
В. Н. КОТЛЯР

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПРОГНОЗ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Под редакцией П. Д. Яковлева

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования СССР в качестве учебного пособия для студентов геологических специальностей вузов



МОСКВА
«НЕДРА», 1983

Котляр В. Н. Металлогения и прогноз рудообразования. Учеб. пособие для вузов./Под ред. П. Д. Яковлева. М., Недра, 1983, 108 с.

Рассмотрены история развития металлогенических идей и роль геотектонических представлений, тектоническая цикличность в развитии земной коры и стадийность развития подвижных геосинклинальных систем, новые представления о слоисто-глыбовом строении земной коры и роли глубинных разломов. Освещены металлогения основных геоструктурных зон земной коры, областей тектоно-магматической активизации, вулканических поясов, методика составления региональных металлогенических и прогнозных карт, основы металлогении рудных районов.

Для студентов геологических специальностей вузов. Книга может быть использована геологами, занимающимися вопросами металлогении.

Табл. 2, ил. 27, список лит. — 50 назв.

Рецензенты: акад. *В. И. Смирнов* (МГУ),
д-р геол.-минер. наук *Д. И. Горжевский* (ЦНИГРИ)

В основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года предусмотрено дальнейшее увеличение разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов страны. Важная роль в повышении эффективности поисковых работ принадлежит металлогеническим исследованиям.

Профессор В. Н. Котляр, обладая обширными познаниями в области геологии полезных ископаемых и имея опыт многолетней работы в вузе, усиленно работал над учебным пособием по металлогении в последние годы своей жизни. В оставленной им рукописи недостаточно разработанным оказался лишь последний раздел — «Основы прогноза рудоносности». В. Н. Котляру удалось в простом виде и доступной форме изложить основы металлогении, показать связь ее с геотектоникой, глубинным строением и развитием земной коры, с магматизмом и метаморфизмом горных пород.

В работе В. Н. Котляра достаточно полно показано значение геолого- и рудно-формационного анализа, рудоносности вулканогенных формаций и конкретных магматических комплексов при металлогенических исследованиях. Труд профессора В. Н. Котляра будет способствовать повышению качества подготовки молодых специалистов-геологов, их более целеустремленной работе при поисках месторождений полезных ископаемых на обширной территории нашей страны.

П. Д. Яковлев

ВВЕДЕНИЕ

Металлогения — наука о пространственных и временных закономерностях размещения рудных месторождений в земной коре. В. И. Смирнов отмечает, что металлогения изучает региональные условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений, основываясь на анализе геологического строения и развития Земли, континентов и океанов, переходных зон, геосинклинально-складчатых и платформенных областей, а также их крупных геологически обособленных частей [39].

Термин «минерагенция» иногда употребляется как синоним слова «металлогения» (в тех случаях, когда кроме металлических изучаются и неметаллические полезные ископаемые). Включать в понятие минерагенции изучение закономерностей размещения месторождений горючих полезных ископаемых (нефть, газ, угли) нецелесообразно, так как геологические условия их образования весьма специфичны. Таким образом, при изучении закономерностей размещения металлических месторождений следует применять термин «металлогения», а неметаллических полезных ископаемых — «минерагенция».

Современная металлогения — сложная комплексная наука, опирающаяся на многие геологические и смежные науки. Как самостоятельная наука она сформировалась лишь в последние два десятилетия. В настоящее время металлогения продолжает быстро развиваться, совершенствуются методы металлогенических исследований.

В зависимости от происхождения изучаемых объектов выделяют два раздела металлогении: эндогенную (магматогенные и метаморфогенные месторождения) и экзогенную. Кроме того, различают общую, региональную (отдельных территорий) и специальную (отдельных металлов) металлогению [13]. В региональной металлогении выделяют металлогению рудных районов.

Основная задача металлогенических исследований заключается в выявлении закономерностей возникновения, размещения и сохранности месторождений полезных ископаемых на изучаемой рудоносной площади. Цель их — создание основы для качественной и количественной оценки перспективности изучаемой территории в отношении минерального сырья. Металлогенический анализ дает возможность разработать прогноз распространения месторождений, выделить площади, перспективные на определенный вид полезных ископаемых, определить прогнозные запасы и дать рекомендации по проведению поисковых работ.

Таким образом, металлогения позволяет осуществлять прогноз рудоносности, планировать поиски полезных ископаемых с подлинно научных позиций. Особое значение металлогенические исследования приобретают при поисках месторождений, не выходящих на современную поверхность.

Базируясь на геологических дисциплинах и на теории рудообразования, металлогения служит теоретической основой поисковых работ. В настоящее время, когда минерально-сырьевая база обуславливает промышленный потенциал, на поиски месторождений затрачиваются огромные средства. Эффективность поисков прежде всего зависит от того, в какой мере вскрыты и используются закономерности размещения месторождений.

В давно прошедшие времена открытие месторождений было в значительной мере случайным. Но даже рудознатцы открывали месторождения, используя некоторые знания об условиях их размещения и залегания, приобретенные в процессе работ и наблюдений. В последующие эпохи, по мере накопления знаний о полез-

ных ископаемых, об их проявлении в различных геологических обстановках, о различных сопровождающих полезные ископаемые породах, их многообразных связях и сочетаниях, открытие месторождений из редких, случайных становилось все более закономерным. В дореволюционную эпоху, когда специальных металлогенических представлений еще не существовало, и теория рудообразования находилась еще в зачаточном состоянии, открытия месторождений представляли собой важные события.

После Великой Октябрьской социалистической революции, несмотря на огромные успехи отечественной геологии, в первые пятилетки сырьевая база также не удовлетворяла запросы развивавшихся отраслей промышленности. Добыча олова, вольфрама, молибдена, ртути, сурьмы и целого ряда других полезных ископаемых только зарождалась, а редкие металлы, уран, алмазы еще не использовались в промышленности. В этот период открытия месторождений благодаря развитию геологических наук уже перестали быть случайными. Однако, и тогда ежегодно открывалось в нашей стране только несколько (3—5) месторождений и только некоторых полезных ископаемых, а стране нужны были сотни и тысячи их и по всем видам минерального сырья.

В 1955—1965 гг. благодаря организационным мероприятиям, выделению огромных средств, техническому оснащению, а, главное, подготовке квалифицированных кадров, советские геологи добились того, что ежегодно стали открывать до 100 и более месторождений, в том числе крупных и по остродефицитным видам сырья (А. В. Сидоренко, 1961 г.). В короткие сроки были решены проблемы добычи олова, вольфрама, свинца и цинка, молибдена и некоторых других полезных ископаемых.

Наша страна оказывает интернациональную помощь социалистическим и развивающимся странам. Советские геологи, используя опыт научных исследований, сделали немало крупных открытий в зарубежных странах.

Однако и в настоящее время, когда применение металлогенических исследований стало обязательным при планировании и осуществлении поисковых работ, задача дальнейшего совершенствования методов металлогенических исследований и прогноза рудоносности остается первоочередной. Металлогенические исследования должны давать рекомендации, где искать те или иные полезные ископаемые, где залегают полезные ископаемые нужного качества и в нужном количестве (количественный прогноз), а также, где не следует вести трудоемкие поиски вследствие их малой перспективности.

Несмотря на большие успехи в открытии месторождений по металлогеническим прогнозам, в целом ряде районов ведущиеся в течение многих лет поиски не приводят к положительным результатам. Следовательно, несмотря на обилие фактического материала, методика металлогенических исследований еще неудовлетворительна. Необходимо дальнейшее развитие и совершенствование методов металлогенического анализа.

Глава I

Металлогения — самостоятельная наука

§ 1. ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ
МЕТАЛЛОГЕНИИ

Возникновение металлогенических представлений относится к середине восемнадцатого столетия, когда великий русский ученый М. В. Ломоносов писал в своей знаменитой работе «О слоях земных»: «Пойдем ныне по своему Отечеству; станем осматривать положение мест и разделим к произведению руд способные от неспособных; потом на способных местах поглядим примет надежных, показывающих самые места рудные» [22].

Во второй половине XIX в. о значении закономерностей размещения рудных месторождений писал также И. А. Полетика (1860 г.), а в начале XX в. Л. де Лоне ввел понятие о металлогении, металлогенических провинциях и эпохах (1913 г.). Однако вплоть до сороковых годов нашего столетия металлогенические исследования сводились к составлению регистрационных схем и карт полезных ископаемых, в лучшем случае наложенных на геологические карты или тектонические схемы отдельных регионов и областей. Поиски новых рудных районов и месторождений проводились в складчатых областях и в областях распространения интрузий, а также по принципу «искать руду возле руды». Такие исследования были малоэффективны тем более, что поиски сопровождалась лишь незначительными преимущественно «легкими» горными работами и опробованием, а сами методы поисков были еще слабо разработаны.

Во время Великой Отечественной войны в связи с необходимостью обеспечения нашей страны всеми видами минерального сырья, проблемы металлогении привлекли особое внимание советских геологов. Именно в это время наступил резкий перелом в развитии металлогении. Появились серьезные работы (С. С. Смирнов, Н. Г. Каспи, И. Ф. Григорьев, В. Н. Нехорошев, М. П. Русаков, К. И. Сатпаев, Ю. А. Билибин и др.), сформировались геологические коллективы, которые стали широко и углубленно разрабатывать вопросы металлогении (коллектив ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Билибина, затем Е. Т. Шаталова, А. И. Семенова и А. Д. Щеглова, коллектив Академии наук СССР и др.).

Возникли крупные коллективы, разрабатывавшие металлогению отдельных регионов: казахстанский (К. И. Сатпаев, Г. Н. Щерба, А. К. Каюпов, И. И. Бок, Н. Л. Бубличенко и др.); среднеазиатский (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев); кавказский (Л. А. Варданыц, Г. Д. Дзоценидзе, Г. А. Твалчрелидзе, В. Г. Грушевой, В. Н. Котляр, И. Г. Магакьян); дальневосточный (Е. А. Радкевич, Л. И. Красный, М. И. Ициксон и др.).

Именно в этот период металлогения оформилась как самостоятельная наука. Особо важную роль в этом играл коллектив ВСЕГЕИ под руководством Ю. А. Билибина. Существенный вклад в развитие металлогении внесли ученые, занимавшиеся проблемами тектоники (Н. С. Шатский, В. Е. Ханн, М. В. Муратов, Л. И. Красный, Ю. А. Косыгин, Л. И. Зоненшайн и др.), петрологии (Ю. М. Шейнманн, Е. К. Устиев, М. А. Фаворская, Ю. А. Кузнецов, И. Н. Томсон, Д. С. Харкевич и др.).

И в настоящее время металлогения продолжает интенсивно развиваться. Огромное значение приобрели формационный анализ и металлогения вулканогенных формаций (В. И. Смирнов, Г. С. Дзоценидзе, В. Н. Котляр, И. В. Луцицкий), металлогения докембрия и метаморфических формаций (Н. С. Судовиков, Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев, В. С. Домарев, А. И. Стрыгин и др.), металлогения осадочных формаций (Н. М. Страхов, В. И. Попов, Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, Н. П. Херасков и др.).

Металлогения изучает рудоносные площади различных размеров — от планетарных до отдельных рудных районов (табл. 1).

Таблица 1

Рудоносные площади. По Е. Т. Шаталову

Размер	Форма	
	Линейно-вытянутые	Без отчетливой линейности
Планетарные	Планетарный металлогенический пояс	—
Весьма крупные	Металлогенический пояс	Металлогеническая провинция
Крупные	Металлогеническая зона (рудный пояс)	Металлогеническая область
Средние	Рудная зона	Рудный район, рудный узел
Небольшие	Рудное поле	

Огромное влияние на дальнейшее развитие металлогении оказывают изучение геологии Земли в целом, составление карт, использование высотных и космических снимков, разработка новой глобальной тектоники. И несмотря на то, что тектоника плит пока еще область предположений и гипотез, которые вызывают серьезные возражения, такие области знания, как планетарная тектоника, планетология, океанография, уже привлекаются к изучению металлогении (С. С. Шульц-старший, М. А. Фаворская, М. И. Ицксон и др.). Широко используются данные глубинной геофизики (В. А. Магницкий, Н. А. Беляевский, Б. А. Андреев, А. А. Борисов, Г. И. Менакер) и региональной геохимии (А. П. Виноградов, 1971 г., А. Б. Ронов, 1970 г.).

Металлогения как метод изучения закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых разрабатывается учеными всего мира (Л. Бауман, Г. Тишendorf [2]; И. Пювчев и др.). Одной из первых появилась работа П. Лаффита (редактора металлогенической карты Европы) по металлогении Франции [21]. Известны работы по металлогении США, Финляндии, Бразилии, Австралии, Индии и других стран. Признание огромного значения металлогенических исследований привело к тому, что почти на всех международных геологических форумах — конгрессах, симпозиумах, конференциях, основы металлогении и связанные с ней вопросы подвергаются всестороннему обсуждению. В последние годы число публикаций по металлогении настолько возросло, что в настоящее время нет возможности дать полный обзор. Мы остановимся на краткой характеристике основных работ, обращая внимание на различные представления их авторов.

Результаты первых фундаментальных работ по общим проблемам металлогении обобщены в трудах Ю. А. Билибина (1955—1961 гг.), где изложены основные принципы и даны определения главных понятий. В основу этих работ были положены геотектонические представления о геосинклинальном развитии земной коры В. В. Белоусова, В. Е. Ханна, М. В. Муратова и др. Работы Ю. А. Билибина легли в основу дальнейших исследований коллектива ВСЕГЕИ и др., не утратив значения до нашего времени. Представления Ю. А. Билибина развивали в дальнейшем В. И. Серпухов, 1955 г.; В. Г. Грушевой, 1977 г.; Г. С. Лабазин, 1967 г.; А. И. Семенов, 1965 г.; В. С. Домарев, 1973 г. и др. [36, 37]; П. М. Татаринов, П. А. Строна, 1975 г.; И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчрелидзе; Я. Н. Белевцев, Г. И. Каляев и др., 1971 г., [23, 27, 42, 43, 44, 45] и др.

Несколько иные принципы были использованы коллективом геологов Казахской Академии наук (К. И. Сатпаев, Г. Н. Щерба, И. И. Бок, Н. Л. Бубличенко и др.), среднеазиатским коллективом (Х. М. Абдуллаев [1], И. Х. Хамрабаев и др.), которые опирались на материал о взаимосвязи рудных месторождений с тектоникой, магматизмом и метасоматизмом отдельных регионов.

Несколько позднее, когда была доказана сложность геологического строения Забайкалья, Тянь-Шаня, Кариат, Большого Кав-

каза и других складчатых областей, В. И. Смирнов, развивая металлогенические представления Ю. А. Билибина, установил полицикличность металлогенического развития этих регионов. Его работы явились новым вкладом в изучение металлогении и особенно металлогении геосинклиналей. Он выделил четыре типа геосинклиналей, показал развитие в них разных металлогенических циклов и роль магматических комплексов [38, 39].

В результате металлогенических исследований 1955—1965 гг. по основным регионам страны были составлены металлогенические карты. В 1957 г. коллективом ВСЕГЕИ были опубликованы общие принципы регионального металлогенического анализа и разработана его методика, в 1965 г. составлена металлогеническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Развитие металлогенических идей в нашей стране в этот период протекало при непрерывном поступлении нового фактического материала, в условиях его критического обсуждения, а порой и борьбы мнений. Активно обсуждались на многих металлогенических совещаниях, симпозиумах и конференциях вопросы о неоднородности геотектонического и металлогенического развития различных регионов, о многоцикличности развития, о магматических формациях и комплексах, металлогенической специализации и др.

С развитием металлогенических представлений возникли новые крупные проблемы, требовавшие решения. Одной из них была проблема рудоносности вулканогенных формаций, которая сразу же (1958—1960 гг.) привлекла внимание советских геологов. Разработка этой проблемы в короткий срок привела к многочисленным и крупным открытиям рудных районов и месторождений среди вулканогенных формаций. Актуальность ее сохраняется и в настоящее время.

Не менее важна проблема металлогении областей тектономагматической активизации [48].

Важное направление представляет собой металлогения докембрия. Внимание к этому направлению было привлечено выступлениями и работами А. В. Сидоренко и его сотрудников. Большое значение имели также работы украинского коллектива (Я. Н. Беловцев, Г. И. Каляев, А. И. Стрыгин и др.), коллектив геологов Карелии, лаборатории геологии докембрия (К. О. Кратц, Ю. М. Соколов и др.), ВСЕГЕИ (Т. В. Билибина, Е. Д. Карпова, Г. В. Грушевой, А. П. Никольский и др.) [26].

Изучение металлогении рудных районов проводилось под руководством Е. Т. Шаталова. Это направление разрабатывали Е. А. Радкевич, М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др. [24, 25, 32].

Бурное развитие металлогении как самостоятельной науки отразилось в составлении металлогенических и прогнозных карт (коллектив ВСЕГЕИ и другие организации). Ежегодно проводятся межведомственные металлогенические совещания, публикуются многочисленные научные труды.

§ 2. СВЯЗЬ МЕТАЛЛОГЕНИИ С ГЛУБИННОЙ ГЕОЛОГИЕЙ И ДРУГИМИ НАУКАМИ

Металлогенический анализ основан на совокупности взаимосвязанных процессов осадконакопления, магматизма, метаморфизма и тектонических преобразований рудоносных территорий, которые приводят к образованию месторождений полезных ископаемых. В связи с этим металлогения представляет собой сложную комплексную науку, которая суммирует данные целого ряда геологических наук (геотектоники, петрологии, стратиграфии, литологии, анализа геологических формаций, учения о полезных ископаемых и рудно-формационного анализа), а также геофизики и геохимии.

Научные основы металлогении -- учение о полезных ископаемых и рудно-формационный анализ. Лишь знание процессов и условий образования месторождений полезных ископаемых обеспечивает обоснованное выделение перспективных площадей.

Металлогения в первую очередь опирается на геотектонику. Поэтому необходимо четко увязывать геотектонические и металлогенические понятия и определения. На основе работ Е. Т. Шаталова [32], В. Е. Хаина [46], М. В. Муратова [28] предлагается схема пространственных и временных подразделений:

Складчатая система	Металлогеническая провинция
Складчатая область	Металлогеническая область
Тектоническая (структурно-формационная) зона	Металлогеническая зона
Тектонический цикл	Металлогеническая эпоха
Главный геосинклинальный этап	Главный геосинклинальный металлогенический этап
	ранний подэтап
	поздний подэтап
Орогенный этап	Орогенный металлогенический этап
Платформенный этап	Платформенный металлогенический этап
Этапы тектоно-магматической активизации	Этапы металлогенической активизации

В процессе металлогенических исследований анализируется положение изучаемых регионов, областей и районов по отношению к крупным тектоническим элементам земной коры, изучается строение земной коры.

Тектонические и геофизические исследования дают возможность получить представление о глубинной геологии, под которой Ю. М. Шейнманн понимал строение и состав земной коры и мантии [47].

В последние годы важные исследования были проведены геофизиками не только по изучению планеты в целом (строение зем-

ной коры, слагающих ее оболочек, верхней мантии), но и отдельных регионов, структурно-формационных зон и рудных районов. Данные региональной геофизики, относящиеся к строению земной коры и верхней мантии, в настоящее время имеются по всем регионам СССР и многим зарубежным странам. Эти данные используются при металлогенических исследованиях и прогнозе рудоносности.

Известно, что мощность земной коры под равнинами 30—40 км, под горными областями, например под Кавказом, Тянь-Шанем, Уралом 50—60 км и более, а под Андами и Гималаями 75—80 км. При этом в горных странах отмечается утолщение земной коры в виде «корней гор», что установлено сейсмическими исследованиями методом отраженных волн.

Земная кора состоит из трех основных слоев, с разной плотностью и скоростью продольных сейсмических волн (табл. 2). Верх-

Т а б л и ц а 2

Строение земной коры. По Ф. С. Моисеенко, с дополнениями по В. М. Цейслеру

Слой	Мощность, км	σ , г/см ³	V_p , км/с
Осадочный	0—26	2,00—2,55	3,5—4,0
Вулканогенно-осадочный	До 15	2,50—2,65	4,5
Гранитный	0—40	2,58—2,67	5,5—6,0
Диоритовый	0—35	2,70—2,85	6,1—6,6
Базальтовый	5—30	2,90—3,20	6,7—7,8
Подкорковый (верхняя мантия)		3,30—3,40	7,8—8,5

Примечание: σ — плотность; V_p — скорость продольных сейсмических волн.

ний из них сложен осадочными породами, второй (средний) — гранитно-метаморфический, представлен гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и обнажается на древних платформах и щитах. Третий (глубинный) базальтовый слой состоит из пород базальтоидного ряда, относящихся к гранулитовой фации. Ф. С. Моисеенко (1980 г.) и др. выделяют, кроме того, вулкано-генно-осадочный и диоритовый слон.

Известно также, что мощность земной коры различна для континентов, где она достигает 35—40 км и более и представлена базальтовым, или фемическим, и гранитно-метаморфическим слоями, и для океанов, где она значительно тоньше (12—14 км) и лишена гранитного слоя (рис. 1). Мощность слоев земной коры колеблется не только в отдельных структурно-формационных зонах, но и в рудных районах.

По данным В. С. Кузубного, Н. И. Стучевского, П. С. Ревякина и др. (1971 г.) в пределах юго-западного Алтая выделяются три контрастных типа земной коры: первый характеризуется увеличенной мощностью базальтового слоя (25—38 км) и сокращенной

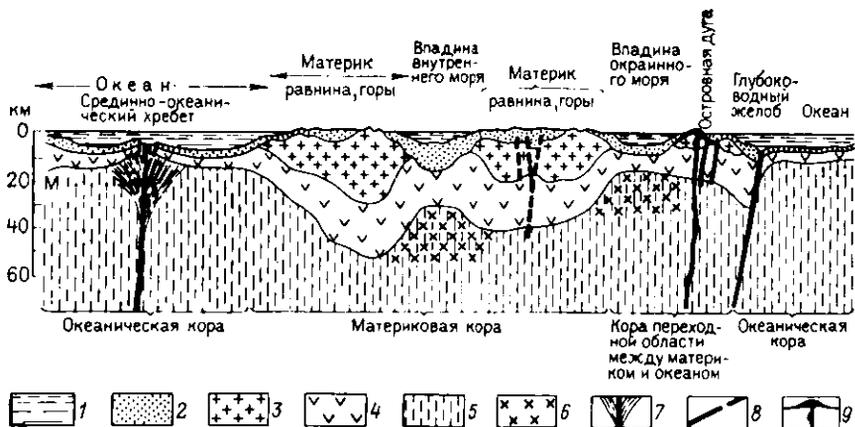


Рис. 1. Строение земной коры материков и океанических впадин. По М. В. Муратову.

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия Земли; 6 — участки мантии с повышенной плотностью; 7 — участки мантии с пониженной плотностью (серпентинизированные породы?); 8 — глубинные разломы; 9 — вулканические конуса, магматические очаги и каналы. М — поверхность Мохоровичича

гранитного (8—14 км); второй — сокращенной мощностью базальтового слоя (20—26 км) и увеличенной гранитного (16—20 км), третий тип имеет среднюю мощность базальтового слоя (24—32 км) и гранитного (14—18 км). При этом для первого типа коры характерно развитие полиметаллического и медного, для второго — оловянно-вольфрамового и редкометалльного, а для третьего — медно-пирротинного и железного оруденения.

В Казахстане (по геофизическим данным) на размещение месторождений влияет положение диоритового слоя, промежуточного между базальтовым и гранитным. Полиметаллические рудные узлы приурочены к участкам с глубиной залегания диоритового слоя до 10 км, месторождения меди и редких металлов — к участкам с глубиной залегания этого слоя 7—12 км, золоторудные — к зонам, где диоритовый слой залегает на глубине 10—12 км. Мощность базальтового слоя в этом регионе 20—35 км. Отмечено, что полиметаллические рудные узлы концентрируются в районах с мощностью базальтового слоя 25—27 км и 30—31 км, а меднорудные — в районах с мощностью этого слоя 25—30 км [5].

Размещение рудных узлов контролируется, по-видимому, и положением границы Мохоровичича. В основном они сосредоточены в тех районах, где глубина ее залегания 45 и 48—52 км. Установлено, что полиметаллические месторождения тяготеют к зонам с глубиной залегания границы Мохоровичича 45 и 50—51 км, меднорудные — 45 и 48—50 км, редкометалльные — 45, 48 и 50—52 км. Глубине залегания границы Мохоровичича 45 и 48 км соответствуют молибденовые месторождения, 50—52 км — вольф-

рамовые, 46 и 59—60 км — железорудные, 49, 51 и 53 км — золоторудные.

