворами очень сложно и существенно различно в надкритической (выше 300–400°С) и ниже критической температурных областях. В надкритической области растворы являются концентраторами кислотных компонентов и с ними связывается интенсивное выщелачивание пород, вмещающих богатые рудные залежи, возникающие путем внедрения рудных расплавов. В температурной области ниже критической щелочность гидротермальных растворов резко возрастает вследствие отделения в особую фазу кислотных компонентов (HCl, H₂ и др.), что повышает растворимость в них рудных металлов и усиливает их рудогенерирующее значение. Табл. 3. Ил. 8. Библиогр. 28 назв.

**Закономерности размещения
полезных ископаемых**

Том XIV

Утверждено к печати

Научным советом по рудообразованию при ОГГГ

Редактор Ю.Е. Баранов

Редактор издательства Т.А. Николаева

Художественный редактор Л.В. Кабатова

Технический редактор Г.П. Каренина

Корректор Г.В. Дубовицкая

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 29197

Подписано к печати 04.02.85. Т — 00811
Формат 70 X 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 20,3 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 20,7
Уч.-изд.л. 25,3. Тираж 700 экз. Тип. зак. 12
Цена 4р. 20к.

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90**

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12**

4356