А. Д. Канищев и Г. И. Менакер (1971 г.) показали, что в Забайкалье существует количественная связь между рудными месторождениями и гравитационными и магнитными аномалиями. Месторождения фемического профиля (свинец, цинк) в основном (75 %) расположены на территориях с минимальной мощностью земной коры (40—42 км), 95 % месторождений спалического профиля (олово, редкие металлы, вольфрам) приурочены к территориям с увеличенной мощностью земной коры, в особенности гранитного и осадочного слоев. И здесь на размещение месторождений влияет глубина залегания кровли диоритового слоя.

Н. А. Беляевский подчеркивает, что распределение оруденения зависит также от перепадов глубины залегания поверхности Мохоровичича. С такими перепадами связаны некоторые рудные пояса, например колчеданоносные зоны Урала, Большого Кавказа и других областей. Значение перепадов, или ступеней, границ Мохоровичича и Конрада особенно велико для зон глубинных разломов, которые часто играют первостепенную роль в возникновении блоковых структур, размещении рудных поясов и месторождений.

Петрологические исследования играют важную роль при металлогенетическом анализе территорий с магматогенным оруденением. В процессе исследований выявляются и детально изучаются рудоносные магматические формации и комплексы, закономерности их формирования и пространственного размещения, что имеет большое значение для выделения перспективных районов.

Стратиграфия, литология и формационный анализ геологических формаций наиболее важны для экзогенной металлогении.

Геохимические данные, получаемые в результате специальных съемок, используются при выделении перспективных участков.

§ 3. МЕТОДЫ МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Возникновение рудных месторождений — одна из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. Процессы минерализации теснейшим образом связаны с осадконакоплением, развитием структур, магматической деятельностью и метаморфизмом. Поэтому при изучении их должны учитываться все процессы геологического развития земной коры. Такой подход к анализу закономерностей образования минеральных месторождений является единственно правильным.

Методологическая основа металлогении как науки — диалектический анализ геологических явлений. Именно материалистическая диалектика, всегда рассматривающая явления, происходящие в природе во взаимосвязи и взаимозависимости, обеспечивает ус-

пешное изучение закономерностей размещения полезных ископаемых.

Метод регионального металлогенического анализа применяется при изучении более или менее обширных территорий. При этом необходимо применять системный подход, т. е. учитывать размеры рудоносных площадей. Металлогенический анализ ведется от металлогенических провинций и областей к рудным зонам, районам и узлам. При таком подходе можно выявить пространственные и временные связи рудных провинций, областей и районов с соответствующими по масштабам тектоническими структурами континентальной земной коры.

Поисковые критерии и признаки оруденения разрабатываются отдельно для рудоносных площадей различного масштаба.

Метод металлогенического анализа рудоконтролирующих факторов применяется при детальном изучении рудных районов. Он необходим для разработки вопросов, связанных с локальными прогнозами рудоносности.

Метод структурно-формационного анализа основан на сочетании тектонического и формационного анализа конкретных регионов. Анализ геологических и рудных формаций дает возможность выявить как взаимосвязи между геологическими образованиями, так и связи месторождений полезных ископаемых с осадочными, вулканогенно-осадочными, магматическими и метаморфическими формациями и на этом основании наиболее объективно проводить выделение перспективных площадей.

В настоящее время осуществляется дальнейшая разработка и совершенствование методов металлогенического анализа с привлечением методов математической статистики и др.

§ 4. МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ЭКОНОМИКА

Дальнейший рост минерально-сырьевой базы необходимо ориентировать на обеспечение в первую очередь действующих, строящихся предприятий и создание новых производств в экономически благоприятных районах (доступных, имеющих пути сообщения, обжитых и др.). В эпоху научно-технической революции наращивание минеральных ресурсов страны протекает на базе долгосрочного планирования всех отраслей народного хозяйства с обязательным учетом их потребностей к 1990—2000 гг., так как проектирование горнорудных предприятий и их сооружение требует затрат времени и крупных капиталовложений.

Следует иметь в виду, что за последнее двадцатилетие в нашей стране и за рубежом добыча железных руд, бокситов, медных, цинковых, молибденовых и других руд увеличилась в несколько раз. Добыча руд будет возрастать и в дальнейшем. Для резкого увеличения эффективности поисковых работ потребуются дальнейшее развитие целенаправленных металлогенических исследований.

На современном научно-техническом уровне целесообразна разработка крупных месторождений с бедными и даже убогими

рудами, при условии правильно выбранной технологии. Таковы, например, месторождения медно-порфировых руд, штокверковые месторождения различных металлов, которые могут представлять собой реальные промышленные объекты уже в настоящее время.

Необходимо также учитывать новые типы месторождений, которые только начинают привлекать внимание (в древних металлогенных конгломератах, образования древних кор выветривания и др.). Не следует считать, что фонд легко открываемых месторождений иссяк. Открытия последних лет показывают, что это не совсем так.

Развитие новых методов технологии обработки руд, особенно таких, как подземное выщелачивание, радиометрические методы сортировки руд, методы флотации и др., позволяет экономически выгодно использовать объекты, которые еще совсем недавно рассматривались как непромышленные или даже пустые породы.

При изучении металлогении важно принимать во внимание комплексность минерального сырья. Например, фосфориты, битуминизированные сланцы, а также мигматиты, пегматитизированные и другие породы, кроме основных компонентов, нередко обогащены дополнительными рудными веществами. Большие площади развития этих пород не могут не привлечь внимание исследователей, занимающихся металлогенией отдельных районов.

Таким образом, вопросы экономики минерального сырья во всем их многообразии должны учитываться на всех стадиях металлогенических исследований.

Глава II

Земная кора, ее строение и магматизм в связи с металлогенией

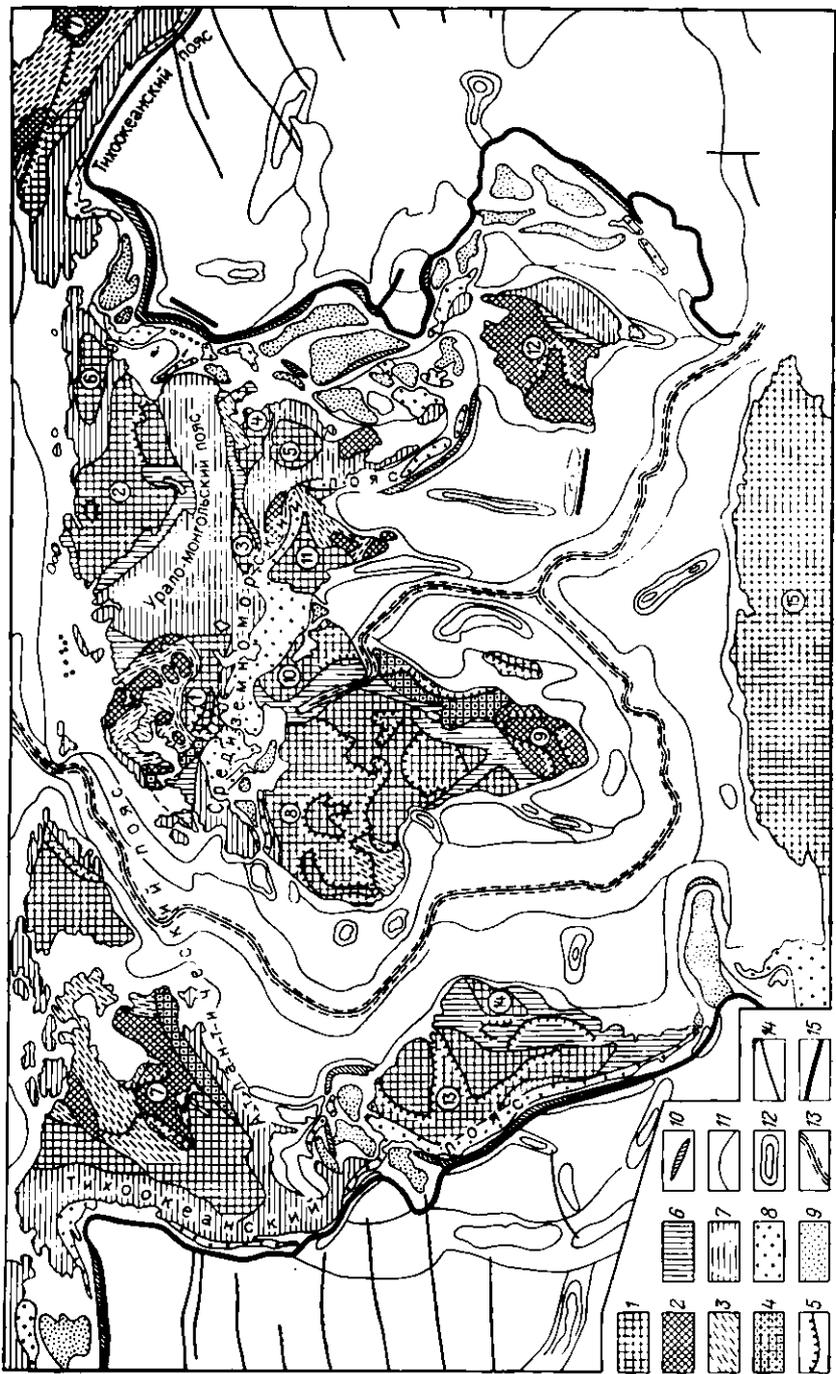
§ 1. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время выделяют три главных типа структур земной коры материков (рис. 2):

- 1) геосинклинально-складчатые пояса и зоны;
- 2) древние щиты и платформы;
- 3) области тектонической и тектоно-магматической активизации.

Кроме этих структур многие геологи выделяют как равнозначные им вулканические пояса (М. И. Ицксон, 1974 г.; Ю. А. Косыгин, Н. А. Шило и др.), хотя другие геологи полагают, что эти пояса могут быть выделены в пределах всех крупнейших структур [44].

К основным структурам океанической земной коры относятся талассократоны, глубоководные впадины и рифтовые системы срединно-океанических хребтов.



Эволюция земной коры по данным геохронологии длилась 4,5—5 млрд. лет. Древнейшая земная кора была очень тонкой и характеризовалась грандиозным развитием вулканизма. В это время целые «моря» лав изливались на поверхность по разломам и трещинам, а местами тонкая земная кора проплавлялась на больших площадях [28]. На этой, как назвал ее А. П. Павлов, «лунной» стадии поверхность земной коры, изрытая многочисленными кратерами взрывов, покрытая вулканическими конусами, лавовыми полями и разбитая трещинами, напоминала лунный ландшафт. Она была сложена преимущественно базальтами, габбро, пироксенитами и перидотитами. Эти породы образовали в дальнейшем базальтовый слой земной коры.

Вулканические извержения сопровождалось выбросами газообразных продуктов: водяных паров, метана, углекислоты, аммиака, азота, водорода, инертных газов (гелия, аргона, неона, ксенона, криптона), соляной, фтороводородной, борной кислот, сероводорода. Вследствии первичная атмосфера теряла легкие газы, отчасти водород, гелий и, наоборот, с развитием органической жизни в атмосфере становилось все больше кислорода (А. П. Виноградов). М. З. Глуховский и Е. В. Павловский (1979 г.) полагают, что в «лунную» стадию развития планеты преобладали отрицательные овалльно-кольцевые структуры с широким развитием габбро-норитов, гипербазитов и анортозитов.

«Лунная» стадия развития земной коры сменилась нуклеарной, когда происходило формирование зеленокаменных ядер континентов (Е. В. Павловский, Д. Хилл, Д. Т. Вильсон и др.). В. Е. Хаин называет эту стадию догеосинклинальной, так как тогда на поверхности Земли еще не было водных бассейнов [46]. В нуклеарную стадию, по мнению Е. В. Павловского и М. С. Маркова, еще не происходило дифференцированных движений и не формировались зоны крупных разломов. Возникали брахиформные изометричные структуры, происходили обширные излияния андезито-базальтовых лав. В дальнейшем образовались водные бас-

Рис. 2. Основные структурные элементы земной коры. По М. В. Муратову. Древние платформы: 1 — нерасчлененный фундамент, 2 — архейские массивы, 3 — ранние и среднепротерозойские складчатые системы, 4 — участки фундамента, охваченные позднепротерозойской гранитизацией (1500—500 млн. лет), 5 — границы щитов и плит, 6 — позднепротерозойские складчатые области малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации дальсландской, гренвилльской (1200—900 млн. лет), байкальской, катангской, бразильской, кадомской, виндийской (700—500 млн. лет) эпох, а также главнейшие участки крупных позднепротерозойских складчатых поясов, вошедшие в состав молодых платформ; геосинклинальные складчатые пояса: 7 — превратившиеся в молодые платформы (эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерсонские, эпимезозойские), 8 — сохранившие подвижность (кайнозойские и современные геосинклинальные области), 9 — котловины внутриматериковых и окраинных морей в пределах геосинклинальных областей; элементы структуры океанического дна: 10 — глубоководные желоба, 11 — границы глубоких частей дна океанов, 12 — океанические валы, 13 — срединно-океанические хребты, 14 — главнейшие разломы, 15 — граница талассократона Тихого океана. Цифры в кружках — платформы: 1 — Восточно-Европейская; 2 — Сибирская; 3 — Таримская; 4 — Китайская; 5 — Южно-Китайская; 6 — Колымская; 7 — Северо-Американская; 8 — Северо-Африканская; 9 — Южно-Африканская; 10 — Аравийская; 11 — Индостанская; 12 — Австралийская; 13 — Южно-Американская; 14 — Восточно-Бразильская; 15 — Антарктическая

сейны и началось отложение кластических осадков типа граувакк. Для этой стадии характерна широкая, но неравномерная гранитизация андезито-базальтовой коры. В тех областях, где в результате гранитизации земная кора становилась жесткой, например в Канаде, появились крупные разломы, а там, где она сохраняла относительную подвижность, например на Балтийском и Алданском щитах, возникли огромные прогибы — протогеосинклинали с устойчивым накоплением вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В этой обстановке интенсивно развивались процессы регионального метаморфизма, анатексиса и палингенеза, гомодромный магматизм. Впервые появились системы линейных складчатых сооружений.

Возникновение гидросферы способствовало разрушению и неотложению вулканического материала и продуктов выветривания, возникавших вначале в почти бескислородной атмосфере. Одновременно с излиянием основных лав и отложением туфов формировались глинисто-песчаные толщи, обогащенные глиноземом, а в результате химического осаждения образовывались железисто-кремнистые породы. Породы этой стадии (по-видимому, ранний архей) затем были дислоцированы и подверглись метаморфизму с образованием гнейсовых куполов.

За нуклеарной стадией последовала протогеосинклинальная (ранний протерозой). В это время в прогибах образовались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, возникли малые складчатые пояса, произошли гранитизация, метаморфизм, зародились гранитные магмы и сформировались гранито-гнейсовые купола. Позднее закладывались настоящие крупные геосинклинали, складчатые пояса, а на архейских массивах — протоплатформенные чехлы. Архейские массивы как бы спаялись, образовав гранитно-метаморфический фундамент древних платформ (протоплатформа).

Позже огромная протоплатформа распалась, образовав континентальные глыбы, которые были разделены наложенными геосинклинальными трогами, выполненными зеленокаменными породами. Протерозойские платформы к рифею вновь соединились в одну.

М. И. Ициксон [14] отмечает, что в конце архея или в раннем протерозое была заложена сеть глубинных разломов, геодинамика которых определила дальнейшую металлогеническую эволюцию. Возникло блоковое строение, разломы определили границы складчатых систем, средних массивов и др. Таковы, например, Становой линеамент между Северо-Китайской и Сибирской платформами, Главный Приамурский разлом и др.

В рифее в геосинклиналях вновь накапливались вулканогенно-осадочные толщи. К концу рифея развитие геосинклиналей завершилось и образовался гетерогенный фундамент молодых платформ.

Эта получившая общее признание схема развития земной коры докембрия усложняется тем, что в последнее время установлен

еще один этап — протоактивизации, который проявлен в протерозое разноремненно. С ним связаны разломная и блоковая тектоника, дислокационный метаморфизм и гомодромный магматизм.

В фанерозое на докембрийском фундаменте закладывались геосинклинальные системы: каледонские (400—360 млн. лет), герцинские (320—240 млн. лет), киммерийские (170—137 млн. лет) и альпийские (100—70 млн. лет). Эпейрогенические колебания, неоднократно повторяющаяся складчатость и иные движения земной коры приводили к увеличению площади и объема гранитно-метаморфического слоя.

К концу палеозоя, после образования фундамента молодых платформ, пракоинтенты достигли максимальной площади, после чего начался их распад и формирование современных океанов и морей. В дальнейшем базификация и уплотнение земной коры, вероятно, привели к расширению морей и океанов.

Для металлогении важны и другие представления о геотектоническом развитии земной коры. А. В. Пейве и др. (1972 г.) отмечают большое значение океанической коры в строении древних геосинклинальных систем и полагают, что всякая складчатая область, возникшая на месте эвгеосинклинали, проходила три стадии развития — океаническую, переходную и континентальную.

В океаническую стадию возникли спилиты, диабазы, яшмы, кремнистые и карбонатно-глинистые породы, рифогенные известняки, альбитофиры. Эти породы представляют собой, по их мнению, базальтовый слой далекого прошлого земной коры. В переходную стадию образовались андезито-базальты, андезиты и породы андезито-дацитового ряда, а также граувакки и флиш. Это породы древних островных дуг и краевых морей. Одновременно формировались массивы плагногранитов, а в конце стадии складчатые системы с интенсивно развитым гранитным слоем. Третья, континентальная, стадия характеризуется прогрессивным метаморфизмом и усилением гранитизации. Происходило излияние вулканических серий орогенного этапа: известково-щелочной (андезиты, дациты, липариты) и субщелочной (трахибазальты, трахнандезиты, трахидациты, трахилипариты).

М. В. Муратов [28] рассматривает развитие земной коры как процесс роста гранитно-метаморфического слоя, в котором он выделяет два основных этапа: главный геосинклинальный и орогенный (рис. 3).

Главный геосинклинальный этап выражен геологическими формациями, выполняющими геосинклинальные прогибы, которые далее в результате складчатости превращаются в огромные синклинии. В строении каждой геосинклинальной системы он различает прогибы ранней и поздней стадий, причем ранние прогибы развивались в зависимости от региона в разное время, охватывая весь цикл или часть его, а прогибы поздней стадии развивались только с середины или в конце цикла. Кроме того, для каждой стадии выделяются эвгеосинклинали, выпол-

Тектонические эпохи												
Эра	Период	Эпоха	(от начала эры) в млн лет	Карельская	Кибарская	Байкальская	Салаирская	Каледонская	Герцинская	Киммерийская	Альпийская	
Кайнозойская	Неогеновый		25									
	Палеогеновый		67									
Мезозойская	Меловой		137									
	Юрский		195									
	Триасовый		230									
	Пермский	Поздняя		285								
		Средняя										
Палеозойская	Каменноугольный	Поздняя	350									
		Ранняя										
	Девонский	Поздняя										
		Средняя										
	Силурийский	Ранняя	405									
		Средняя	440									
	Ордовикский	Средняя										
		Ранняя	500									
	Кембрийский	Поздняя										
		Средняя										
Вендский	Ранняя	570										
	Средняя	650										
Протерозойская	Рифейский											
	Средний ранний		1650									
Архей			2600									



ненные вулканогенными формациями, и многогеосинклинали, лишенные этих формаций и выполненные терригенными и карбонатными формациями.

Орогенный (моцассовый) этап характеризуется накоплением терригенных и вулканических образований, выполняющих межгорные и краевые впадины. Геосинклиналильные прогибы расчленяются геосинклиналиями. Образуются также дочерние прогибы, развивается общее поднятие, в которое вовлекаются и породы древних комплексов основания. Образование межгорных и краевых впадин сопровождается формированием базальт-андезит-дацитовый, трахибазальт-андезитовой и порфировой дацит-липаритовой формаций. Началом моцассового, или орогенного, этапа М. В. Муратов считает заложение межгорных впадин и краевых прогибов, окончанием — прекращение интенсивного воздымания мегаантиклинорий и прогибания межгорных и краевых впадин. М. В. Муратов, в отличие от В. В. Белоусова, считает, что расчленение геосинклиналильных прогибов и тектонические движения, вызывающие воздымания и погружения отдельных структур внутри прогибов, синхронны. Геосинклиналильно-складчатые зоны, по мнению М. В. Муратова, представлены тремя комплексами пород: основания, главного геосинклиналильного и орогенного этапов.

В. И. Смирнов, посвятивший проблемам эндогенной металлогении ряд работ, выделяет три стадии геосинклиналильного развития складчатых областей (раннюю, среднюю и позднюю), привлекая таким образом в качестве основы изучения рудоносности геотектонический принцип.

Интересные и важные геотектонические представления положил в основу металлогении Г. А. Твалчрелидзе [43, 44, 45]. Принимая в основном схемы В. Е. Хаина, М. В. Муратова, В. И. Смирнова, он, во-первых, расчленил процесс развития геосинклиналией по отношению к складчатости, рассматривая раннюю стадию как доскладчатую, среднюю как складчатую, позднюю как постскладчатую. Во-вторых, и это особенно важно, он различает первичные и вторичные геосинклинали, развивая представления В. Е. Хаина, М. В. Муратова и др. Первичными геосинклиналиями он считает Уральскую, Аппалачскую, Средиземноморскую, вторичными — Рудный Алтай, Малый Кавказ, Японию и др. Эти типы геосинклиналией резко отличаются в петрологическом и металлогеническом отношениях.

Кроме того, Г. А. Твалчрелидзе выделяет новый тип планетарных и региональных структур в виде вулканических поясов — протяженных (сотни тысячи километров) и относительно узких

Рис. 3. Основные этапы развития разновозрастных складчатых областей. По М. В. Муратову с дополнениями.

1 — орогенный; 2 — главный геосинклиналильный; 3 — фундамент складчатых областей

структур, формирование которых охватывало одну или несколько стадий развития и сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. При этом он, подобно В. Е. Ханну, выделяет типы поясов — первичногеосинклинальные, вторичногеосинклинальные и пояса областей тектоно-магматической активизации. Впрочем, в качестве типичных вулканических поясов в настоящее время многие исследователи рассматривают и такие, которые связаны с краевыми зонами разломов.

В. И. Смирнов [39], рассматривая металлогенические закономерности формирования земной коры, выделяет архейский, протерозойский и фанерозойский периоды, которые заметно отличаются по металлогеническому облику (рис. 4).

Архейский период характеризуется древнейшими гранито-гнейсовыми ядрами со слюдяными и редкометалльными метаморфическими пегматитами, а также плутооническими и вулканическими базальтоидными формациями (зеленокаменные пояса), со свойственными им магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов, сульфидных медно-никелевых руд, колчеданных залежей и древнейших золоторудных формаций.

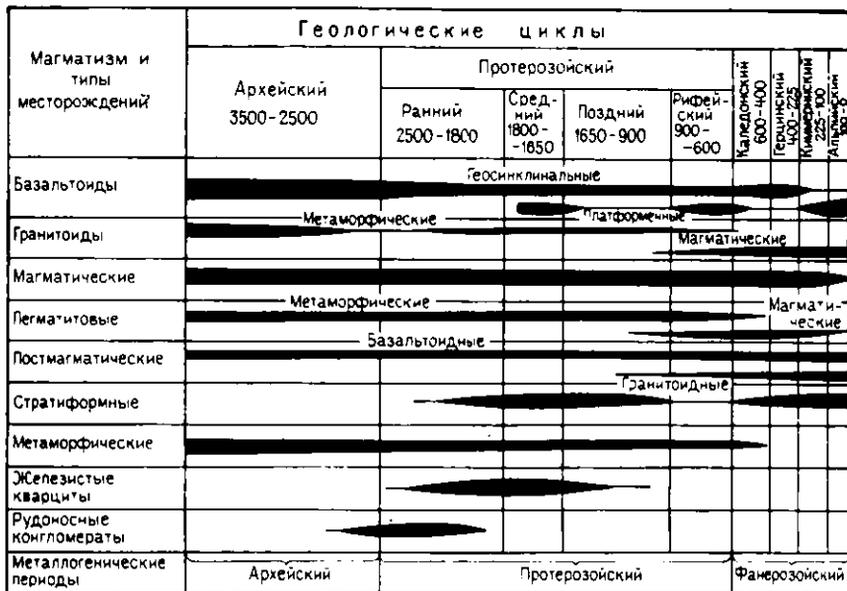


Рис. 4. Магматизм и рудообразование в последовательные периоды геологического развития земной коры. По В. И. Смирнову. (Длительность геологических циклов в млн. лет).

В протерозойском периоде выделяются: 1) гранито-гнейсовое основание со слюдяными и редкометальными пегматитами; 2) узкие эвгеосинклинальные пояса, выполненные производными базальтоидной магмы; 3) мощный покров древних протоплатформенных осадочных и вулканогенно-осадочных метаморфизованных пород, расчлененных разломами тектонической протоактивизации, с ними связаны месторождения железистых кварцитов (КМА, Криворожье и др. в СССР), рудоносных конгломератов (Витватерсранд в ЮАР, Жакобина в Бразилии, Эллот-Лейк в Канаде), стратиформных месторождений меди, свинца, цинка (Брокен-Хилл, Маунт-Айза в Австралии и др.); 4) зоны протоактивизации, контролируемые крупными разломами, с полевошпатовыми метасоматитами руд редких металлов, а также массивами расслоенных магматических пород типа Бушвельда в Африке и Садбери в Канаде с уникальными месторождениями руд железа, титана, хрома, платиноидов, никеля, меди.

Фанерозойский период расчленяется на каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский этапы, а они, в свою очередь, распадаются на раннюю, среднюю, позднюю и платформенные стадии.

Рассмотрев металлогенические закономерности во времени, В. И. Смирнов [39] пришел к выводу, что от архея до кайнозоя не происходило заметной качественной эволюции рудных месторождений, если не считать степени метаморфизма, нарастающей от молодых к древним образованиям. Зато отчетливо намечается количественная эволюция рудообразования: в древнее время преобладало базальтоидное рудообразование, вытесненное постмагматическим гранитоидных ассоциаций в последующие периоды геологического развития.

§ 2. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Возникновение геосинклинальных областей всегда было связано с системой разломов, которые раскалывали основание земной коры. Глубинные разломы характеризуют не только геотектогенез, но и магматизм, проявляющийся в тесной связи с ним. Связь геотектогенеза и магматизма в геосинклинальном процессе имеет огромное значение для металлогении.

Источник начальных вулканических излияний и ранних интрузий — базальтовая магма. Первичные магматические очаги формировались в мантии на больших глубинах (100—400 км), где располагается слой пониженных скоростей продольных сейсмических волн, так называемый «волновод» (В. А. Магницкий, 1965 г.; В. В. Белоусов, 1966 г.). В этом слое происходит, по мнению А. П. Виноградова (1962 г.), зонная плавка вещества мантии и формирование первичных очагов базальтоидных магм. Эти очаги

служат источником тепловой энергии и летучих, которые вместе с магмами движутся к поверхности по разломам.

Подъем магм приводит, во-первых, к их дифференциации и к возникновению магм иного, вплоть до кислого, состава, и, во-вторых, к формированию промежуточных и периферических магматических очагов. М. В. Муратов [28] называет такие магматические очаги вторичными. Дифференциация в них приводит к разделению первичной магмы на основные и более кислые составляющие. При одновременном действии таких очагов возникали контрастные комплексы магматических пород, характеризующиеся высокой металлоносностью (Г. Ф. Яковлев, Т. И. Фролова и др.). Поступление магм по разломам происходило одновременно с гравитационной дифференциацией, последовательно в пределах отдельных тектонических циклов. Первичные геосинклинали, как правило, выполнены недифференцированными вулканогенно-осадочными толщами однообразного базальтового или андезит-базальтового состава. Эти породы — дериваты толент-базальтовой магмы, обычно сопровождаются субвулканическими образованиями — дайками, силлами или штоками диабазов, габбро-диабазов и др. Как правило, они не рудоносны.

На ранней стадии геосинклиналиального развития накапливаются диабаз-спилитовые, а также вулканогенно-кремнистые формации. В результате гравитационной дифференциации и ассимиляции магмы диабаз-спилитовые породы сменялись порфирировыми, андезитовыми и даже кератофировыми. Кроме того, поступление снизу базальтоидных магм с огромными запасами тепловой энергии, пополняемыми потоками тепла по разломам, вызывало плавление осадочных и метаморфических пород с образованием вторичной кислой магмы [44]. Дифференциация вторичной магмы в промежуточных очагах приводила к образованию интрузий плагногранитов, тоналитов, диоритов и более основных даек диабазов. Ф. Уокер, А. Польдерваарт (1950 г.), Ю. А. Кузнецов (1964 г.) придают большое значение расплавлению глинистых и других осадочных и метаморфических пород с образованием вторичных магм.

Этот процесс интересен и важен еще и потому, что в результате образовывались не только интрузивные плагнограниты, гранодиориты, граниты, но и соответствующие им комагматичные, хотя и несколько более основные вулканические породы — андезиты, трахиандезиты, кератофиры. Такие вулканоплутонические комплексы возникали в бортовых частях эвгеосинклиналиальных прогибов главным образом в конце ранней стадии геосинклиналиального развития. При этом часто формировались антиклинальные, или сводово-глыбовые, поднятия, роль которых в металлогении особенно подчеркнута Е. Д. Карповой [17] и др.

Часто процессы, протекавшие в магматических очагах, сопровождались региональным или динамо-геотермическим метаморфизмом, которому подвергались вулканогенные формации.

§ 3. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Формационный анализ широко применяется при металлогенических исследованиях. Он служит основой для выделения структурно-формационных зон и металлогенических провинций.

В последние годы в связи с общим признанием значения формационного анализа появились многочисленные работы о магматических формациях, характеризующих структурно-формационные зоны и провинции, этапы геотектонического развития, отдельные регионы и др. Эти работы играют несомненно важную роль, особенно при изучении региональной металлогении. Рассматривая магматические формации как ассоциации магматических пород определенного состава, отражающие различные этапы геотектонического развития, Ю. А. Кузнецов выделил их группы: 1) геосинклинальную (спилит-диабазовая и кварц-кератофировая формации); 2) орогенную (андезитовая, трахиандезитовая и липаритовая формации); 3) платформенную (трапповая, щелочная, оливин-базальтовая — трахибазальтовая формации континентов и щелочно-базальтоидная формация океанов). Кроме этих групп Ю. А. Кузнецов [20] выделил ряд формаций: центральных интрузий и трубок взрыва (кимберлитовую), карбонатитовых щелочно-ультраосновных пород, агпантовых нефелиновых сиенитов, гранитных и габбро-гранитных центральных интрузий. Выделены также магматические формации древних щитов.

Классификация магматических формаций Ю. А. Кузнецова для своего времени несомненно имела крупное научное значение. Формационный анализ магматических, и в том числе вулканических, образований был принят в качестве основы металлогенических исследований и завоевал общее признание. Вместе с тем возникла необходимость выделения магматических формаций областей тектоно-магматической активизации, что в значительной мере было выполнено Е. Д. Карповой, А. Д. Щегловым и др. Выделение магматических формаций следует согласовать с некоторыми элементами новой глобальной тектоники (зоны Заварицкого-Беньофа, зоны островных дуг и трансформные разломы), а также с выделением рудоконцентрирующих разломов (М. А. Фаворская, И. Н. Томсон).

Детальное изучение привело к выявлению недифференцированных, последовательно дифференцированных и контрастных вулканогенных формаций. Как показали Г. Ф. Яковлев и Е. Б. Яковлева для Южного Урала, их роль в локализации оруденения весьма различна. На значение контрастных формаций для металлогении Казахстана обращает внимание Н. А. Фогельман.

Следует отметить большое разнообразие подходов к изучению и выделению магматических формаций. Коллектив ВСЕГЕИ на обзорной металлогенической карте СССР, составленной в масштабе 1:2 500 000, выделил для геосинклинальной стадии семь групп осадочно-вулканогенных формаций и три группы интрузив-

ных комплексов; для стадии формирования складчатых поясов — четыре группы осадочно-вулканогенных формаций и пять групп интрузивных комплексов и для стадии консолидации подвижных поясов — десять групп осадочно-вулканогенных формаций и пять групп интрузивных комплексов. Кроме того, для областей и эпох тектоно-магматической активизации выделены три группы осадочно-вулканогенных формаций и четыре группы интрузивных комплексов.

Понятия магматических формаций и магматических комплексов, близкие по содержанию, по существу не идентичны. Это особенно отчетливо выявляется при формационном анализе вулканогенных образований. Наиболее правильное понимание терминов «магматическая формация» и «магматический комплекс» прослеживается в работах Г. Ф. Яковлева, В. В. Авдонина, Т. Я. Гончаровой и др. [31], которые придерживаются соответствующих определений Ю. А. Кузнецова. Опираясь на огромный опыт в изучении формаций геосинклинальных зон, они отмечают, что комплексы, на которые подразделяются формации, могут охватывать несколько свит или, наоборот, соответствовать их частям. При этом магматические комплексы развиваются в определенных тектонических зонах, подзонах или блоках сравнительно быстро. Так же как и И. М. Сперанская (1967 г.), Г. Ф. Яковлев и др. считают, что при изучении прибрежно-морских и особенно наземных вулканогенных формаций стратиграфические методы не всегда приемлемы и часто приходится опираться на фациальный анализ.

Свои представления о магматических формациях были высказаны также М. А. Фаворской, В. А. Баскиной, Р. Г. Ивановым и И. Н. Томсоном. Метод формационного анализа магматических образований они справедливо считают весьма перспективным для среднемасштабного прогнозирования оруденения [6]. Они рассматривают магматические формации как гетерогенные тектонические ассоциации, образующиеся из многих очагов на протяжении единого этапа тектоно-магматического цикла. М. А. Фаворская и др. считают, что магматические формации состоят из группы магматических комплексов и характеризуют структурно-формационные и металлогенические зоны. Выделение магматических, и, в частности, вулканогенных формаций, по их мнению, имеет главное значение при изучении региональной металлогении, а выделение конкретных магматических комплексов (субформаций) отражает иной, более крупный масштаб структур рудных районов.

Такое понимание терминов «магматическая формация» и «магматический комплекс» несомненно имеет большое значение и может использоваться в практических целях. Недостаточное понимание принципа выделения сложных вулканогенных комплексов — одна из причин недостаточной эффективности прогнозирования рудоносности магматических и в том числе вулканогенных формаций.

О контрастности магматических формаций

Контрастные серии и формации магматических пород изучали А. Холмс, С. Р. Ноккольдс, Ю. А. Кузнецов, Э. П. Изох и др. В. Н. Котляр (1948 г.) на примере интрузивных образований Малого Кавказа показал, что многофазное образование магматических комплексов отражает не только закономерную эволюцию магматизма, но и характеризует их относительную продуктивность.

Изучение вулканогенных формаций и комплексов подтверждает, что контрастность состава — один из важнейших признаков их продуктивности. Эта закономерность проявляется в разных структурах земной коры — в геосинклинальных зонах и на древних платформах, в орогенных поясах и областях тектоно-магматической активизации. Она проявляется также и в структурах более высоких порядков — в интрагеосинклиналях и сводово-глыбовых поднятиях, в наложенных прогибах и блоковых структурах.

Указанная закономерность отмечается для карбонатитовых и колчеданных месторождений, во многих случаях — для полиметаллических и золото-серебряных и других месторождений. Рудносные контрастные формации и комплексы описаны Ю. М. Шейнманном, А. И. Гинзбургом, Е. М. Эпштейном, А. А. Фроловым и др. (карбонатиты); М. Б. Бородаевской, Т. И. Фроловой, Г. Ф. Яковлевым и др. (колчеданы); Н. А. Фогельман, А. И. Семеновым и др.

Многочисленные исследователи вулканических поясов показывают, что контрастность вулканогенных формаций связана с глубинным строением, в частности с мощностью земной коры и соотношением ее слоев, положением верхней мантии, активизацией глубинных магмоконтролирующих тектонических зон и разломов и блоковой тектоникой.

Рассматривая вулканогенные формации Приморья, Камчатки и Армении, М. А. Фаворская считает возможным существование параллельных по времени развития и контрастных по составу комплексов, особенно если они локализируются в обособленных блоках.

Контрастность вулканогенных формаций проявляется в формационных рядах структурно-формационных зон и металлогенических провинций, а также в ареалах проявлений вулканизма, вулканических районов и узлов. Эти основные категории проявления вулканизма соответствуют структурам определенного порядка, с ними связаны проявления минерализации и оруденения. Такой системный, как его называет П. Ф. Иванкин, подход к изучению структур и вулканических образований одним из первых применил П. Д. Яковлев (1963, 1965 гг.), а впоследствии углубили М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др. (1969 г.). Для рудных полей и даже участков отдельных проявлений его применял Б. И. Берман.

Вопрос о соотношениях вулканических и интрузивных образований весьма сложен. В региональном плане вулканические и интрузивные образования рассматриваются как независимые ассоциации (В. Кеннеди, Г. А. Андерсен, Х. Ф. Рид, 1949 г.; и др.). При этом допускается и подтверждается методами геологии и геохронологии разрыв во времени между вулканитами и интрузивами. В этих случаях, подкрепляемых также различными геотектоническими (приуроченность к разным структурам) и геохимическими данными (отсутствие комагматических отношений), есть основание рассматривать вулканогенные и интрузивные образования только как самостоятельные формации, связанные с разновременными и различными магматическими очагами.

Однако существует немало примеров, когда вулканиты и гипабиссальные интрузивы близки по времени формирования, распространению и составу пород. Такие случаи, на которые особое внимание обратил Е. К. Устиев, а в последние годы И. В. Лучицкий (1978 г.), наблюдаются во многих геосинклинальных зонах Кавказа, Средней Азии, Казахстана, Восточной Сибири, Дальнего Востока. В частности, разновозрастные синхронные образования наблюдаются в Грузии, Армении и Азербайджане в юре, эоцене и олигоцене, в Киргизии и Узбекистане в карбоне — перми, в Казахстане в девоне и особенно в вулканических поясах мезо-кайнозой Приморья и Северо-Востока СССР.

Еще более определенно решается вопрос о существовании вулканогенно-интрузивных комплексов для многих случаев формирования их в структурах центрального типа — кольцевых, конических, дуговых, а также в структурах, ограниченных радиальными нарушениями. Синхронная и непосредственная связь между вулканитами и интрузивами установлена В. Н. Котляром (Памбак, Армения), К. О. Бранчем (Северная Австралия), К. Стилменом (ЮАР) и др.

Яркий пример вулканогенно-интрузивного комплекса — девонская кальдера гор Машан (Восточный Казахстан). К кольцевому разлому в нижнепалеозойской вулканогенно-осадочной толще приурочена дайка субвулканических гранит-порфиров, а центральная часть вулканической структуры сложена вулканическими покровами и субвулканическими телами среднего и кислого состава (рис. 5).

Вулканогенно-интрузивные комплексы широко развиты в структурах центрального типа плато Джос (Нигерия). Массив Бьюдж и восточная часть массива Амо сложены вулканическими покровами кислого состава, среди которых наблюдаются многочисленные субвулканические образования и гипабиссальная фация кислых и щелочных гранитов (рис. 6).

Важно также выяснение соотношений между вулканитами, небольшими интрузивными массивами и дайками. Сопровождая типичные гипабиссальные интрузивы гранитного, гранодиорито-

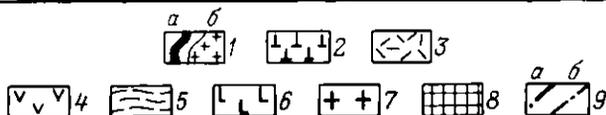
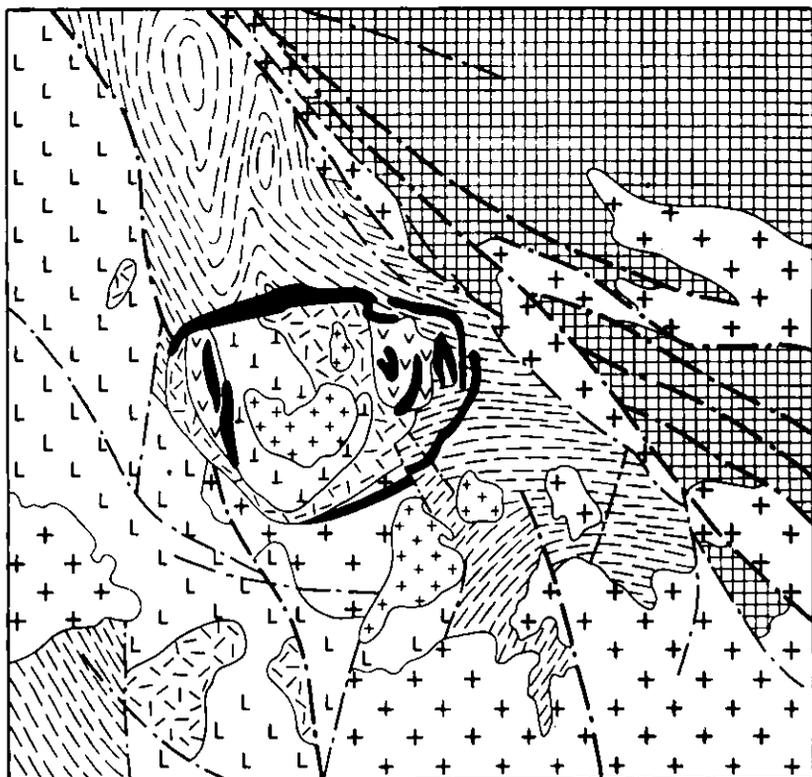


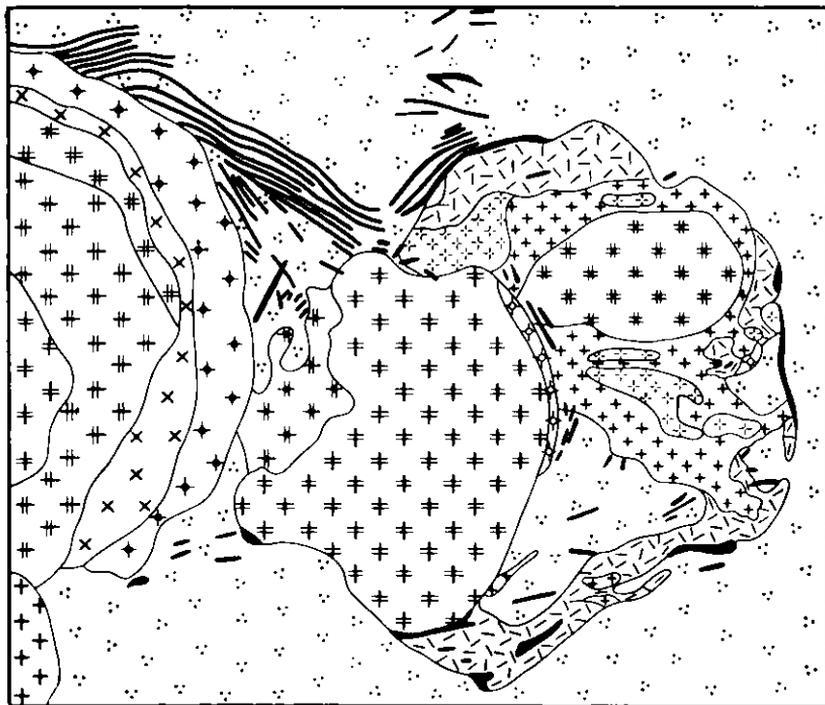
Рис. 5. Схема геологического строения района кальдеры гор Машан (Восточный Казахстан). По Л. Г. Никитиной.

Девонский вулканогенно-субвулканический комплекс. Субвулканическая фация: 1 — кольцевые дайки (а) и штокообразные тела (б) гранит-порфиров, 2 — кварцевые порфиры; вулканические покровы: 3 — кислого состава, 4 — преимущественно среднего состава.

Ордовикские отложения: 5 — толща осадочных пород, 6 — вулканогенные образования среднего и основного состава, 7 — гранитоиды ордовика; 8 — толща осадочных пород кембрия; 9 — разрывные нарушения: а — основные, б — второстепенные

вого или сиенитового состава, они в большинстве случаев рассматриваются как типичные малые интрузии. Однако присутствие среди них эксплозивных брекчий, представленных телами штоко-, гнездообразной или другой формы, во многих случаях указывает на образование в близповерхностных условиях.

С такими образованиями связаны месторождения молибдена в Восточном Забайкалье (Шахтаминское, Давендинское). Мо-



0 1 2 3 4 км

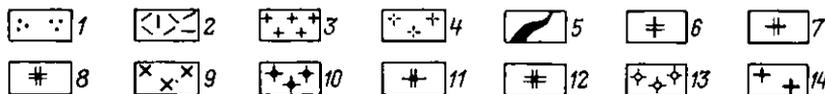


Рис. 6. Схема геологического строения массивов Амо и Бьюдж, плато Джос (Нигерия). По Р. Джекобсону, В. Маклеоду и Р. Блэку.

1 — докембрийские гнейсы и амфиболиты; мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс; 2 — ранние риолиты, туфы, агломераты покровной фации; субвулканическая фация; 3 — риолиты, 4 — кварц-геденбергитовые порфиры, 5 — фельзиты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры; гипабиссальные граниты: 6 — биотитовые, 7 — биотитовые граниты Терия, 8 — альбит-биотитовые, 9 — биотит-роговообманковые, 10 — рибекит-биотитовые, 11 — альбит-рибекитовые, 12 — амфибол-пироксен-фойалитовые, 13 — эгириновые микрограниты, 14 — молодые граниты

либденовые и медно-порфировые месторождения Клаймакс в США, Агарак и Каджаран в Армении и др., приурочены к рудосносным комплексам подобных многофазных интрузий. Такие комплексы, различные по структурным особенностям, глубине и условиям формирования, явно занимают промежуточное положение между интрузивными и вулканическими образованиями.

Цикличность развития земной коры, металлогеническая стадийность и зональность

§ 1. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СТАДИЙНОСТЬ В ДОКЕМБРИИ

Докембрий — огромный этап развития земной коры (2,5—3 млрд. лет) расчленен значительно менее детально, чем фанерозой. Поэтому металлогения докембрия изучалась медленно и перспективы раскрытия его минеральных ресурсов еще далеко не познаны, особенно для некоторых видов полезных ископаемых. Для докембрия характерно широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, особенно интенсивное в архее и раннем протерозое, региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, диафорез и другие процессы ремобилизации вещества.

В развитии земной коры намечается геотектоническая цикличность, которая проявляется с возникновением геосинклиналей. В докембрии она выражена слабо: продолжительность циклов огромна [46].

В докембрии выделяют архейский и три протерозойских геотектонических цикла: ранне-, средне- и позднепротерозойский. Архейская эпоха наименее продуктивна, но ее геохимически специализированные формации многие геологи рассматривают как источники вещества последующих эпох рудогенеза. Я. Н. Белевцев выделяет в развитии подвижных зон докембрия три этапа: ранний — вулканогенно-седиментационный, средний — складчато-метаморфический и поздний — разломно-интрузивный. Образовавшиеся в течение первых этапов вулканогенные и осадочные породы были превращены в кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты и граниты. Следовательно, развитие подвижных зон докембрия было геосинклинальным, аналогичным развитию подобных зон в фанерозое.

На основании данных абсолютной геохронологии А. И. Тугаринов выделяет в докембрии эпохи магматогенеза: в катархее — 4 млрд. лет (формирование гипербазитовых протоконтинентов); в архее — 3,6—2,6 млрд. лет (начало выплавления гранитов, формирование наиболее ранних эндогенных месторождений и первых осадочных пород и появление первых органических скопелений); в раннем протерозое — 2,6—1,6 млрд. лет (появление первых карбонатных толщ); в позднем протерозое — 1,6—0,6 млрд. лет (широкое развитие разнообразных полезных ископаемых).

Т. В. Билибина и др. [26] выделяют четыре эпохи: архейскую с возрастом более 2,8 млрд. лет, раннепротерозойскую — более 1,9 млрд. лет, среднепротерозойскую — более 1,6 млрд. лет,

позднепротерозойскую — более 0,6 млрд. лет. Близкие данные возрастов докембрийских эпох приводят также В. И. Казанский, Н. П. Лаверов и А. И. Тугаринов [16].

В последние годы в ряде областей развития докембрия установлено проявление процессов тектоно-магматической активизации в среднем — позднем протерозое, палеозое, мезозое и кайнозое. Эти процессы часто оказывались более продуктивными, чем региональный метаморфизм и ультраметаморфизм (Алдау, Украинский щит и др.). Тектоно-магматическая активизация древних щитов и платформ нередко приводила к формированию более разнообразных и богатых рудных ассоциаций, чем метаморфические процессы.

В соответствии с геотектоническими циклами в докембрии выделяются металлогенические эпохи. По-видимому, наиболее обосновано выделение двух металлогенических периодов (архейского — 3,5—2,5 млрд. лет и протерозойского — 2,5—0,8 млрд. лет) с тремя этапами в протерозое [39].

Каждой металлогенической эпохе свойственны определенные формационные типы оруденения, характеризующие металлогению докембрия в целом. Выделяются пять групп рудных формаций:

1) осадочно-метаморфогенные, связанные с вулканогенно-осадочными и осадочными, иногда молассоидными формациями раннего и среднего протерозоя (железо, золото, медь, корунд, кианит, графит, пирит);

2) метаморфогенные (месторождения мусковитовых и редкометалльных пегматитов раннего, среднего и позднего протерозоя, связанные с процессами регионального метаморфизма фации альпандиновых и куммингтонитовых амфиболитов);

3) магматогенные (магматические и магмато-метасоматические месторождения базит-гипербазитовых и щелочных комплексов среднего протерозоя (никель, медь, платина, титан, железо, тантал, ниобий, редкоземельные элементы, апатит, нефелин);

4) гидротермально-метасоматические (золото, олово, свинец, цинк, серебро, ртуть, сурьма, флюорит, барит);

5) осадочные (месторождения бокситов, оолитовых железных руд, россыпей тяжелых металлов) [26].

Сходные типы рудных формаций и отдельных рудных компонентов приводят Я. Н. Белевцев и некоторые другие исследователи.

Металлогения архея в общем однородна и представлена слюдяными (мусковит) и редкометалльными метаморфогенными пегматитами и магматическими месторождениями, связанными с основными породами или гипербазитами: хромитовыми, титаномагнетитовыми, сульфидными медно-никелевыми. В архее проявилась и древнейшая золоторудная формация.

По данным В. И. Смирнова [39], распределение месторождений кучное, обусловленное гранито-гнейсовыми куполами и обрамля-

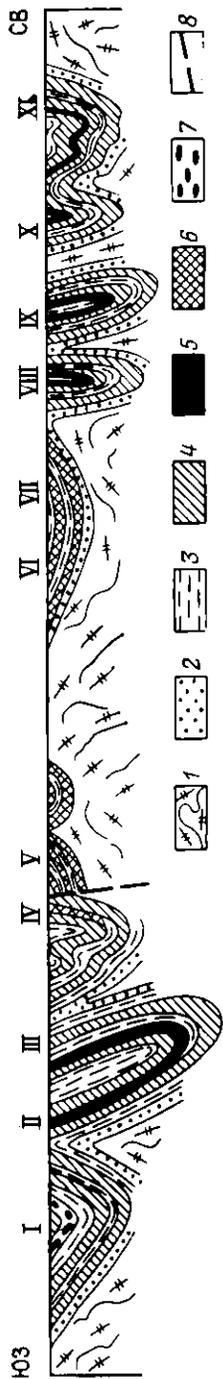


Рис. 7. Схематический геологический разрез территории КМА. По С. И. Чайкину.

— гранито-гнейсы основания; 2 — метаседи-менты; 3 — флиш-кремнистая формация; 4 — интенсивно слоистые кварциты внутренних частей синклинория; 5 — гематитовые кварциты; 6 — ленточно-полосчатые и массивные силликатно-магнетитовые кварциты внешних частей синклинория; 7 — конгломераты железистых кварцитов (основание верхней свиты курской серии); 8 — разрывные нарушения. Полосы железистых кварцитов: I — Восточно-Рыльско-Белгородские; II — Яковлевская; III — Покровская; IV — Ольховатская; V — Прохоровская (Курско-Белгородский синклинорий); VI — Источьянские; VII — Восточно-Источьянские; VIII — Коншинские; IX — Огнбиянско-Погромская; X — Губинско-Чернянская; XI — Восточно-Ястребовская

ющими их зонами древнейших офиолитовых зеленокаменных поясов. Весьма характерны для архея железорудные формации района Алгома (США), Верховцево на Украинском щите (СССР) и др., представленные гиперстен-кварц-магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми породами, перемежающимися с метабазитами.

Ранний протерозой рассматривается Л. И. Саломом как палеопротерозой, А. И. Тугариновым и Г. В. Войткевичем — как протогеосинклиналь (1970 г.). В этот этап образовались внутренние геосинклинали, примыкающие к глубинным разломам. К таким зонам приурочены слюдяные и редкометалльные пегматиты, месторождения хрома, амфиболового асбеста, силлиманита и кианита, титаномагнетитовых руд, а также серноколчеданные месторождения. Для раннепротерозойской эпохи особенно характерны железорудные джеспилитовые месторождения района Супериор (США), железисто-кварцитовые месторождения Кривого Рога, КМА (СССР), (рис. 7), Хамерсли (Австралия), оз. Верхнего (США), Лабрадор (Канада), Минас-Жерайс (Бразилия).

Редкометалльные, преимущественно тантал-ниобий-литиевые и мусковит-редкометалльные пегматиты, известные в Западной Африке, Бразилии и Индии (Сингбхум), имеют возраст 2,5—2,4 млрд. лет. Возраст крупных месторождений колчеданных полиметаллических и медных руд, связанных с вулканогенно-осадочными толщами кератофир-спилитовых и порфир-диабазовых формаций (месторождения Бразилии, Австралии, Канады), 2,6—2,5 млрд. лет. Таким образом, геохимический профиль описываемой эпохи — железорудный и редкометалльный.

В среднем протерозое (протоорогенный этап) возникли месторождения различных полезных ископаемых: золота и урана в конгломератах Канады и Бразилии; медистых песчаников в СССР (Удокан на Алданском щите); меди и никеля в Канаде (Садбери и др.), в ЮАР (Бушвелд); хрома в ЮАР и Зимбабве (Бушвелд и Великая Дайка) и др.

Поздний протерозой (рифей) характеризуется возникновением крупных концентраций меди, кобальта, урана, полиметаллов, а также мусковитовых и мусковит-оловорудных пегматитов. В эту эпоху образовались медистые песчаники Заира и Замбии, урановые месторождения Канады и Австралии, редкометалльные пегматиты Африки, Бразилии, Австралии, Индии, редкометалльные месторождения, связанные со щелочными интрузивами, алмазонасные кимберлиты Африки, Бразилии и др. Месторождения этой эпохи приурочены к областям тектоно-магматической активизации.

В Притихоокеанской металлогенической провинции к рифейской металлогенической эпохе относятся железистые кварциты и гематитовые сланцы, сопровождающиеся марганцевыми рудами и фосфоритами, а также месторождениями магнетита, талька, брусита.

§ 2. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СТАДИЙНОСТЬ В ФАНОРОЗОЕ

Основываясь на данных о развитии земной коры, необходимо наметить длительность отдельных геотектонических циклов. Такие циклы далеко не равнозначны, особенно для докембрия и фанерозоя. Этим объясняется, что разные исследователи, стремясь добиться соподчиненности выделяемых этапов геологического развития, приводят для них различные значения. Например, М. А. Фаворская и др. (1969 г.) выделяют мегациклы и далее циклы трех и даже пяти порядков (130—2 млн. лет). В. Е. Хаин оценивает длительность ранних циклов в 300—400 млн. лет, средних — 200 млн. лет и поздних — 150 млн. лет [46].

В. Н. Котляр выделял только два типа цикличности: для позднего докембрия — раннего палеозоя по 45—36 млн. лет, для фанерозоя (девон — кайнозой) по 25—10 млн. лет и менее.

Как известно, в геотектонике фанерозойские циклы подразделяются на стадии геосинклинального развития. Вначале выделялись только две стадии — погружения и поднятия, позже по мере детализации представлений о геосинклинальном процессе стали выделять три, четыре и, наконец, пять стадий развития подвижных геосинклинальных поясов. Выделение стадий геосинклинального развития было важно, так как давало возможность не только изучения тектонического и металлогенического процессов в течение каждого цикла, но и рассмотрения всех взаимосвязей явлений, наблюдающихся при металлогеническом анализе тектонических, петрологических, литологических и иных процессов. При этом складывается представление о последовательности возникновения магматических, метаморфических и метасоматических образований, явлений диафореза, ремобилизации и др. Особенно важно выявление всех взаимосвязей оруденения с геологическими, магматическими и метасоматическими формациями.

Говоря о геосинклинальном развитии подвижных зон, необходимо иметь в виду многообразие геосинклинальных систем, различающихся по размерам, внутреннему строению (наличие срединных массивов), характеру развития (ступенчатое, инверсионное, унаследованное и др.). Поэтому выделяемые разными исследователями стадии развития относятся к усредненному типу этих крупнейших структур, что отнюдь не означает полного повторения всех их особенностей в каждой отдельно взятой геосинклинальной зоне.

О стадиях геотектонического развития геосинклинально-складчатых зон

Ниже приводится краткая характеристика стадий геосинклинального развития (по В. Е. Хаину).

Первая (ранняя) стадия. Эта стадия начальных погружений земной коры характеризуется ранними ступенчатыми проги-

бами вдоль продольных разломов, выполнявшимися породами сланцево-граувакковой, или аспидной, формации с мощностью толщ 4—5 км (до 10 км). Наиболее типична вулканогенная снп-лит-диабаз-кератофировая формация, также часто огромной мощности. Породы этой формации образовывались в течение нескольких циклов, причем недифференцированные, типично подводно-морские образования залегают в осевых частях прогибов и сформировались в течение главных циклов, а дифференцированные и особенно контрастные — в краевых частях прогибов, слабая фаза более поздних циклов. Контрастные базальт-липаритовые формации могли возникнуть, по мнению М. Б. Бородаевской, Д. С. Штейнберга и др., в результате дифференциации единой магмы в глубинных магматических очагах либо за счет поступления различных по составу магм из самостоятельных мантийных и сиалических очагов.

В конце ранней стадии в эвгеосинклинальных зонах по разломам проникали магмы ультраосновного состава с образованием так называемой гипербазитовой, или габбро-перидотит-гарцбургитовой, формации. Такие пояса некоторые исследователи рассматривают как результат протрузий, а сторонники новой глобальной тектоники — как проявление меланжа. В. Е. Ханн среди вулканогенных толщ первой стадии выделяет ранне- и позднегеосинклинальные типы вулканических поясов, которые протягиваются на расстояние 2—3 тыс. км при ширине до 200 км. Для позднегеосинклинальных поясов характерны вулканические структуры, а также субвулканические образования. С вулканогенными породами контрастных формаций связаны многочисленные и часто крупные месторождения медноколчеданной рудной формации, в то время как недифференцированные снп-лит-кератофировые толщ непродуктивны.

Г. А. Твалчрелидзе [44] выделяет первичные геосинклинали, которые в основном развивались на океанической коре и соответствуют раннегеосинклинальному и отчасти позднегеосинклинальному типам по В. Е. Ханну, и вторичные геосинклинали, которые развивались уже на континентальной коре.

Вторая (средняя) стадия выражается в дальнейшем расчленении прогибов, образовании внутренних поднятий, островных дуг, трансгрессий на платформу. Начиналось общее сжатие всей геосинклинальной системы. Типична флишевая формация. Развивалась андезитовая или непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация. К концу стадии происходила общая инверсия, начиналось воздымание, возникали батолитовые интрузии гранитов. Напряжения сжатия сменялись напряжениями растяжения.

Третья (раннесорогенная) стадия. В течение этой стадии геосинклинального развития формировались складчатые сооружения и отлагались терригенные осадки нижней молассы. Вулканизм ослабевал, характеризовался повышенной щелочностью. Типичны гранодиоритовые батолиты палингено-анатектического

происхождения, образование которых продолжалось до 60 млн. лет (Магаданский массив). Возникали конседиментационные складки. Однако в целом длительность стадии, как и предыдущей, была незначительной.

Четвертая (орогенная) стадия. Эта стадия выразилась в формировании сводовых поднятий и горообразования. Типичны верхняя моласса и андезит-липаритовая, или порфиритовая, формация. Проявлялся заключительный базальтовый вулканизм, развивались вулканоплутонические ассоциации, гравитационная складчатость. Образовывались пологие надвижки и покровы. В сводовых поднятиях иногда закладывались внутренние впадины, грабены.

Пятая (посторогенная — тафрогенная) стадия. На этой стадии геотектогенеза происходило выравнивание рельефа, возникали грабены, изливались базальты (конечный базальтовый вулканизм). Завершалось осушение геосинклинали. На этом геотектонический цикл заканчивался.

Разработанная В. Е. Ханым схема геотектогенеза геосинклинально-складчатых зон, как отмечает сам автор, отнюдь не универсальна. В ряде случаев выделяемые циклы не повторяют, а продолжают друг друга, некоторые стадии сливаются или, наоборот, появляются новые, дополнительные. Выделяются геосинклинали полного и неполного развития, остаточные, моно- и полициклические [38].

О стадиях металлогенического развития геосинклинально-складчатых зон

Каждый цикл геосинклинального развития подвижных зон разделяется, как мы видели, на стадии геотектогенеза, которые были охарактеризованы выше. Основываясь на данных о геотектоническом развитии типичной подвижной зоны, Ю. А. Билибин наметил три, а в дальнейшем пять стадий металлогенического развития. Другие ученые выделяли металлогенические стадии по разным принципам: в одних случаях (применительно к простейшим одноциклическим зонам) по геотектоническому: доорогенная, синорогенная, посторогенная (А. Циссарц, Г. Борхерт), в других — по петрологическому: добатолитовая, батолитовая и постбатолитовая (Х. М. Абдуллаев), в третьих, по времени проявления главных фаз складчатости: доскладчатая, соскладчатая, постскладчатая (Г. А. Твалчрелидзе).

Наиболее широко была распространена схема металлогенической стадийности Ю. А. Билибина, который выделял сначала раннюю, среднюю и позднюю, а затем начальную, раннюю, среднюю, позднюю и конечную стадии для всего цикла. Трехчленная стадийность Ю. А. Билибина широко применялась многими исследователями, и, несмотря на некоторые замечания, по существу применяется и теперь. С трехчленной металлогенической стадийностью хорошо коррелируются явления геотектогенеза (погружения и поднятия земной коры, напряжения сжатия и растяжения,

складчатость и разломы и др.) и магматизма (основного и кислого, вулканического и интрузивного, малых интрузий и вулканических комплексов и др.).

С различными металлогеническими стадиями связаны различные геологические формации, магматические комплексы, метаморфические и метасоматические образования. Ассоциации различных пород и рудной минерализации обуславливают те закономерности, которые изучает металлогения.

По пятистадийной схеме Ю. А. Билибина [3] в начальные и ранние этапы образуются вулканогенные колчеданные месторождения; месторождения хромитовые, титаномагнетитовые, медно-никелевые, ассоциирующие с интрузивами основного — ультраосновного ряда. Несколько позже возникают скарновые месторождения железа, меди, гидротермальные месторождения меди, молибдена, золота, серебра, свинца, цинка и др., связанные с гранитоидными батолитами и малыми интрузиями пестрого состава.

Для средних этапов характерны скарновые и гидротермальные месторождения вольфрама, молибдена, меди, золота и других металлов, сопровождающие гранитоиды, а также редкометальные пегматиты, грейзеновые и гидротермальные месторождения олова, вольфрама, молибдена, для которых характерна связь с аляскитовыми, лейкократовыми, аплитовидными, биотитовыми гранитами.

В поздние и конечные этапы образуются разнообразные, преимущественно гидротермальные, месторождения меди, молибдена, вольфрама, свинца, цинка, золота, серебра, олова, сурьмы, ртути, барита, флюорита и других полезных ископаемых, связанные с малыми интрузиями пестрого состава, а также с вулканогенными формациями андезит-липаритового ряда.

§ 3. РАЗВИТИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ Ю. А. БИЛИБИНА

Несмотря на широкое признание и распространение металлогенической схемы Ю. А. Билибина, она вызвала много замечаний. В схеме Ю. А. Билибина не отражены данные о металлогении докембрия, не вписываются в нее и крупнейшие структуры земной коры — области тектоно-магматической активизации. Однако Е. Д. Карпова считала, что поздние и конечные этапы этой схемы соответствуют выделяемым ей этапам тектоно-магматической и тектонической активизации.

Многие исследователи отмечали, что схема Ю. А. Билибина слишком универсальна, что придает ей излишнюю жесткость (В. Е. Хаин, Ю. М. Шейнманн, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, В. С. Коптев-Дворников и др.). Д. И. Горжевский считает, что главный недостаток этой схемы — отсутствие представлений о разных типах геосинклиналей, для каждого из которых процесс

развития специфичен. К. И. Сатпаев, И. И. Бок, Г. Б. Жилинский и др. обратили внимание на то, что в схеме Ю. А. Билибина недостаточно рассмотрены металлогения платформ и роль крупных разломов, слабо отражены вопросы петрологии и магматических формаций.

Н. С. Шатский считал, что развитие земной коры совершалось не циклично, а в виде единого процесса. Поэтому он полагал, что каледониды обусловили ход развития земной коры в палеозое, а герциниды с интенсивным гранитоидным магматизмом и необычайно пестрой и обильной металлогенией были материнскими для альпийской эпохи затухания эндогенных процессов. Металлогению в целом Н. С. Шатский предлагал рассматривать не по тектоническим периодам, а как непрерывную эволюцию земной коры от байкалид вплоть до альпид.

В. И. Смирнов, обращая главное внимание на соотношение тектоники, магматизма и эндогенного рудообразования в рамках геосинклинального цикла развития, во-первых, указал на то, что при металлогеническом анализе различных территорий мы часто имеем дело не с простыми одноциклическими, а со сложными полициклическими областями и регионами. Во-вторых, исходя из современных данных об особенностях геотектонического развития каждой геосинклинальной зоны и применяя формационный анализ магматических образований, он показал закономерности распределения разных типов оруденения в определенных частях геосинклинально-складчатых зон. В. И. Смирнов подчеркнул возможность возникновения магматических и рудных формаций не последовательно, а параллельно в разных геолого-структурных зонах геосинклинальных областей. Это положение используется некоторыми исследователями для объяснения металлогенической специализации различных металлогенических провинций и районов.

Г. А. Твалчрелидзе [45] отметил, что схема Ю. А. Билибина испытала в целом столь значительные изменения, что по существу от нее сохранилась лишь главная идея о закономерной связи рудообразования с общим процессом развития земной коры. Однако не следует забывать, что эта схема впервые обобщила огромный фактический материал и сыграла важную роль в развитии металлогенических исследований.

§ 4. ДРУГИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

Краткий обзор металлогенических концепций дан В. И. Смирновым [39]. Первая из них, доменная концепция металлогении, выражается в выделении площадей или «металлотектов» развития типоморфных месторождений (П. Рутье, П. Лаффит [21]). «Металлотекты» выделяются по времени тектонических движений, магматизма, метаморфизма и других процессов, с учетом палеогеографии и литологии. Такой подход к металлогеническому анализу, который применялся казахстанским коллективом под руко-

водством К. И. Сатпаева, В. И. Смирнов считает упрощенным и малоэффективным. Вторая — линеаментная концепция, относится к числу планетарно-металлогенических. Металлогеническое значение крупных разломов было известно давно, им придавалось большое значение не только в теории рудообразования (А. Локк, А. Сперр, Л. А. Вардапянц, В. Н. Котляр, В. И. Смирнов и др.), но и в металлогении. В последнее десятилетие этой концепции придерживаются В. Ландвер (1967 г.) и Р. Шуиллинг (1967 г.), а в нашей стране — М. А. Фаворская, Е. А. Радкевич и И. Н. Томсон.

М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др. [6] полагают, что выделение рудоконтролирующих планетарных разломов служит основой новых металлогенических построений. По мнению Я. Кутины, планетарные разломы пересекают континенты на примерно равном расстоянии друг от друга, причем при огромном протяжении их ширина достигает десятков и сотен километров. Такие разломы имеют в Северной Америке широтную ориентировку, в Южной Америке меридиональную. В Восточном Забайкалье разломы в виде зон мелкой трещиноватости имеют северо-западное и северо-восточное направления, в Приморье — северо-восточное и субширотное, в Южной Африке, по В. А. Баскиной, меридиональное и широтное направления.

М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др. подчеркивают закономерную приуроченность крупных рудных районов и месторождений к участкам пересечения рудоконцентрирующих тектонических зон разного направления. Несмотря на то, что такая закономерность давно известна и широко используется при поисках, авторы особенно подчеркивают значение именно планетарных тектонических зон, противопоставляя их металлогении в целом.

Признавая значение таких огромных зон в металлогении, все же не следует, как отмечает В. И. Смирнов, рассматривать их в качестве основы всех металлогенических построений. Однако эта концепция, не подменяя металлогению в целом, отражает важные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на многих континентах. Поэтому для металлогении важно выделение разрывных нарушений всех порядков от планетарных до региональных.

Стереометаллогеническая концепция предложена Л. Н. Овчинниковым, В. Д. Барановым, Э. Н. Лишневским и др. Она основана на определении положения рудных образований по отношению к поверхностям Мохоровичича и Конрада. Например, этим авторами показано, что медноколчеданные зоны расположены по отношению к поверхности Конрада на расстоянии 12—18 км, а полиметаллические месторождения (например, Змеиногорско-Зырянской зоны Алтая) — на расстоянии 14—23 км. Подобные определения геофизическими методами были сделаны также для колчеданных месторождений Урала, для рудных месторождений Охотско-Чукотского пояса (П. В. Бабкин и др., 1978 г.), для Забайкалья (см. гл. I, § 2).

Сведения о глубинной геологии несомненно имеют значение при металлогеническом анализе, но, как отмечает В. И. Смирнов, неоднозначность интерпретации геофизических данных, а также изменчивость положения границ Мохоровичича и Конрада в процессе геологического развития, затрудняют исследования.

§ 5. ГИПОТЕЗА ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Эта гипотеза, изложенная Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым и В. М. Моралевым [11], а также другими, особенно зарубежными учеными, основана на существовании двух оболочек Земли — литосферы и астеносферы, и, в известной степени, на возрождении представлений А. Вегенера о движении континентов.

Литосфера, имеющая глубину залегания 70 км под океанами и до 100 км под континентами, состоит, по представлениям сторонников гипотезы, из изолированных соприкасающихся плит, пассивно реагирующих на активность астеносферы. Эта активность влияет на плиты по границам их соприкосновения, где они раздвигаются (спрединг), и в тех местах, где они сходятся и одна плита погружается, поддвигаясь под другую (субдукция). Эти явления, по мнению сторонников гипотезы, протекают и в настоящее время, определяя процессы, происходящие в земной коре.

Предполагается, что зарождение и наращивание литосферных плит происходят в областях спрединга (срединно-океанические хребты и зоны океанических рифтов), а уничтожение — в областях субдукции (системы островных дуг и глубоководных желобов), где они скучиваются, сталкиваются и погружаются в астеносферу. Наращивание и компенсированное уничтожение плит, по мнению сторонников гипотезы, сопровождаются их перемещениями на большие расстояния в тысячи километров в горизонтальном направлении, причем вместе с ними перемещаются и континенты, поскольку они как бы впаяны в эти литосферные плиты. Перемещения плит происходят и по трансформным разломам, раскалывающим океаническую кору и продолжающимся на континентах (С. Уилсон, 1965 г.).

Перемещения плит обусловлены конвекционными токами, возникающими в астеносфере при ее разогревании теплом мантии и ядра Земли. При этом с восходящими токами связаны срединно-океанические хребты, а с нисходящими — островные дуги. На границе верхней и средней мантии нисходящие токи от систем островных дуг заворачивают кверху к срединно-океаническим хребтам. Цикл обращения вещества при постоянной скорости спрединга в 4—6 сантиметров в год и горизонтальном размере конвекционной ячейки в 5—6 тыс. км (Г. Хесс, 1962 г.) составляет 200—300 млн. лет.

Гипотеза тектоники плит опирается на ряд фактов. Это, во-первых, данные о тростнии дна океанов, где выделяют три типа структур: 1) океанические или континентальные окраины тихоокеанского типа с островными вулканическими дугами, глубоко-

водными желобами и пассивные окраины атлантического типа; 2) абиссальные океанические впадины с глубиной водной оболочки 5—6 км (талассократоны); 3) срединно-океанические хребты с рифтовыми долинами в гребневой части. Г. Хессом и Р. Дидцем были обнаружены полосовые магнитные аномалии, параллельные океаническим хребтам. Доказано существование зон Заварицкого-Беньофа и их сейсмофокальный характер. Установлено, что вулканические дуги континентальных окраин тихоокеанского типа располагаются на континентальной коре, причем для них характерен высокий тепловой поток, положительные гравитационные аномалии и повышенная сейсмичность. При этом очаги землетрясений приурочены к зонам разломов (типа зон Заварицкого-Беньофа), имеющих относительно пологое падение от глубоководного желоба под островную дугу.

Андийские окраины континентов иные. Здесь нет островных дуг, глубоководных впадин и окраинных морей, а сейсмофокальные зоны Заварицкого-Беньофа имеют более пологое падение.

Гипотеза тектоники плит, получившая название «Новая глобальная тектоника», серьезно критикуется многими учеными. Во-первых, ее отрицают так называемые фиксисты (В. В. Белоусов, Ю. М. Шейнманн, А. А. Пронин, А. и Г. Мейерхофф и др.). Другие исследователи, принимая допущение мобилизма о дрейфе континентов, считают не доказанными понятия спрединга и особенно субдукции. Например, А. В. Пейве полагает, что движения континентов происходят не только по астеносфере, но также и по поверхностям Мохоровичича и Конрада. Многие ученые, признавая существование зон Заварицкого-Беньофа, не принимают представления о явлениях субдукции, призывают к осторожности в трактовке и понимании представлений о спрединге и движении плит (А. Д. Щеглов, 1976 г.; Е. А. Радкевич, 1974 г.; Л. И. Красный, 1976 г. и др.). В. И. Казанский, И. П. Лаверов и А. И. Тугаринов основное значение придают эволюции земной коры.

Гипотеза тектоники плит противоречит теории геосинклиналей, которая развивалась в течение многих лет на основе фиксистских позиций. Поэтому многие сторонники новой глобальной тектоники отвергают классические представления о геосинклиналях и геотектоническом цикле. Однако некоторые мобилисты пытаются совместить понятия тектоники плит и геосинклинальных складчатых поясов. Так Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин и В. М. Моралев [11] в качестве современных геосинклиналей рассматривают системы островных дуг, внутренние моря типа Средиземного, системы глубоководных желобов и активных континентальных окраин, но отрицают единую классическую схему развития геосинклиналей. Применяя метод актуализма, ряд сторонников тектоники плит (Дж. Дьюи, Дж. Берд, У. Дикинсон и др.) рассматривают современные океаны как геосинклинали.

Новая глобальная тектоника, широко распространявшаяся за рубежом, несомненно интересна, так как опирается на новые данные по океанографии, петрологии, геофизике и др., помогает

выяснить суть некоторых явлений, необъяснимых с позиций фиксизма. Однако не все положения новой глобальной тектоники достаточно аргументированы, не всегда подтверждены фактическими данными. Например, представлениям о крупных горизонтальных движениях земной коры противоречат сведения о значительных вертикальных перемещениях по глубинным разломам. Поэтому приходится допускать, что горизонтальные перемещения материков зависят не от движения литосферных плит на уровне границы Мохоровичича, а от значительно более глубинных процессов.

Таким образом, согласно представлениям новой глобальной тектоники, земная кора и верхняя мантия расчленены рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов, а также островными дугами с глубоководными желобами на огромные блоки — плиты, которые и составляют основной каркас земной коры. Такие жесткие блоки, или пластины, мобильны, по расчленяющим их зонам разломов они сдвигаются, напозают друг на друга или раздвигаются. Их мобильность связана с пластичностью астеносферы. Разделяющие их швы представляют собой зоны проявления магматической активности, в частности, повышенного вулканизма. Для этих зон характерны повышенная сейсмичность и поступательные потоки тепла по разломам.

Активные металлогенические процессы протекают на границах соприкосновения литосферных плит в зонах субдукции или спрединга. Поддвиг океанической плиты толщиной до 100 км под континентальную с проникновением ее в верхнюю мантию происходит на глубину 700—800 км. При этом возникновение магматических комплексов и рудных формаций зависит от наклона зоны субдукции и скорости погружения океанической плиты.

По данным Р. Силлитое, при погружении океанической плиты Наска под Южноамериканский континент проявляется эндогенная зональность: железо-медные месторождения образовывались ближе к берегу на глубине 80 км, полиметаллические (медь—цинк—свинец—серебро) дальше от берега до глубины 200 км, еще далее формировались оловянные месторождения (на глубине 300 км и более).

Е. Садецки-Кардош в зоне субдукции выделил три зоны: эписону плавления магмы глубиной 40—60 км, мезозону — 200—300 км и гипозону — 600—700 км.

В советской литературе концепция тектоники плит рассматривалась с точки зрения металлогении особенно детально А. А. Ковалевым [18] и Г. А. Твалчрелидзе [45]. Г. А. Твалчрелидзе считает, что попытки моделирования металлогении конкретных регионов, основанные на мобилистских тектонических концепциях, но не учитывающие различий металлогении складчатых поясов, платформ и областей тектоно-магматической активизации, не могут претендовать на достоверность и прогнозное значение.

В. И. Смирнов считает, что концепция неотектоники, которая сводится к непрерывному поддвиганию океанических плит под

континентальные, переплавлению вещества и возникновению плутонического, субвулканического, вулканического подводного и наземного магматизма, с образованием набора эндогенных рудных месторождений, несостоятельна. Полностью не разработаны стороны процесса:

1) механическая, когда базальтовая плита толщиной в 100 км вдавливается в более твердый субстрат;

2) энергетическая, когда предполагается, что выплавление магмы при субдукции обусловлено трением взаимодействующих плит;

3) петрологическая — сомнительно, чтобы взаимодействие плит приводило к образованию полного ряда магматических пород;

4) геологическая — гипотеза не способна обосновать направленность, необратимость и цикличность развития земной коры.

Отмеченные В. И. Смирновым противоречия объясняют то, что применение концепции плит не привело к открытию каких-либо рудных месторождений.

§ 6. ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ

При изучении металлогении мы встречаемся с разными типами зональности объектов исследования, что дает возможность проводить сопоставление их между собой и выявлять закономерности размещения месторождений и их поисковые признаки. Выделяют следующие типы зональности: геотектонический, геолого-формационный, геохимический, петрохимический, эволюционный, или временной, фацально-метаморфический, метасоматический, энергетический и др. Между некоторыми типами устанавливаются связи, которые приводят к выделению обобщенной сложной металлогенической зональности, используемой для прогноза рудности в планетарном и региональном масштабах.

Широко известна и в свое время привела к открытиям сульфидно-касситеритовых месторождений Дальнего Востока геотектоническая зональность, намеченная С. С. Смирновым [40, 41]. Изучение тектонической, магматической и металлогенической зональностей Ю. А. Билибиным, Е. А. Радкевич, М. И. Ицксонном и др. на Северо-Востоке СССР привело к открытию месторождений золота и олова. Установление И. Ф. Григорьевым и В. П. Нехорошевым геотектонической и металлогенической зональности на юго-западе Алтая способствовало открытиям полиметаллических месторождений и др.

Рассматривая металлогению (минерагению) как совокупность закономерностей размещения минеральных месторождений в пространстве и во времени, различают планетарную металлогеническую зональность, характерную для всей планеты, и региональную, проявляющуюся в отдельных регионах и тектонических структурах.

Металлогеническая зональность планетарного типа особенно четко представлена Тихоокеанским геотектоническим поясом (рис. 8), в котором выделяются золотое и медное кольца [35], окружающие Тихий океан по разломной структуре этого пояса (рис. 9, 10). Подобная зональность, изученная менее детально, намечается в сходной структуре Средиземноморско-Гималайского пояса, а также в некоторых других линейных элементах. М. В. Муратов выделяет, кроме того, Урало-Монгольский, Атлантический, Арктический и Калский пояса, разделяющие древние платформы.

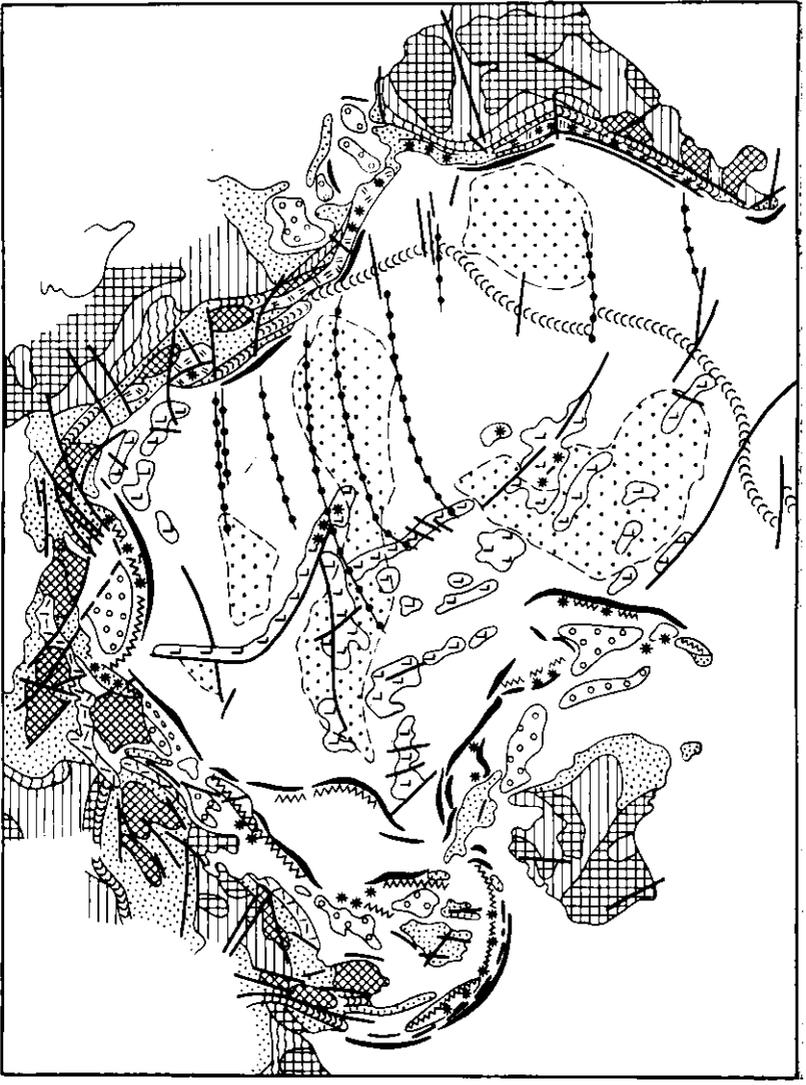
Планетарный тип зональности другого характера, обусловленный ортогональными разломными структурами на континентах, охарактеризован М. А. Фаворской [6]. На территориях Азии, Северной и Южной Америки рудоконцентрирующие структуры имеют широтное направление, а на западе Европы и Африки — меридиональное (рис. 11). К пересечениям и сопряжениям разломов, по ее мнению, приурочены крупнейшие месторождения мира (рис. 12). Менее изучена зональность, выраженная планетарной трещиноватостью.

Региональная зональность земной коры, отраженная положением поверхностей Мохоровичича и Конрада, обусловлена строением верхней мантии и подтверждается результатами геофизических исследований. Она выражается также в геотектоническом строении и, прежде всего, в разломной тектонике. Результаты изучения геотектоники, подтвержденные космической съемкой земной поверхности, свидетельствуют о широком распространении в земной коре глубинных разломов. Длительность развития этих разломов, большая протяженность, приуроченность к ним магматических образований обуславливают зональность разных типов: геотектоническую, магматическую, метасоматическую, геохимическую и металлогеническую. Особую роль играют зоны глубинных разломов Заварицкого-Беньофа, с которыми стороны новой глобальной тектоники связывают магматическую и металлогеническую зональности планетарного типа.

Региональная металлогеническая зональность обусловлена не только разломной тектоникой глобального или локального характера, но и структурами центрального типа с магматическими интрузивными, вулканогенными, вулканогенно-интрузивными, метаморфическими и метасоматическими комплексами. Доминирующие металлогенические представления о линейно-поясовом размещении месторождений в земной коре до некоторой степени упрощены и должны быть расширены. Несомненно широко распространены рудно-минеральные пояса, которые контролируются не только разломами, но и литологическим составом толщ, интрузивными массивами, поясами малых интрузий, экструзивов, субвулканических образований и др.

Первую классификацию рудных поясов дал В. И. Смирнов, который еще в 1931 г. выделил три типа: 1) образованные вдоль крупных разрывов; 2) формирующиеся на сочленении зон различной мобильности; 3) контролирующиеся разломами фун-

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17



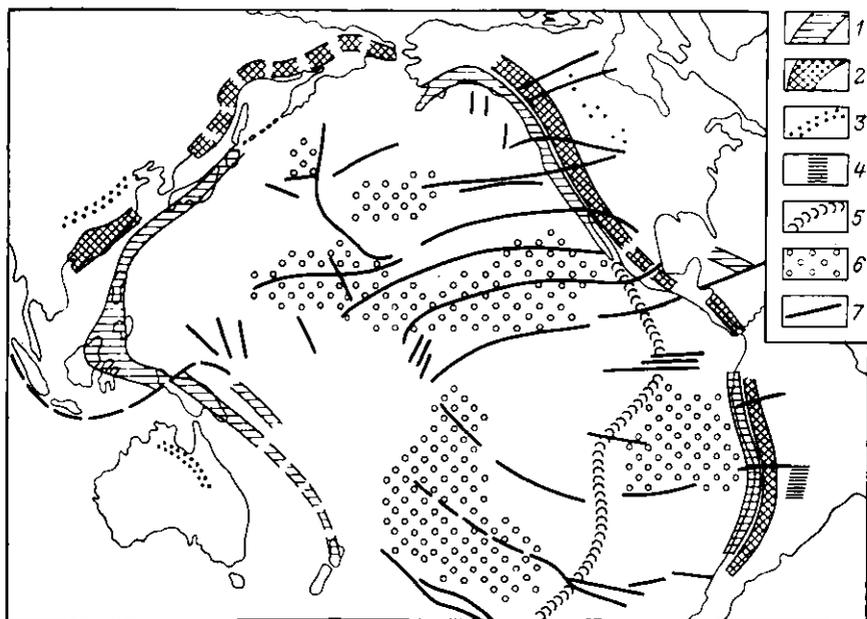


Рис. 9. Великое медное кольцо Тихоокеанского геотектонического пояса. По М. И. Ицксону.

1 — внутренний концентр — сложны пояса с медным оруденением в областях мезозойской и кайнозойской складчатости; 2 — периферический концентр — пояса с медным оруденением орогенного этапа развития геосинклиналей; 3 — разновозрастные зоны с медным оруденением различных типов на щитах и платформах; 4 — экзогенные концентраты меди в рифтовых впадинах (тип Коро-Коро); 5 — гипотетическая зона медного оруденения рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского подводного хребта (медь в ассоциации с хромом, платиной, золотом, никелем); 6 — ареалы распространения глубоководных железомарганцевых конкреций с медью, никелем, кобальтом; 7 — крупнейшие разломы.

Рис. 8. Основные геотектонические элементы Тихоокеанского сегмента земной коры. По М. И. Ицксону.

Континентальная земная кора: 1 — древние ядра щитов, 2 — платформенный чехол, 3 — краевые и перикратонные прогибы, 4 — геосинклинально-складчатые области, 5 — массивы срединные, остаточные, пограничные и др., частично погруженные под уровень моря; 6 — мозаичная земная кора переходного типа (глубоководные впадины окраинных морей); земная кора океанического типа: 7 — ареалы наиболее интенсивного подводного базальтового вулканизма и вулканические нагорья, 8 — глубоководные впадины (желоба, рвы), 9 — Восточно-Тихоокеанский и Южно-Тихоокеанский подводные хребты (океаническая рифтовая система), 10 — ареалы распространения глубоководных железомарганцевых конкреций (предполагаемые ареалы интенсивной подводной дегазации); трансрегиональные пограничные вулканоплутонические пояса: 11 — окраинно-континентального типа (Риолитовая линия), 12 — окраинно-океанического типа (Андезитовая линия), 13 — совмещенного окраинно-континентального и окраинно-океанического типов; 14 — континентальные рифтовые системы, главнейшие разломы и шовные зоны; 15 — трансформные и прочие разломы; 16 — Великие океанические разломы; 17 — современные, частично позднегеретичные вулканы (Огненный пояс Тихого океана).

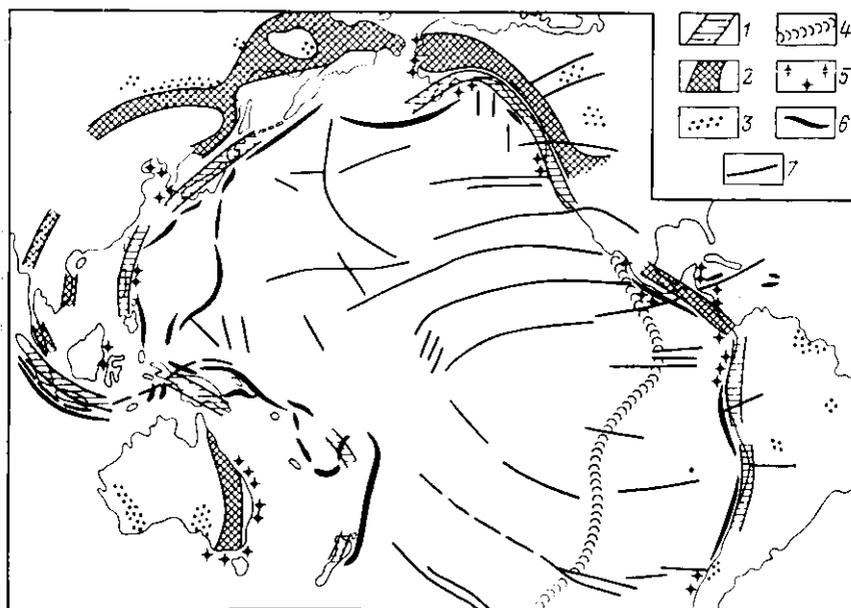


Рис. 10. Великое золотое кольцо Тихоокеанского геотектонического пояса. По М. И. Ицксону.

1 — внутренний концентр — сложные пояса с золотым оруденением в областях мезозойской и кайнозойской складчатости; 2 — периферический концентр — пояса с золотым оруденением орогенного этапа развития геосинклиналей; 3 — разновозрастные зоны с золотым оруденением различных типов на щитах и платформах; 4 — гипотетическая зона золотого оруденения рифтовой системы Восточно-Тихоокеанского подводного хребта (золото в ассоциации с хромом, платиной, никелем, медью); 5 — золотосодержащие прибрежные и морские россыпи (пляжевые, дюнные, подводные); 6 — глубоководные впадины; 7 — крупнейшие разломы

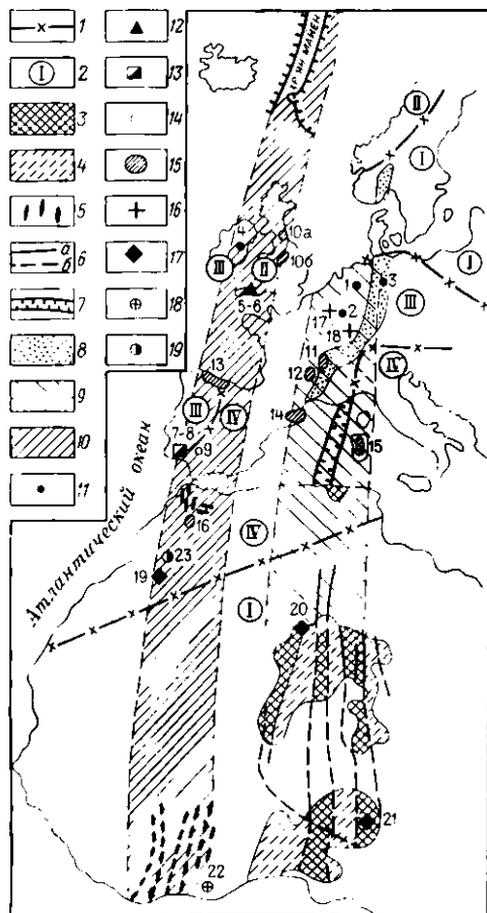
дамента. Позже классификацию рудных поясов рассматривали Г. А. Твалчрелидзе (по сопряжению вулканогенных и терригенных геосинклиналей), А. И. Семёнов (по характеру структурно-металлогенических зон), Г. И. Щерба (по геотектоногенам, отражавшим зоны проникновения эндогенного вещества из мантии в земную кору). А. Д. Щеглов выделяет рудные пояса геосинклинальные (стадии общего геосинклинального прогибания, стадии восходящих движений) и главных фаз складчатости, стадии консолидации складчатости) и наложенные.

В. И. Смирнов различает разные порядки зональности: зональность региональных рудных поясов, обусловленную глубинными зонами земной коры и подкорового пространства, контрастно выраженную; зональность рудных узлов, отвечающую уровням родоначальных интрузивов и верхним зонам земной коры, и зональность рудных тел. Последний тип к региональной зональности не относится.

Таким образом, первый и главный тип металлогенической зональности, который необходимо учитывать при металлогени-

Рис. 11. Схема структурного положения крупных рудных узлов на западе Европы и Африки. По М. А. Фаворской с использованием данных Г. Штилле, В. В. Белоусова и В. Е. Хайна.

1 — границы структурно-фациальных зон; 2 — структурно-фациальные зоны (цифры в кружках): I — докембрийский комплекс; II — области каледонской складчатости, III — области герцинской складчатости и срединные массивы, IV — области альпийской складчатости (Линийско-Нигерийский пояс); 3 — выступы раннедокембрийского основания; 4 — позднедокембрийские образования; 5 — простирание складчатости; 6 — разломы доказанные (а) и предполагаемые (б); 7 — Лигурийско-Средиземноморский грабен; 8 — зона Рейфского орогенеза; 9 — восточная; 10 — западная; 11 — крупные рудные узлы и месторождения: 11 — свинцово-цинковые (1 — Метген, 2 — Мехеррих, 3 — Раммельсберг, 4 — Новаи); 12 — оловянно-полиметаллические (5 — Корнуэлл, 6 — Уил-Джейн); 13 — медные (7 — Рио-Тинто, 8 — Тарсен); 14 — ртутные (9 — Альмаден); 15 — флюоритовые (10 — Пешинские горы; а — северная часть, б — южная часть, 11 — массив Морван, 12 — Ланжак, 13 — месторождения Астурии, 14 — месторождения Жерони, 15 — месторождения Сардинии, 16 — Эль-Хамман); 16 — баритовые (17 — месторождения Вельгин, 18 — Бад-Лаутербург); 17 — редкометалльные и оловоносные пегматиты и граниты (19 — район гор Анти-Атлас и Джебель, 20 — Ахаггар, 21 — плато Джос); 18 — золоторудные (22 — месторождения Ганы); 19 — месторождения кобальта (23 — Бу-Азерб).



ческих исследованиях — зональность планетарная, обусловленная глубинным строением земной коры и геотектоникой.

Б. А. Андреев, Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, Г. И. Менакер, В. В. Белоусов, В. Е. Хайн, М. И. Ицксон, Г. А. Твалчрелидзе и др. установили связь региональной металлогенической зональности с глубинным строением земной коры и верхней мантии. Выявлено, что многие металлогенические зоны приурочены к неровностям поверхности Мохоровичича. Для Уральской металлогенической провинции характерна повышенная мощность базальтового слоя (до 38 км), с чем связано широкое распространение основных пород и медноколчеданного оруденения. На Кавказе установлена связь колчеданной минерализации с увеличенной мощностью базальтового и гранитного слоев [43]. Установление на Кавказе металлогенических зон Л. А. Варданянцем, В. Н. Котляром и И. Г. Магакьяном и др. имело большое значение при поисках месторождений полезных ископаемых.



Глава IV

Геосинклинально-складчатые пояса

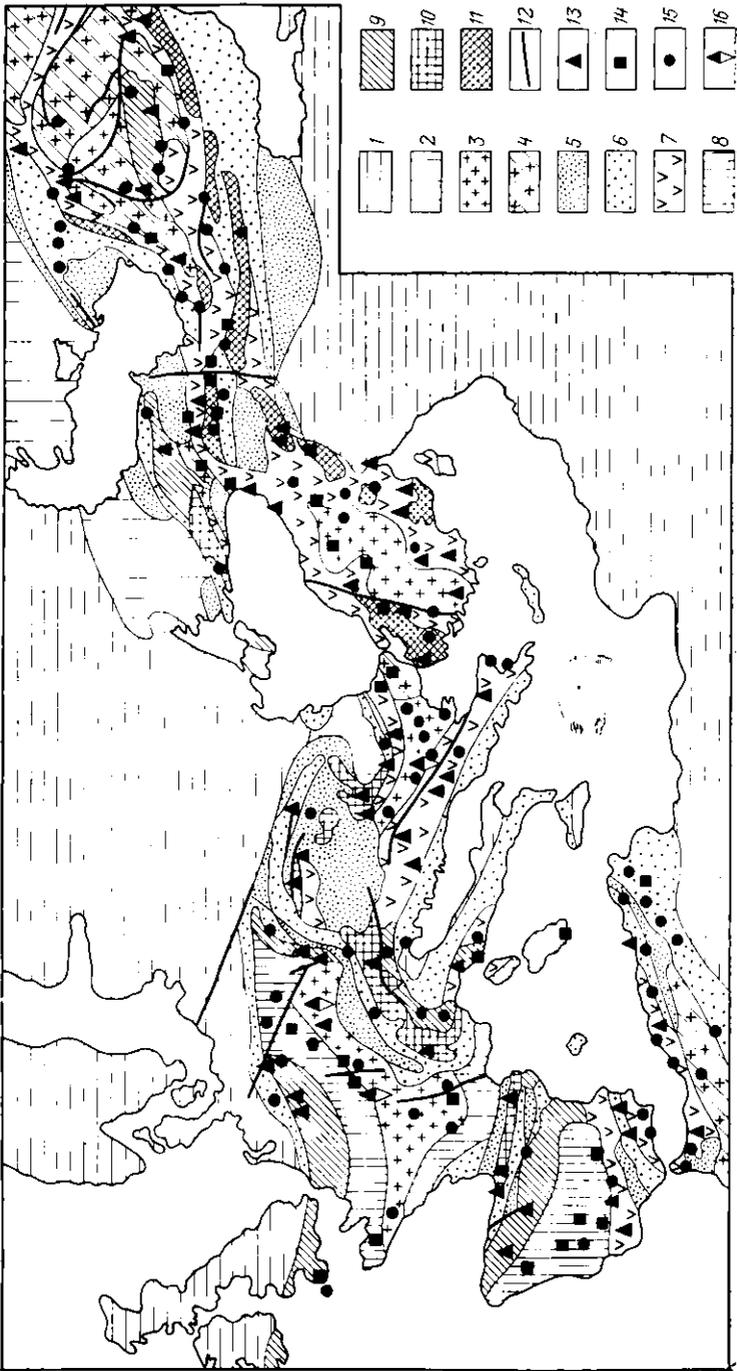
Геосинклинально-складчатые пояса (Урало-Монгольский, Средиземноморский, Тихоокеанский, Атлантический) представляют собой крупнейшие планетарные структуры земной коры. Развиваясь на древнем основании в виде ранних прогибов очень большого протяжения (до многих сотен или тысяч километров) и ограниченной ширины (десятки, первые сотни километров), они выполнялись вулканогенными и осадочными породами, испытавшими впоследствии складчатость и другие деформации, а также метаморфизм.

Тихоокеанский пояс окружает впадину Тихого океана. Для него характерна планетарная квазиконцентрическая геотектоническая зональность. Этот уникальный пояс формируется с докембрия до настоящего времени, сохранив современные активные геосинклинальные области.

Другой огромный линейный и складчатый пояс — Средиземноморский, также протягивающийся на огромное расстояние. В него входят геосинклинально-складчатые области позднепротерозойские, палеозойские, мезозойские — невадийские и кайнозойские — ларамийские (рис. 13). В этом поясе размещаются герцинская

Рис. 12. Схема размещения оруденения, приуроченного к рудоконцентрирующим сквозным структурам континентов. По *И. Н. Томсону и М. А. Фаворской* (с дополнениями по *Э. Булларду, П. Н. Кропоткину* и др.).

Пласти: 1 — Тихоокеанская, II — Американская, III — Африканская, IV — Индийская, V — Евразийская, VI — Антарктическая, VII — Китайская, VIII — Филиппинская, IX — Паска. I — океанические хребты; 2 — трансформные разломы; 3 — границы плит на континентах; 4 — рудоконцентрирующие структуры; 5 — направления растягивающих усилий; 6 — важнейшие рудные объекты (цифры на схеме): 1 — Клячка (Pb — Zn), 2 — Дальнее (Pb — Zn), 3 — Черчинский Завод (Pb — Zn), 4 — район Большого Медвежьего озера (U), 5 — Сулливан (Pb — Zn), 6 — Кер д'Ален (Pb — Zn — Ag), 7 — Бьюлт (Cu), 8 — Тинтик (Pb — Zn), 9 — Гендерсон (Mo), 10 — Теллурид-Сильвертон (Au), 11 — Крамер (V), 12 — Маунтин-Пас (TR), 13 — Моренси (Cu), 14 — Три-Стейт (Pb), 15 — верховья Миссисипи (Pb), 16 — Центральный Кентукки (Pb), 17 — Абитибя (Au), 18 — Салбери (Cu, Ni), 19 — Батерст (Pb — Zn), 20 — Франклин (Zn), 21 — Серро-де-Паско (Cu — Pb — Ag), 22 — Токепала и Куахоне (Cu), 23 — Льяльягуа (Sn, Ag), 24 — Потоси (Sn, Ag), 25 — Чукикамата (Cu), 26 — Эль-Сальвадор (Cu), 27 — Эль-Теньенте (Cu), 28 — Тапира, Араша (карбонатиты), 29 — пегматиты штата Минас-Жерайс, 30 — Наваи (Pb — Zn), 31 — Корнуэлл (Sn), 32 — Мерген (Pb — Zn — Ag), 33 — Раммельсберг (Pb, Zn, Ba), 34 — Альмаден (Hg), 35 — Морван (F), 36 — флюоритовые месторождения Сардинии, 37 — Бу-Аззер (Co, Ni), Эль-Хаммам (F), 38 — Ахаггар (Sn), 39 — Аур (Sn), 40 — Джос (Sn), 41 — золоторудные месторождения Ганы, 42 — Северное Лугулу (TR), 43 — медные месторождения Замбии, 44 — Бушвельд (Pt, Ni, Sn); 45 — Витватерсрайд (Au), 46 — Лост Ривер (Au), 47 — Фербенкс (Au), 48 — Джуно-Тредвелл (Au), 49 — Пайн-Пойнт (Pb — Zn), 50 — Эстиан (Ba)



складчатая область Западной Европы, Северный Кавказ, Туркмения, Южный Узбекистан.

Третий складчатый пояс — Уральский, или, по М. В. Муратову, Урало-Монгольский. Он имеет сложное строение и состоит из байкальских складчатых областей Енисейского края, Саян, Алтая, Центрального Казахстана, герцинских складчатых областей Урала, Восточного Казахстана, Южного Тянь-Шаня, Южной Монголии и раннемезозойской Монголо-Охотской складчатой области.

Малые пояса, такие, как Внутриафриканский, Бразильский и др., расположенные между древними архейскими массивами, образовались в начале раннего протерозоя.

Складчатые области отдельных поясов разделены между собой и отделяются от соседних платформ глубинными разломами, многие из которых имеют планетарный характер и представлены сложными ветвящимися системами.

В геосинклинально-складчатых поясах выделяются структурно-формационные зоны, которые характеризуются специфическими формациями.

1. Ранние прогибы первичных геосинклиналей обычно выполнены кремнисто-диабазовой, диабазовой туфо-лавовой, силитовой туфо-лавовой, вулканогенно-кремнистой, а также яшмово-кремнистой и терригенными формациями. Магматические формации недифференцированные и последовательно дифференцированные.

2. Вторичные геосинклинальные прогибы выполнены андезитовыми, дацит-липаритовыми и флишевыми формациями. Магматические формации контрастные.

3. Для зон центральных и периферийных поднятий первичных геосинклиналей характерна габбро-диорит-граноспеллитовая интрузивная формация (особенно вдоль глубинных разломов).

4. Зоны грабен-синклинориев и горст-антиклинориев по глубинным разломам с развитыми в них вулкано-интрузивными формациями и комплексами.

Рис. 13. Металлогеническая схема Средиземноморского пояса. По Г. А. Твалчре-лидзе.

Геосинклинальное обрамление: 1 — древние платформы и зоны каледонской складчатости; 2 — эпипалеозойские платформы, перекрытые чехлом мезо-кайнозойских осадков; срединные массивы: 3 — обнаженные на поверхности, 4 — перекрытые новейшими осадками; внешние многоосинклинальные зоны: 5 — передовые и межгорные прогибы, наложенные впадины, 6 — многоосинклинали; внутренние эвгеосинклинальные зоны: 7 — вулканогенного типа, 8 — терригенного типа, 9 — сланцевого типа; геосинклинали: 10 — унаследованного типа, 11 — остаточного типа; 12 — главнейшие глубинные разломы. Эндогенные месторождения основных групп рудных формаций: 13 — шазвитовой и типа Лап-Диль, хромитовой, пиролюзит-исломелановой, медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической (геосинклинальной стадии); 14 — перматитовой, грейзеновой и кварцево-жильной, олова, вольфрама, молибдена, скарново-магнетитовой, жильной и метасоматической кварц-полиметаллической, часто с гематитом, медно-молибденовой порфировой (раннеорогенной стадии); 15 — жильной кварц-карбонат-свинцово-цинковой, часто с баритом и др., медистых сланцев и песчаников, стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных породах, сурьмяно ртутной (позднеорогенной стадии); 16 — древние метаморфизованные месторождения

Среди палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областей выделяются срединные массивы. Являясь своеобразными структурно-формационными зонами складчатых поясов, они бывают сильно нарушены глыбовыми складками, крупными разломами и осложнены проявлениями магматизма, которые захватывают и соседние складчатые системы. А. Д. Щеглов рассматривает срединные массивы как самостоятельные структуры наряду с платформами и геосинклиналями, которые в металлогеническом отношении имеют промежуточные признаки всех трех основных структур земной коры — платформ, геосинклиналей и областей активизации.

Глава V

Металлогения геосинклиналей

Геосинклинали подразделяются на эвгеосинклинали, сложенные в основном вулканогенными породами, и многогеосинклинали, характеризующиеся слабой магматической активностью и выполненные сланцами, известняками, флишем с незначительным развитием магматических вулканогенных пород, иногда представленных только силлами.

Геосинклинальные пояса бывают простыми моноциклическими и сложными полициклическими. Сложные геосинклинальные пояса развиваются в течение нескольких эпох, иногда охватывающих периоды до 1,5 млрд. лет. Таковы Средиземноморский и Тихоокеанский пояса. В отличие от геосинклинальных поясов геосинклинальные области представляют собой их сегменты, отличающиеся временем проявления орогенических движений [46].

В поперечном направлении геосинклинальные пояса и области подразделяются на геосинклинальные системы (Урал, Сихотэ-Алинь, Большой Кавказ, Малый Кавказ и др.). Однако и геосинклинальные системы представляют собой не простые прогибы, а несколько прогибов (частные геосинклинали), разделенных узкими поднятиями (частные внутренние геоантиклинали, или интра-геоантиклинали).

Вопрос о возникновении геосинклинальных зон обсуждался многими учеными. Наиболее широко были распространены представления о погружениях дна океанов, рассматривавшихся как геосинклинали или грабен-синклинали, возникавшие по глубинным разломам в результате растяжения. Однако этим представлениям противоречат данные сторонников гипотезы о развитии геосинклиналей не только на океанической, но и на континентальной коре, а также взгляды сторонников новой глобальной тектоники.

Вторая модель основана на предположениях о существовании древних океанов, каждый из которых представлял собой ложе геосинклинальной системы, об одновозрастности всех базитов

офиолитовых поясов и других произвольных допущениях. Столь же малоприменяема и модель рифтогенной стадии с раздвиганием континентальной коры и образованием зияющего пространства, в котором и обнажался базальтовый слой.

В. И. Смирнов считает приемлемой модель заложения и развития эвгеосинклиналей в связи с глубинными структурами типа зон Заварицкого-Беньюфа, которые могли служить каналами поступления масс базальтоидного материала из подкорового пространства. Он предполагает, что магматические серны внедрялись в определенной последовательности:

1) базальт-андезитовая серия, которой сопутствует габбровая формация с титаномагнетитовым оруденением (до габбро внедрялись перидотиты);

2) дацит-риолитовая калий-натровая (кератофировая) серия с интрузиями плагногранитов и плагносенитов и скарновыми месторождениями железа и меди;

3) перидотиты;

4) недифференцированные афировые базальты, не несущие оруденения;

5) дифференцированная контрастная базальт-липаритовая формация с медным и медно-цинковым оруденением;

6) последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация с преобладающим медно-цинково-свинцовым оруденением.

Эта последовательность отнюдь не является всеобщей. Кроме того, В. И. Смирнов среди офиолитовых поясов выделяет пояса полного и неполного развития. Пояса полного развития с четырьмя магматическими формациями (интрузивные перидотиты, габбро, плагнограниты, вулканиты) характеризуются преимущественно медноколчеданным оруденением, магматическими (хромитовые, титаномагнетитовые), скарновыми (железные, медные) и колчеданными месторождениями. Примером поясов такого рода служит Урал.

При неполном развитии магматические породы представлены более кислыми разновидностями, формации основных пород — перидотитовая и габброидная редуцированы. Связанные с такими формациями месторождения относятся к иной рудной формации — колчеданно-полиметаллической. Поясом такого типа В. И. Смирнов считает Рудный Алтай. Следует иметь в виду, что проблема эта изучена недостаточно и что некоторые исследователи относят такие районы к типу вторичных геосинклиналей.

§ 1. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Металлогения первичных эвгеосинклиналей

Первичные или ранние эвгеосинклинальные пояса закладывались на океанической коре различного возраста от архея — протерозоя до четвертичного периода [44]. Обычно они характеризуются

линейным протяжением на несколько тысяч километров при ширине до 200 км и более. Часто они состоят из ранних прогибов — эвгеосинклиналей, переходящих во внутренние геосинклинали. Прогибы отличаются большой глубиной, достигающей 10—12 км, и выполнены слабо дифференцированными андезит-базальтами толентового ряда, в глубоко погруженных частях сильно складчатыми и метаморфизованными. Особенно характерны центральные прогибы с региональным метаморфизмом вулканогенных и подчиненных им терригенных и карбонатных пород.

Мощность вулканогенно-терригенных толщ в геосинклинальных поднятиях меньше, но они также складчаты и дислоцированы, особенно по разломам. Нередко вдоль них размещаются вулканические аппараты, а также субвулканические интрузии в виде даек, штоков, силлов, сложенных диабазами, габбро-диабазами и другими основными породами. С такими зонами, особенно сложными контрастно или непрерывно дифференцированными субвулканическими образованиями, тесно связаны многочисленные серно- и медно-цинковые промышленные месторождения.

К поднятиям приурочены гипабиссальные интрузии габбро, плагиогранитов, сиенитов, сиенито-диоритов и монцититов в виде небольших и крупных массивов. Эти образования принадлежат к гипабиссальной или вулканоплутонической (вулканогенно-интрузивной) фациям.

Металлогения эвгеосинклиналей характеризуется чрезвычайной специфичностью [10].

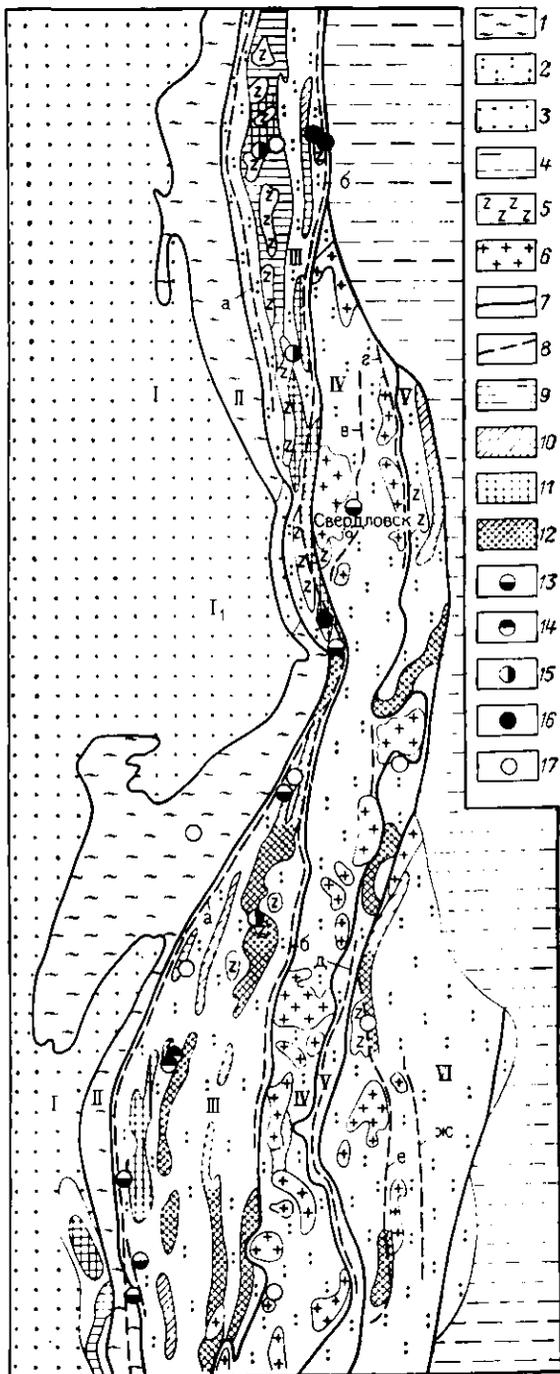
В Уральской эвгеосинклинали в первую стадию образовывались малопродуктивные вулканы недифференцированной базальтовой формации. В следующую стадию накапливались сначала контрастная базальт-липаритовая, а затем непрерывная базальт-андезит-дацит-липаритовая [31].

На Южном Урале широко распространены вулканы основного состава — диабазы, андезит-базальты, базальты, менее распространены кислые вулканы — дацитовые и липаритовые порфиры. Последние чаще слагают древние вулканические аппараты или залегают в виде субвулканических тел. С кислыми членами вулканогенных комплексов в пространстве и во времени тесно связано колчеданное оруденение (рис. 14). Интересно, что вулканогенно-осадочные слоистые руды в туфогенно-осадочных отложениях на глубину нередко переходят в гидротермально-метасоматические руды, замещающие взрывные брекчии и туфы жерловых зон.

Второй тип рудоносных структур эвгеосинклинали Южного Урала — кальдерообразные депрессии, ограниченные кольцевыми и дугообразными разломами. Приуроченные к ним медноколчеданные месторождения обычно простые, образованные в один вулканический этап (Абсайское месторождение) или в два и более этапов (Блявинское рудное поле и др.). Месторождения часто располагаются в секториальных блоках, ограниченных дугвыми и радиальными разломами. Жерловые и особенно поздние субвулка-

Рис. 14. Схема расположения меднорудных зон Среднего и Южного Урала. По В. А. Прокину, В. М. Седову, В. Н. Воробьеву.

1 — докембрийские преимущественно осадочные метаморфизованные породы; 2 — среднепалеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы; 3 — преимущественно верхнепалеозойские осадочные породы; 4 — мезо-кайнозойские отложения; 5 — среднепалеозойские габбронидные интрузивные породы; 6 — позднелазоэозские гранитоиды; 7 — границы тектонических структур первого порядка (I — Восточно-Европейская платформа и зона краевой складчатости, I₁ — Уфимский выступ платформы, II — Центрально-Уральское поднятие, III — Тагильско-Магнитогорский прогиб, IV — Восточно-Уральское поднятие, V — Восточно-Уральский прогиб, VI — Зауральское поднятие); 8 — зоны развития ультраосновных пород (а — Главная, б — Серовско-Миасская, в — Салдинско-Свердловская, г — Асбестовско-Ржевская, д — Успенско-Павловская, е — Аккаргинско-Джетыгаргинская, ж — Притобольская); 9 — рудоносные зоны колчеданных месторождений; 10 — силурийские, 11 — девонские, 12 — рудные районы рудоносных зон; 13 — силурийских, 14 — девонских; медные месторождения и рудопроявления; 15 — медно-никель-кобальтовые, 16 — медно-титаномагнетитовые, 17 — медно-порфиновые



нические фации весьма благоприятны для локализации оруденения, причем в основном оно приурочено к контактам пород с контрастными физико-механическими свойствами (рис. 15).

Для первичных эвгеосинклиналей - Южного Урала, Северного Кавказа, Мугаджар, палеозоя Японии и др., характерны рудные формации: серноколчеданная, медно-цинково-колчеданная, медно-колчеданная (рис. 16). Три типа колчеданных формаций (цинково-медный, свинцово-цинково-медный и медноколчеданный) выделяет также Р. Хатчисон, относя их на примере месторождений Северной Америки и Австралии соответственно к архейским или протерозойским. Однако такое разделение ряд ученых считают не доказанным.

На основании многочисленных фактов Г. А. Твалчрелидзе предлагает пятичленное деление колчеданных месторождений, выделяя типы: 1) офиолитовый (кипрский); 2) первичногеосинклинальный; 3) вторичногеосинклинальный (малокавказский, или тип

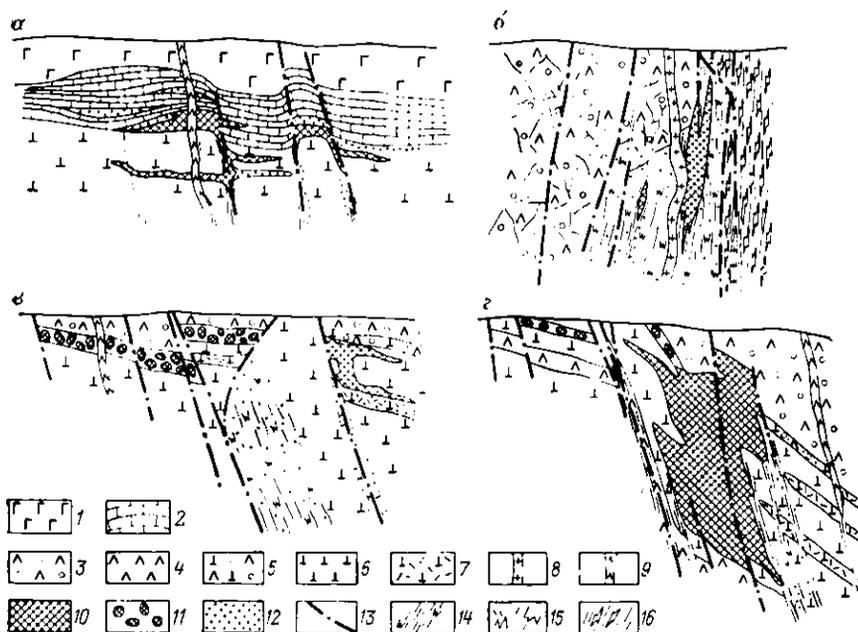


Рис. 15. Схематические геологические разрезы, иллюстрирующие различные условия локализации колчеданных рудных тел. По М. Б. Бородавской, М. С. Михайловой и др.

а — месторождение им. XIX партсъезда; *б* — Учалы; Сибай; *в* — северный участок, *г* — южный участок.

1 — туфы порфиритов; 2 — известняки; 3 — туфо- и лавобрекчии диабазов; 4 — миндалекаменные диабазы; 5 — туфобрекчии смешанного состава; 6 — альбитофиры и кварцевые альбитофиры; 7 — туфы альбитофиров; дайки; 8 — диоритовых порфиритов, 9 — диабазов; колчеданные руды: 10 — сплошные, 11 — брекчиевые, с обломковидными обособлениями колчедана; 12 — вкрапленность пирита; 13 — тектонические нарушения; тектонические зоны: 14 — рассланцевания, 15 — повышенной трещиноватости, 16 — с ориентированным расположением обломков диабазов

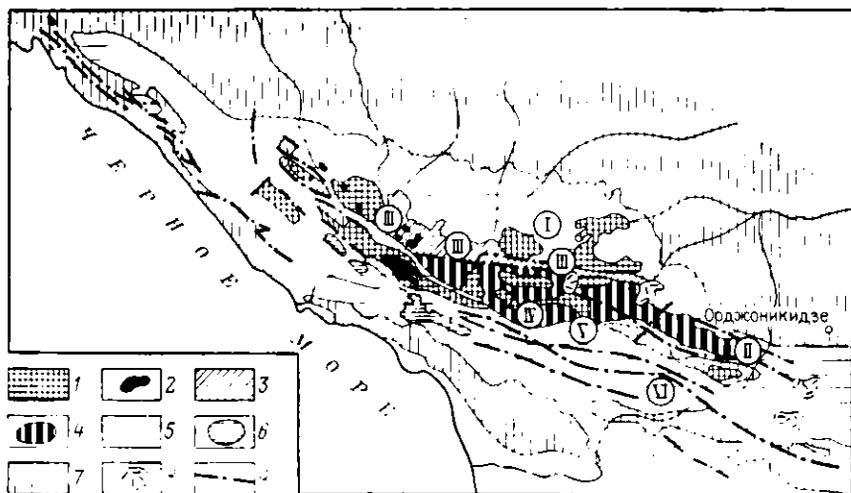


Рис. 16. Схема размещения главных рудных зон Большого Кавказа. По В. И. Смирнову.

1 — структуры каледонской складчатости; 2 — каледонские интрузивные породы; 3 — структуры герцинской складчатости; 4 — герцинские интрузивные породы; 5 — структуры киммерийской складчатости; 6 — киммерийские интрузивные породы; 7 — структуры альпийской складчатости; 8 — четвертичные лавы; 9 — разломы.

Куроко); 4) срединных массивов (рудноалтайский); 5) сланцевых геосинклиналей (филизицыйский). Этой систематики мы и будем придерживаться как наиболее обоснованной.

К колчеданным металлогеническим провинциям, кроме Северного, Среднего, Южного Урала и Северного Кавказа, относятся провинции Норвегии, Швеции, Северной Америки, Канады и др.

Металлогения вторичных эвгеосинклиналей

Вторичные геосинклинальные структуры заложены не на океанической, а на континентальной коре. Они выполнены не базальтоидами, а андезитами, дацитами, риолитами, образованными в результате дифференциации и контаминации магмы. Породы эти образуют покровы, штоки, силлы и дайки и перемежаются с пирокластическими, карбонатными или терригенными осадками, слагающими грабенсинклинали, которые разделены горстантиклиналями.

Г. А. Твалчрелидзе полагает, что вторичные геосинклинальные пояса характерны, по его мнению, только для фанерозоя, образовались в результате регенерации эвгеосинклинального режима, а не тектоно-магматической активизации. При этом на первом, собственно геосинклинальном этапе регенерация мало отличается от рифтогенеза, но в дальнейшем для вторичной геосинклинали

характерны сжатие, складчатость, орогенез и гранитообразование, т. е. смена этапов и стадий обычного тектонического цикла.

Слагающие вторичные эвгеосинклинали вулканогенные породы, переслаивающиеся с пирокластическими, терригенными и карбонатными образованиями, относятся к контрастным или последовательно дифференцированным формациям. В этих полициклических геосинклинальных системах часто обнаруживаются и контрастные структуры: погруженные блоки, сложенные основными вулканидами, и смежные приподнятые блоки, сложенные кислыми интрузивными породами, обычно комагматами вулканитов. Поднятия М. В. Муратов рассматривает как остаточные геоантиклинали, примером которых служит Конгуро-Алангезский массив на Малом Кавказе. При чередовании погружений и поднятий меньших размеров они образуют четковидные структуры, в пределах которых поднятия могут быть сложены не только субвулканическими, но и гипабиссальными интрузивами.

Таким образом, на ранних стадиях в значительных объемах проявляется и интрузивный гипабиссальный магматизм, тесно сочетающийся с вулканогенным. Протяженность вторичных геосинклинальных поясов достигает, например, для Средней Азии, Малого Кавказа, Рудного Алтая, Японии многих сотен километров.

Выделение вторичных геосинклинальных структур и выполняющих их магматических формаций очень важно для металлогении, поскольку долгое время их относили к колчеданосным эвгеосинклиналям уральского типа и неправомечно приписывали им те же закономерности размещения колчеданных месторождений, что и первичным эвгеосинклиналям. Именно этим можно объяснить многолетние и бесплодные дискуссии о генезисе колчеданных месторождений вообще, которые велись в течение почти двух десятилетий (1950—1970 гг.).

Необходимо отметить, что вторичные геосинклинальные структуры и до сих пор служат объектом научных дискуссий, причем многие геологи не учитывают их металлогеническую специализацию. Металлогения структурно-формационных зон в целом, четковидных и других внутренних структур различна. Для впадин, например, характерны вулканогенные формации с колчеданным оруднением, а для поднятий — медно-молибденовые и медно-порфировые рудные формации (Малый Кавказ). На Рудном Алтае развиты также полиметаллическая, колчеданно-полиметаллическая, барит-полиметаллическая, скарново-магнетитовая и другие формации (рис. 17).

Интересная и важная особенность вторичных геосинклинальных структурно-формационных зон — широкое развитие вулканокупольных и, вообще, внутренних структур центрального типа, к которым часто приурочены медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения (Кафан, Шамлуг, Ахтала, Мадиеули на Малом Кавказе; Лениногорское, Золотушинское, Николаевское, Стрежанское на Рудном Алтае; Кызыл-Таштык в Туве и др.).

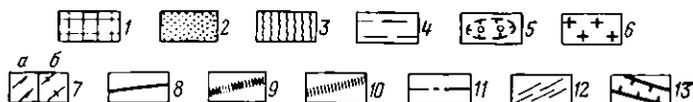
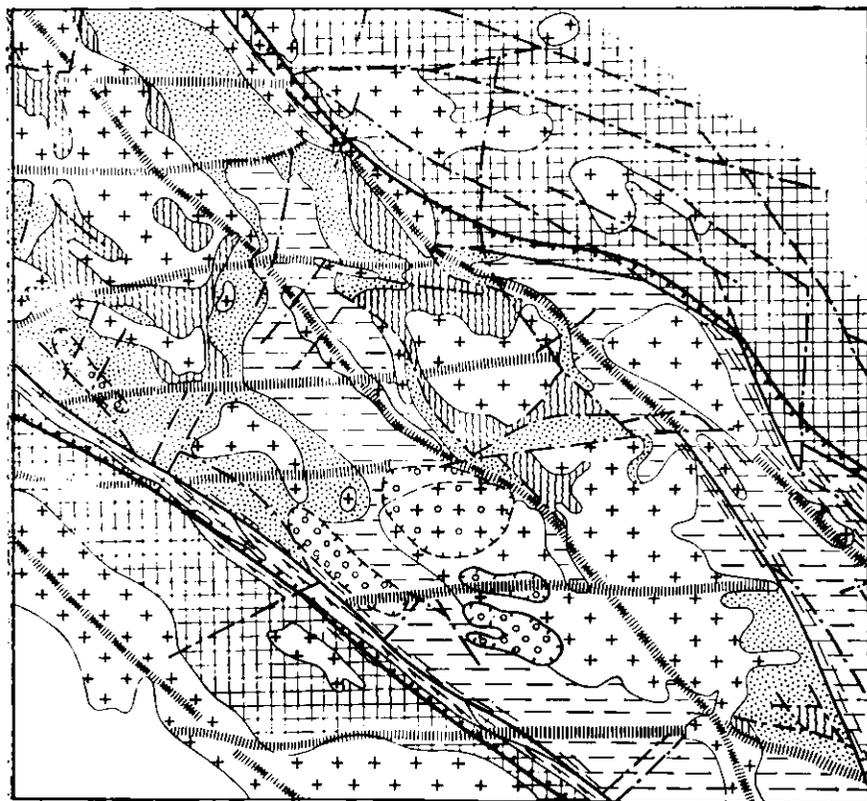


Рис. 17. Тектоническая схема Рудного Алтая. По В. Д. Баранову (с использованием данных Г. Ф. Яковлева, К. Л. Волочковича, В. С. Кузубного, В. П. Любецкого, П. С. Ревякина, М. Г. Хисамудинова).

1 — геантиклинальные поднятия; 2 — средне-верхнедевонские осадочно-вулканогенные породы в антиклинориях; 3 — выходы нижнепалеозойских пород в ядрах антиклинорий; 4 — средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения в синклинориях; 5 — позднегерцинские наложенные прогибы; 6 — комплексы гранитондов средне-позднепалеозойского возраста; 7 — кристаллические сланцы (а) и гранито-гнейсы (б) Иртышской зоны смятия; 8 — шовные глубинные разломы; 9 — установленные, 10 — выявленные по геофизическим данным; 11 — поперечные; 12 — разрывные нарушения; 13 — границы рудного пояса

Колчеданные месторождения Малого Кавказа характеризуются весьма разнообразным составом руд — серноколчеданным, медноколчеданным, сфалерит-халькопиритовым и особенно типичным

колчеданно-полиметаллическим, пирит-энаргитовым, энаргит-тетраэдритовым.

Многие из этих руд слагают самостоятельные месторождения, но нередко рудные тела сложены разными типами руд в одних и тех же месторождениях. Некоторые месторождения почти монометалльны (Кафан), другие характеризуются варьирующими соотношениями содержаний меди, свинца и цинка. Существуют месторождения, руды которых представлены преимущественно полиметаллами (Шаумян, Ахтала, Маднеули, Мехмана, Агдара, Насырваз и др.), и такие, руды которых сложены преимущественно и даже исключительно пиритом (Чирагидзор). Серноколчеданные месторождения встречаются и в эоценовых вулканических толщах (Танзут).

Подобные вулканогенные комплексы с серно- или медноколчеданным оруденением наблюдаются также в Болгарии и Югославии. При этом во всех случаях отмечается, что оруденение, располагаясь в куполовидных вулканических структурах, связано с поздними членами вулканических комплексов, представленными преимущественно умеренно кислыми или кислыми породами. Месторождения обычно сопровождаются зонами вторичных кварцитов и серицит-алунит-гидрослюдковых метасоматитов.

Рудноалтайская вторичная эвгеосинклиналь возникла в результате преобразования срединного массива. Она была заложена на континентальной коре, мощность которой 46—49 км при толщине гранитного слоя 26—29 км.

В пределах геоантиклинального поднятия выделяется несколько частных поднятий — Алейское, Синюшинское и др. Они осложнены региональными разломами, сопряженными с Иртышской зоной смятия, висячем боку которой размещалась зона, интерпретируемая как зона Заварицкого-Беньюфа. Вулканическая зона, с которой связана Рудноалтайская колчеданная провинция, имеет сложное блоковое строение в результате раздробления древнего складчатого основания. Она состоит из вулкано-тектонических поднятий и осложняющих их депрессий и сложена породами контрастной базальт-диабазитовой формации геосинклинального этапа развития. Главнейшие формации орогенного этапа представлены континентальной молассой и наземной андезит-трахиандезитовой формацией. Кислых пород в составе вулканогенных формаций более 80 %. Они представляют собой, по данным Д. И. Горжевского (1974 г.), переходные от калинатровых к натровым, существенно натровые образования. Месторождения образовывались в геосинклинальный и орогенный этапы. Приурочены они к стратовулканам, к кальдерообразным и межвулканическим депрессиям и нередко к склонам стратовулканов, где они представляют собой куполообразные сооружения второго порядка (Г. Ф. Яковлев 1976 г.).

Руды полиметаллических месторождений Рудного Алтая относятся к разным типам: 1) гидротермально-(вулканогенно-) осадочному и гидротермально-метасоматическому (Шубинское);

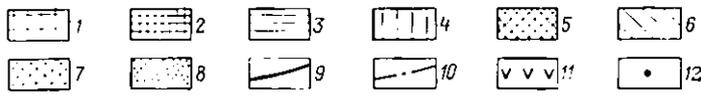
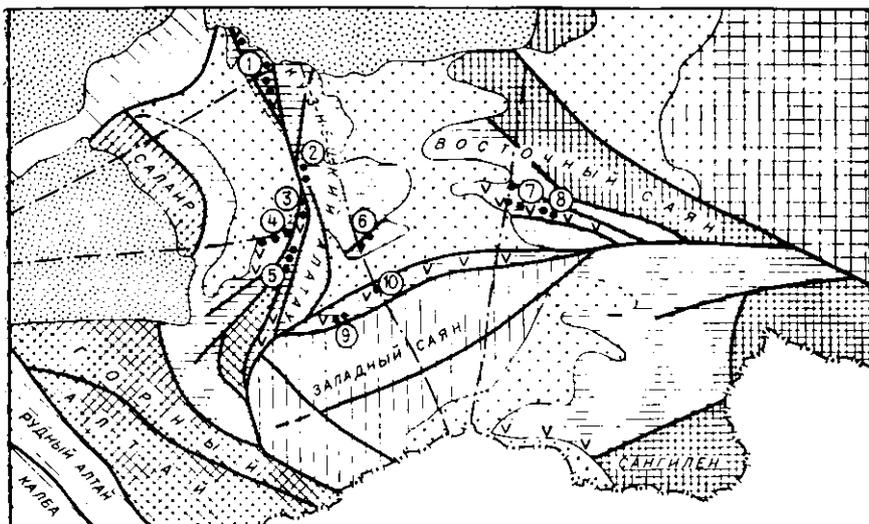


Рис. 18. Схема размещения главных железорудных районов в раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области. По Л. В. Алабину и С. С. Долгушину.

1 — Сибирская платформа; структуры последовательных эпох складчатости Алтае-Саянской области: 2 — байкальской, 3 — салаирской (раннекаледонской), 4 — каледонской, 5 — каледонско-герцинской, 6 — герцинской; краевые и межгорные прогибы: 7 — герцинские, 8 — мезо-кайнозойские; 9 — глубинные разломы и оперяющие их разрывы; 10 — поперечные разрывные нарушения; 11 — раннепалеозойские линейные внутригеосинклинальные прогибы (троги) выполненные вулканогенными, терригенно-сланцевыми и карбонатными формациями с прорывающими их габбровыми, диоритовыми, гранодиоритовыми и снитовыми интрузивными породами; 12 — скварново-магнетитовые месторождения. Железорудные районы (цифры в кружках): 1 — Тайгонский, 2 — Терсинский, 3 — Ташелгинский, 4 — Тельбесский, 5 — Кондомский, 6 — Тейский, 7 — Краснокаменско-Ирбитский, 8 — Таят-Табратский, 9 — Анзасский, 10 — Абаканский

2) наложенному на ранние серноколчеданные руды медноколчеданному, медно-цинково-колчеданному или полиметаллическому (Тишинское, Стрежанское, Николаевское); 3) наложенному на полиметаллические вулканогенно-осадочные руды жильному барит-полиметаллическому (Таловское и Степное). Руды сложного состава образовались в несколько этапов (вулканогенно-осадочный, гидротермальный послемагматический и трещинно-жильный).

Для раннепалеозойской эвгеосинклинали Алтае-Саянской складчатой области характерны скварново-железорудные месторождения (рис. 18). Приурочены они к линейным внутригеосинклинальным прогибам, выполненным диабазовой, спилит-диабазовой, кератофир-диабазовой, базальтовой и трахит-базальтовой формациями при подчиненной роли терригенно-сланцевых и карбонатных формаций. Интрузивные породы в таких прогибах представлены массивами габбро, диоритов, гранодиоритов и снитов.

Миогеосинклинали отличаются от эвгеосинклиналей отсутствием или слабым начальным магматизмом, т. е. отсутствием офиолитовой серии. Отложения ранней геосинклинальной стадии в них представлены нижнетерригенной (или аспидной) формацией, которая со временем сменяется формацией мелководных известняков. На средней стадии развития миогеосинклинали проявляются складчатость, региональный метаморфизм пород, возникают разрывные нарушения, внедряются гранитоиды. На поздней стадии формируются многочисленные комплексы малых интрузий различного состава (В. И. Смирнов, 1962 г.). Состав малых интрузий изменяется от кислого к основному.

К описываемому типу относятся киммерийские геосинклинали Приморья, Верхоянья, а также Курамынский хребет и Приаргунская зона Забайкалья (Д. И. Горжевский, 1974 г. и др.). Для них характерны скарновые и гидротермальные вольфрамовые, оловянные, оловянно-полиметаллические и полиметаллические месторождения, связанные с комплексами малых интрузий орогенного этапа. Региональная зональность в размещении месторождений выражена неотчетливо.

Глава VI

Металлогения орогенных зон и областей

В геосинклинально-складчатых поясах выделяются орогенные впадины и поднятия, формирующиеся после завершения собственно геосинклинального этапа развития, в орогенный этап тектонических движений. М. В. Муратов полагает, что орогенные впадины в отличие от геосинклинальных формировались в более короткие промежутки времени, хотя и отмечает, что герцинские впадины развивались в течение 80 млн. лет, а кайнозойские — 28—35 млн. лет. Впадины этого типа выполнены мощными толщами осадочных пород, относящихся к красноцветным и пестроцветным отложениям молассовой формации, и вулканогенными образованиями характерной порфировой формации.

Нижняя моласса представлена слоистыми песчаниками, глинистыми отложениями, а также известняками, верхняя — грубообломочными отложениями, сносимыми с соседних поднятий. Все эти формации типично континентальные, что характерно для орогенного этапа в целом. К орогенным зонам и областям относятся региональные структуры, возникшие вслед за движениями главного этапа складчатости. Эти структуры возникали в третью и преимущественно в четвертую стадии геотектонического цикла [46]. Этап завершается общим поднятием с превращением всей зоны в высокогорную область.

Большую роль в строении рассматриваемых областей, особенно палеозойских Западной Европы, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, играют крупные массивы гранитоидов (гранитная формация). М. В. Муратов полагает, что в более молодых складчатых областях (Кавказ, Карпаты, Альпы и др.) массивы гранитоидов еще не вскрыты или проявляются в виде вулканоплутонических формаций.

В отличие от гранитных батолитов, которые часто приурочены к ядрам горных поднятий, по разрывным нарушениям проникают гранитоидные интрузии трещинного типа. С ними связаны скарновые месторождения железа, грейзеновые месторождения вольфрама, молибдена и гидротермальные месторождения цветных металлов.

Вулканогенные комплексы, сопровождающиеся субвулканическими образованиями, обычно контролируются зонами глубинных разломов и смятия или зонами повышенной трещиноватости. Образуются протяженные вулканические пояса. В тех районах, где субвулканические массивы приурочены к орогенным впадинам, формировались рудные узлы или поля изометричных очертаний значительных размеров.

В орогенных вулканических поясах вулканические сооружения представлены куполами, кальдерами, структурами линейного типа, полями корневых частей вулканических аппаратов. Такие вулканические структуры сопровождаются вторичными кварцитами, пропилитами, аргиллитами, а также различными рудными формациями. Особенно характерны золоторудные, полиметаллические, флюоритовые, сурьмяно-ртутные и другие месторождения.

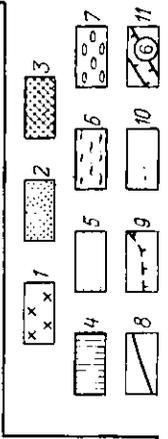
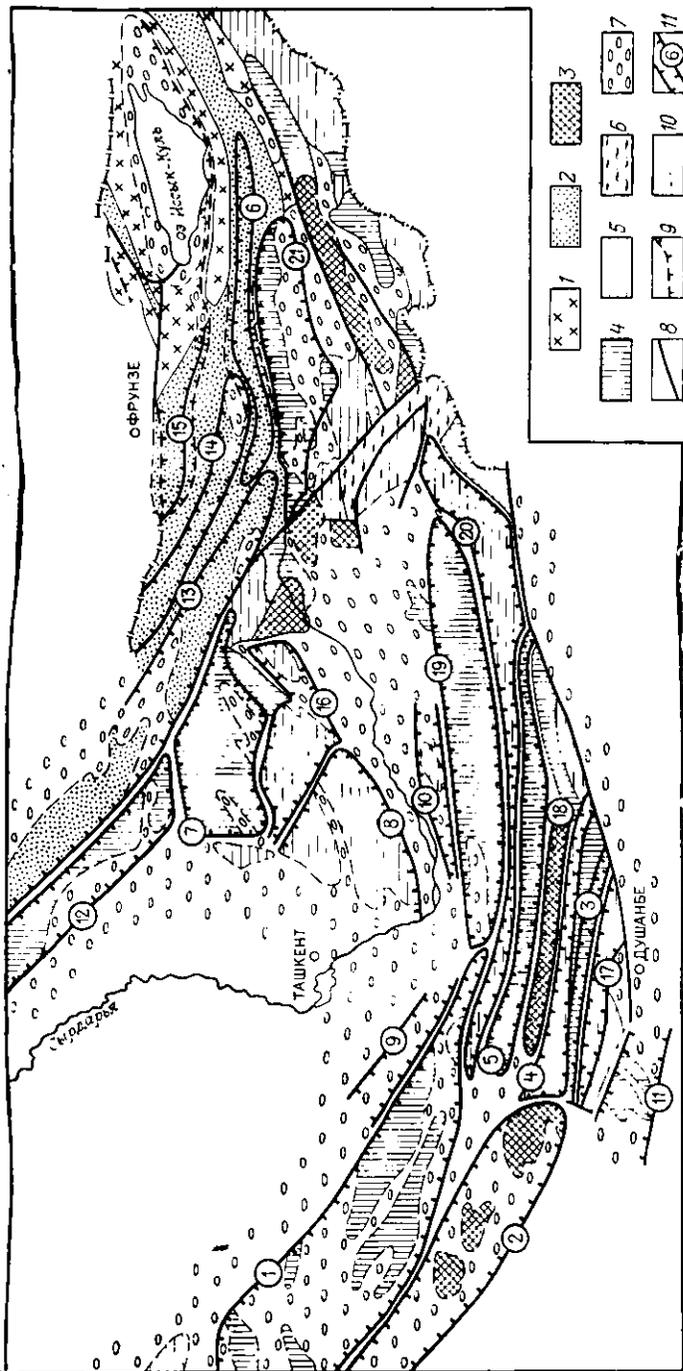
Наиболее широко месторождения орогенного этапа представлены в Тянь-Шане. Протяженные рудные пояса цветных, редких и благородных металлов в этой провинции совпадают с вулканическими поясами позднего палеозоя (рис. 19).

Глава VII

Металлогения срединных массивов

Срединными массивами называются жесткие участки земной коры в пределах складчатых зон и областей (А. Д. Архангельский, И. С. Шатский, 1937 г.). А. Л. Яншин полагает, что срединные массивы представляют собой устойчивые участки, которые сохраняют платформенный режим развития при геосинклинальном развитии окружающих их складчатых зон (рис. 20).

А. Д. Щеглов [49, 50] понимает срединные массивы как обломки докембрийских (древних и эпибайкальских) платформ, расположенные во внутренних частях более молодых складчатых областей (герцинских, мезозойских или альпийских). Срединные массивы обычно сложены тремя различными геологическими комплек-



сами: метаморфическими породами фундамента, образованиями осадочного чехла, синхронного с накоплениями сопредельных геосинклиналей и орогенными молассами. Каждый из указанных комплексов соответствует определенному структурному этажу.

Металлогенические особенности срединных массивов определяются процессами, сопровождающими формирование этих структурных этажей. В длительный период формирования фундамента возникали месторождения, характерные для древних щитов (метаморфизованные первичноосадочные месторождения графита, железных руд, серного колчедана, пегматиты и др.). Во второй период развития сопредельных геосинклинальных зон срединные массивы часто захватываются процессами магматизма и рудообразования. Проявляется обильный гранитоидный магматизм и свойственная ему металлогения. В это время образуются медно-молибденовые, полиметаллические, золоторудные и другие месторождения. Так, срединные массивы Тихоокеанского пояса содержат преимущественно месторож-

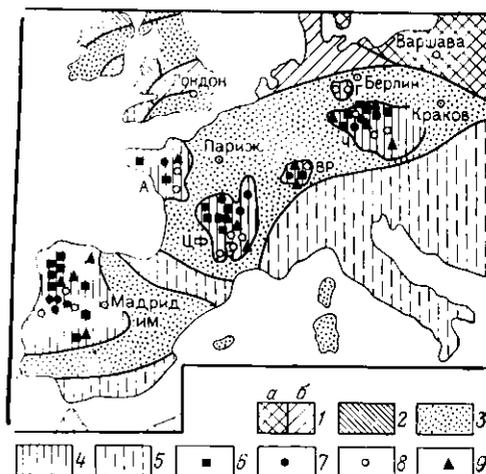


Рис. 20. Схема размещения срединных массивов Западной Европы. По А. Д. Шезелову с дополнениями.

1 — Восточно-Европейская платформа (а) и платформы с байкальским фундаментом (б); 2 — области каледонской складчатости; 3 — области герцинской складчатости; 4 — срединные массивы с выведенными на поверхность докембрийскими образованиями: Ч — Чешский, Г — Гарц, ВР — Верхне-Рейнский, ЦФ — Центрально-Французский, А — Армориканский, ИМ — Испанский Мезетты; 5 — области альпийской складчатости; месторождения: 6 — оловянно-вольфрамовые, 7 — урановые, 8 — полиметаллические, 9 — флюоритовые, баритовые, ртутные

Рис. 19. Схема тектонического и металлогенического районирования Тянь-Шаня. По В. В. Виронцу, В. И. Кнауфу, В. Д. Отроценко и др.

1 — срединные массивы; структурно-формационные зоны: 2 — каледонские, 3 — раннегерцинские, 4 — среднегерцинские, 5 — позднегерцинские, 6 — киммерийские, 7 — мезо-кайнозойские отложения платформ, межгорных впадин, краевых прогибов; 8 — системы глубинных и краевых разломов, разделяющие структуры складчатых областей, зон и поясов; 9 — границы площадей проявления герцинской постконсолидационной активизации (отложения эпикаледонских надожженных прогибов, герцинские субцелочные интрузии и эффузивы и др.); 10 — контуры выходов палеозоя; 11 — металлогенические зоны (цифры в кружках): 1 — вольфрамовая, 2 — вольфрам-оловянная с сурьмой и молибденом, 3 — вольфрамовая с мышьяком и свинцом, 4 — вольфрам-сурьяно-ртутная с мышьяком и оловом, 5 — оловянная с молибденом, 6 — вольфрам-свинец-цинк-медь-флюоритовая, 7 — медь-молибден-вольфрам-свинец-цинковая, 8 — медь-свинец-цинк-молибден-висмут-вольфрам-флюоритовая; 9—12 — свинцово-цинковые; 13 — свинцово-цинковая с оловом и молибденом; 14 — свинцово-флюоритовая с вольфрамом, молибденом и цинком, 15 — свинцово-цинковая с висмутом и молибденом, 16 — сурьяно-свинцово-цинковая с медью и мышьяком, 17 — флюорит-свинцовая с вольфрамом и молибденом, 18 — сурьяно-ртутно-олово-вольфрамовая с мышьяком; 19 — ртутно-сурьянная; 20 — ртутная с сурьмой и оловом, 21 — ртутно-флюоритовая с сурьмой, свинцом и цинком

денция олова, вольфрама и золота, а Средиземноморского — меди, свинца и цинка, иногда молибдена.

Третий период развития срединных массивов — главный в металлогеническом отношении. В это время образуются наиболее крупные и многочисленные месторождения свинца и цинка, золота и серебра, сурьмы, ртути и других металлов. Оруденение этого периода, по мнению А. Д. Щеглова, не имеет связи с геосинклинальным процессом и относится к этапу тектоно-магматической активизации.

Характеризуя срединные массивы как самостоятельные металлогенические провинции, А. Д. Щеглов указывает на целый ряд их специфических особенностей (рис. 21): 1) на площади срединных массивов в ряде случаев пространственно совмещены рудные месторождения, характерные для принципиально различных структур земной коры: платформ, геосинклиналей и областей автономной тектоно-магматической активизации; 2) широко развиты гидротермальные месторождения, возникшие в связи с процессами тектоно-магматической активизации; 3) рудоносные интрузии и рудные месторождения локализуются преимущественно в зонах разрывных нарушений.

Почти все месторождения срединных массивов (исключая месторождения докембрия) формируются в близповерхностных условиях, многостадийно, в широком диапазоне температур. При этом преобладают месторождения низкотемпературные. Для большинства месторождений срединных массивов намечаются парагенетические связи с магматизмом, а для некоторых весьма тесная пространственная связь со сложными вулканическими и субвулканическими комплексами.

В зависимости от преобладания того или иного типа оруденения А. Д. Щеглов условно выделяет девять металлогенических типов срединных массивов:

1) с преобладанием разнообразных докембрийских месторождений (Байкальский, Муйский, Памирский);

2) с преобладанием медно-никелевой минерализации, связанной с основными и ультраосновными интрузивами (Бирманский);

3) с медно-молибденовой минерализацией, приуроченной к вулканическому поясам в краевых частях массива (Иранский);

4) с молибденовой и редкометальной минерализацией, локализующейся в трещинных умеренно кислых интрузиях (Восточно-Алтайский, Омолонский, Паннонский, частично Родопский);

5) с оловянно-вольфрамовым оруденением в кислых трещинных интрузиях (Чешский, Центрально-Французский, Испанской Мезетты);

6) с преобладанием полиметаллического оруденения (Родопский, Иранский);

7) с развитием щелочных интрузий, сопровождаемых редкометальной минерализацией (Сангеленский);

8) с низкотемпературным золотым оруденением, ассоциирующим с субвулканами (Паннонский, Колорадский);

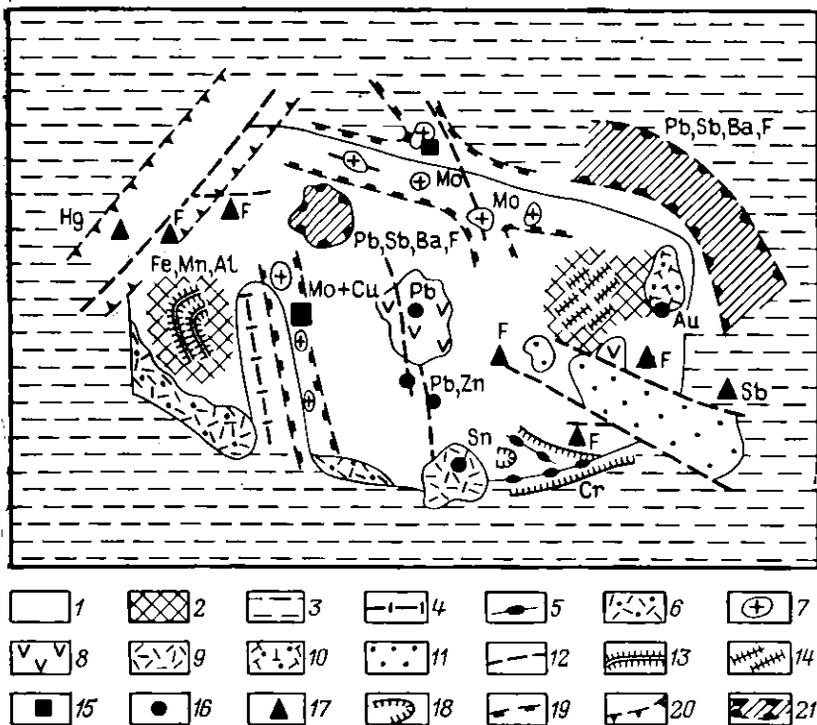


Рис. 21. Схема металлогении средних массивов. По А. Д. Щелову.

1 — основание среднего массива, сложенное в основном докембрийскими комплексами; 2 — выходы наиболее древних пород; 3 — складчатое обрамление.

Наложённые структуры отражённой тектономагматической активизации: 4 — «вложенные» прогибы геосинклинального типа, иногда с осадочными месторождениями железа и марганца (по возрасту прогибы синхронны складчатому обрамлению); 5 — шовные ультраосновные интрузивы с месторождениями хромитов; 6 — вулканические пояса, сложенные наземными эффузивами с широким развитием трещинных интрузивов, с медно-молибденовой минерализацией; 7 — трещинные интрузивы, сопровождаемые молибденовым, медным, реже золотым и вольфрамовым оруденением.

Наложённые структуры автономной тектономагматической активизации: прогибы, выполненные эффузивами; 8 — основного состава, 9 — кислого состава, 10 — среднего состава; 11 — наложённые впадины, в которых проявляются основные щелочные интрузивы (выполненные терригенными угленосными отложениями); 12 — разрывные нарушения.

Месторождения: фундамента массива (докембрийские): 13 — осадочно-метаморфические железа, марганца, графита, алюминия (лиственитовые, ставролитовые сланцы), 14 — перматитовые (слода, керамическое сырьё, редкие металлы); периода отражённой активизации: 15 — молибденовые, вольфрамовые (щелочитовые); периода автономной активизации: 16 — полиметаллические, оловянные, оловянно-вольфрамовые, золотые первой стадии активизации, 17 — флюоритовые, сурьмяные, ртутные второй стадии активизации; рудные зоны: 18 — с хромитовыми, магнетитовыми, тальковыми месторождениями, связанными с ультраосновными интрузивами, 19 — с медными, медно-молибденовыми и вольфрамовыми месторождениями, связанными с трещинными умеренно кислыми («отраженными») интрузивами, 20 — энтермальной флюоритовой, ртутно-сурьмяной минерализации, приуроченные к молодым зонам разломов; 21 — в обрамлении и чехле массива с телетермальными обычно стратиформными месторождениями свинца, цинка, сурьмы, барита и флюорита.

9) с низкотемпературным комплексным сурьмяным, полиметаллическим, флюоритовым и баритовым оруденением (Армориканский, Верхне-Рейнский).

А. Д. Щеглов подчеркивает, что выделение указанных девяти типов срединных массивов более чем условно, так как в массивах каждого типа известны месторождения разного возраста и этапов развития. Примером может служить Чешский срединный массив, в котором известны докембрийские месторождения графита и золота, а с процессами активизации связаны оловянно-вольфрамовые, полиметаллические, урановые, флюоритовые, баритовые, сурьмяные месторождения (см. рис. 21).

Одна из своеобразных и характерных особенностей металлогении срединных массивов — линейное, поясовое размещение оруденения в краевых частях массивов и прежде всего во внешнем их обрамлении, в зонах долгоживущих крупных разломов, отделяющих массивы от окружающих геосинклинальных прогибов. А. Д. Щеглов выделяет в обрамлении срединных массивов хромитовые, рекометалльные, золоторудные, ртутно-сурьмяные, полиметаллические и медно-молибденовые рудные пояса [50].

Глава VIII

Металлогения древних платформ и щитов

На континентальных платформах металлогения изучена хуже, чем в геосинклинально-складчатых подвижных зонах. Проявления рудоносности и, вообще, полезные ископаемые платформ и щитов изучались Н. С. Шатским, В. Е. Ханым, М. В. Муратовым, более углубленные исследования проводились Я. Н. Белевцевым, В. С. Домаревым и особенно Ю. Г. Старицким (1973 г.), Г. В. Войткевичем и Г. И. Лебедько [4] и др.

Среди платформ выделяются древние (Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Северо-Американская, Бразильская, Африканская, Индийская и Австралийская) и молодые (Западно-Сибирская, Скифская, Туранская). Известны также подвижные или активизированные платформы.

В древних платформах основание обычно представлено породами древних складчатых областей, консолидированных в конце раннего протерозоя около 2000 млн. лет назад (раннекарельская эпоха) или позже (позднекарельская — 1750 млн. лет, готская — 1400 млн. лет, гренвилльская — 1000 млн. лет). Позже формировались породы позднесубсеквентной вулканоплутонической и авлакогенной ассоциаций, причем авлакогены заполнялись циклично образовавшимися осадочными породами рифея. Еще позже происходило образование сплошного осадочного чехла.

Движения в соседних геосинклиналях отражались и на платформах, в частности, в запаздывавших трансгрессиях. В эпохи трансгрессий в платформенных чехлах образовывались осадочные формации (лагунно-континентальная, терригенная, платформенная карбонатная середины цикла, эвапоритово-красноцветная, верхняя паралическая угленосная и кор выветривания).

Под континентальными платформами понимают крупные относительно устойчивые консолидированные глыбы литосферы, испытавшие складчатость, метаморфизм и магматизм, образованные в результате отмирания геосинклинально-складчатых подвижных систем. Платформы состоят из фундамента (цоколя), обычно складчатого, часто (особенно у древних платформ) сложенного метаморфическими или кристаллическими породами, и осадочного чехла. Щиты представлены только кристаллическими породами фундамента, выходящими на поверхность или залегающими близко к поверхности. В пределах платформ выделяются антеклизы, синеклизы, авлакогены, валы, купола и другие структуры. Эндогенное и экзогенное оруденения проявляются в обеих слагающих платформы ярусах. Строение платформенной земной коры трехслойное. Слой — осадочный, гранитный и базальтовый. Мощность коры 35—50 км.

Основные признаки платформ по Ю. Г. Старицкому: 1) большие размеры; 2) горизонтальное или пологое залегание пород чехла; 3) магматизм платформенного типа; 4) полигенетичный характер металлогени; 5) стадии развития платформ длительны и не повторяются во времени.

В развитии платформ П. Г. Магакьян (1959 г.) выделяет три периода: 1) осадконакопления, вулканизма и метаморфизма мощных вулканогенно-осадочных толщ (архей, протерозой); 2) замыкания областей накопления осадков и многократного внедрения интрузивных масс гранитоидного, отчасти основного и ультраосновного состава; 3) платформенного режима с позднейшими разломами (вплоть до альпийского возраста) и внедрением вдоль них трещинных интрузий основного и ультраосновного, щелочного и гранитоидного состава. В первые два периода образуется фундамент платформ, а в третий формируется платформенный чехол.

В развитии платформенного чехла Ю. Г. Старицкий выделяет четыре стадии: трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную.

В трансгрессивную стадию образуются терригенные и карбонатно-терригенные, сероцветные преимущественно автохтонные геологические формации и рудные формации типа Нижне-Ангарской железорудной и фосфоритноносных Южно-Русской синеклизы.

Иундационной стадии соответствуют карбонатные и терригенно-карбонатные формации; стадия относительно бедна рудоносными формациями.

На регрессивной стадии накапливаются формации терригенные, карбонатно-терригенные, эвапоритовые, моцассовые, нередко аллохтонные; с ними связаны месторождения каменных и калийных солей, боратов, серы, гипса.

Эмерсивная стадия характеризуется разнообразными рудоносными формациями: континентальными терригенными, угленосными, вулканогенно-осадочными, кор выветривания; с терригенными и карбонатно-терригенными формациями связаны лепто-

хлоритовые и оолитовые руды железа, марганца, угленосные содержат месторождения сидерита. Широко проявлены россыпные месторождения титана, циркония, редких земель, золота, алмазов и др.

Ю. Г. Старницкий считает, что все древние платформы развивались одинаково, но в отличие от подвижных геосинклинально-складчатых зон не двукратно, а направленно. Этапы формирования платформ он выделяет, основываясь на времени развития и структурно-формационном принципе режима движений. Первый этап, по его представлениям, выразился в континентальном осадкообразовании в локальных впадинах и продолжался с раннего протерозоя до начала палеозоя. В это время в прогибах и впадинах формировались карбонатные и эвапоритовые толщи. Второй этап, выраженный несколько по-разному в платформах северного и южного полушария, охватывал время от начала палеозоя до середины мезозоя; выразился в образовании карбонатных, терригенных и угленосных формаций. Третий этап, проявившийся в мезо-кайнозое, отличался резкой дифференцированностью тектонических движений и образованием поднятий и впадин с терригенными, карбонатно-терригенными и угленосными отложениями. Между этапами происходили особенно интенсивные движения с образованием характерных платформенных структур, а также разломов и проявлений магматизма.

Характерны три магматические формации: трапповая, кимберлитовая и ультраосновных — щелочных пород. Все они связаны с глубинными разломами и приурочены чаще всего к узлам их пересечения и сопряжения.

Трапповая толент-базальтовая формация проявлена весьма широко и представлена огромными по площади покровами, а также силлами, хонолитами, дайками разного возраста (от протерозойского до мезозойского). Наряду с недифференцированными и мало дифференцированными комплексами часто наблюдаются дифференцированные. С породами этой формации связаны разнообразные полезные ископаемые. К ним относятся Норильские ликвационные медно-никелевые месторождения, скарновые месторождения магнетитовых руд (Ангари-Илимский район), месторождения исландского шпата, аморфного графита (Курейское, СССР). Промышленное значение имели выработанные к настоящему времени месторождения самородной меди района оз. Верхнего (США).

Кимберлитовые трубки взрыва (вторая формация платформ) — главный источник алмазов. С комплексами ультраосновных — щелочных пород связаны проявления редких металлов, апатита и ряда других полезных ископаемых.

Металлогения многих древних щитов описана П. Г. Магакьяном [23]. Металлогеническая эволюция Канадского щита рассмотрена в работе Г. А. Гросса [8]. Металлогенические особенности Украинского щита изложены в работах Я. П. Белевцева, С. Т. Борисенко, Л. С. Галицкого и др. [27], Алданского описаны В. И. Ка-

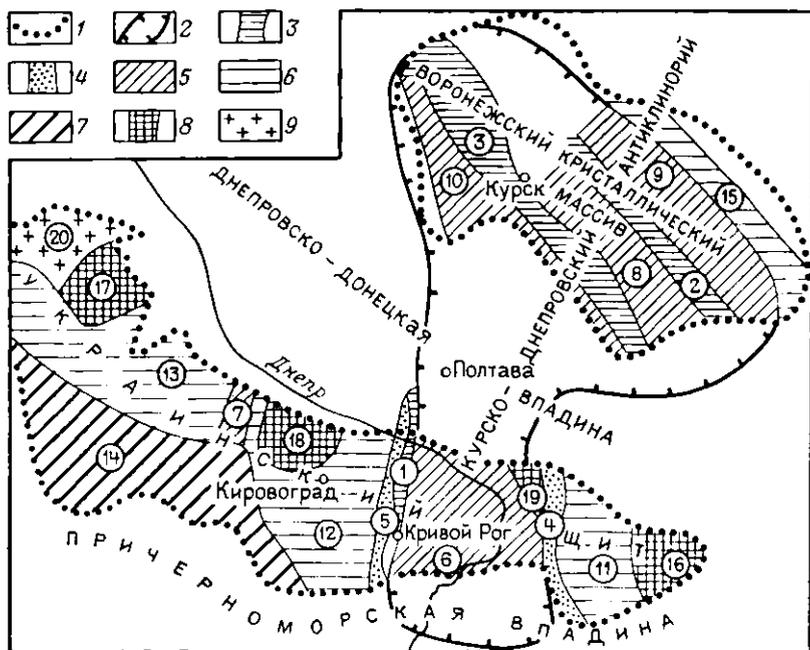


Рис. 22. Схема металлогенического районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. По А. П. Никольскому.

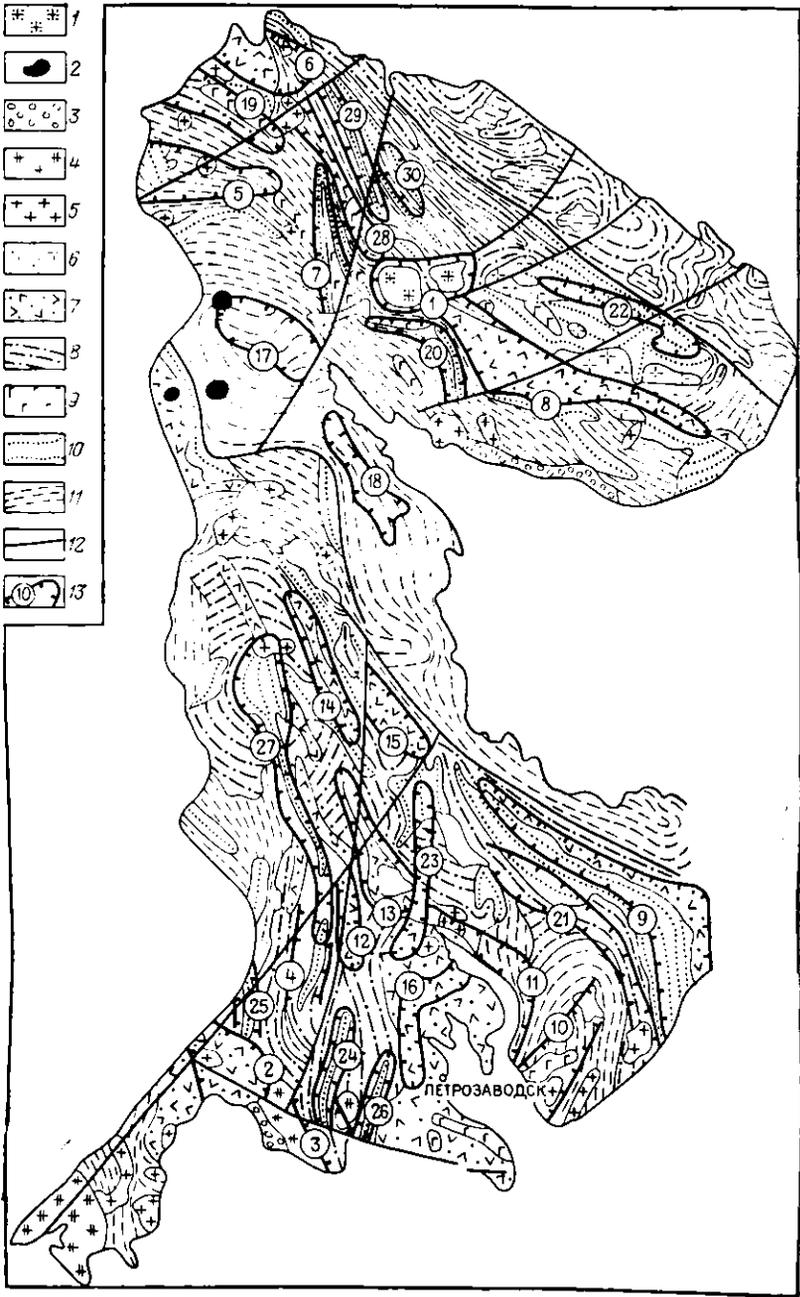
1 — границы Украинского щита и Воронежского кристаллического массива; 2 — контуры Курско-Днепровского антиклинория; металлогенические зоны (цифры в кружках): 3 — железорудные (1 — Криворожская, 2 — Оскольская, 3 — Белгородско-Михайловская); 4 — железистых кварцитов тетеревской серии (4 — Орехово-Павлоградская, 5 — Пигудецкая); 5 — колчеданные, полиметаллические, молибденовые рудопроявления (6-10); 6 — редкие месторождения железистых кварцитов, пегматиты, рудопроявления редких металлов, никеля, графита (11-13, 15); 7 — месторождения хромитов, редкометалльные пегматиты (14); 8 — проявления пегматитов, нефелина, редких металлов (16-19); 9 — проявления редких элементов (20)

занским и др., а восточной части Балтийского щита охарактеризованы Т. В. Билибиной, К. Д. Беляевым, Л. В. Григорьевым и др. (1980 г.).

Для докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы (Украинский щит и Воронежский кристаллический массив) характерны зоны метаморфогенных железорудных месторождений, натровых щелочных метасоматитов, редкоземельной минерализации и др. (рис. 22).

Разнообразные рудные месторождения Балтийского щита сконцентрированы в тридцати зонах. Преобладают железорудные, медно-никелевые ливкационные, апатитовые и редкометалльные месторождения (рис. 23).

- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8
- 9  9
- 10  10
- 11  11
- 12  12
- 13  13



Металлогения областей тектоно-магматической активизации

Третий тип крупнейших структур земной коры — области тектоно-магматической активизации, был выделен Г. Ф. Мирчинком (1940 г.), Чень Гоа (1956—1965 гг.), а также Ю. М. Шейнманном (1958 г.), М. С. Пагибиной (1963 г.), В. Е. Хаиным (1965 г.) и др. Значение этих областей в металлогеническом отношении было подчеркнуто в работах В. И. Казанского [15], Е. Д. Карповой [17], А. Д. Щеглова [48] и др. [9, 30].

В настоящее время области тектоно-магматической активизации рассматриваются как структуры, равнозначные платформам и геосинклиналям, но характеризующиеся принципиально иным режимом развития. Е. Д. Карпова, например, рассматривает эти структуры, соответствующие поздним и конечным этапам геосинклинального развития по схеме Ю. А. Билибина, как сводово-глыбовые, не связанные с развитием геосинклиналей. Д. И. Горжевский и В. И. Козеренко [7] и А. Д. Щеглов связывают области тектоно-магматической активизации с особой формой развития континентальной земной коры, также независимой от геосинклинальных структур. А. Д. Щеглов назвал такую активизацию автономной, а области этой активизации, по его мнению, далеко не всегда представлены глыбовыми или сводово-глыбовыми сооружениями.

Процессы активизации, проявляющиеся на платформах и в консолидированных складчатых областях в связи с тектоническими движениями соседних геосинклинальных областей называются отраженной активизацией. Такого взгляда придерживаются А. Д. Щеглов, М. И. Ицксон, А. И. Семенов и др. В. И. Смирнов также выделяет геосинклинальные рамы (области тектоно-магматической активизации): интенсивно регенерированные, ограни-

Рис. 23. Геолого-формационная схема восточной части Балтийского щита с главнейшими металлогеническими зонами. По Т. В. Билибиной, К. Д. Беляеву, Л. В. Григорьеву и др.

Структурно-формационные комплексы Палеозойский: 1 — формация щелочных и нефелиновых сиенитов, 2 — формация щелочных — ультраосновных пород с карбонатами; 3 — позднепротерозойский, формация вулканогенно-терригенная молассонидная; среднепротерозойский, формация: 4 — габбро-апортозиты — граниты рапакиви, 5 — гранитная, 6 — щелочно-гранитная, 7 — вулканогенно-осадочные (диомит-кварцит-диабазовая, диабаз-пикрит-порфириновая, гравелит-песчано-сланцевая); нижнепротерозойский, формация: 8 — мигматит-гранитовая, 9 — габбро-апортозитовая, 10 — диабазовая, кератофир-спидитовая, сланцево-кварцитовая, джеспилитовая сланцево-лентит-порфириновая; 11 — архейский, мигматит-гранитовые и метаморфизованные вулканогенно-осадочные формации; 12 — разломы; 13 — металлогенические зоны (цифры в кружках): 1 — глинозем-фосфорная в нефелиновых сиенитах, 2, 3, 4 — оловянные в скарнях, 5—10 — раннепротерозойские сульфидные медно-никелевые в базитах и гипербазитах, 11 — железо-титановая в габброидах, 12—16 — кобальт-меднорудные в песчаниках и сланцах, 17, 18 — мусковитовых и керамических пегматитов, 19—21 — среднепротерозойские сульфидные медно-никелевые в базитах и гипербазитах, 22 — глиноземистая в сланцах, 23—25 — сернокислотные с медью в кератофир-спидитах, 26—30 — раннепротерозойские железорудные в кварцитах

ченно регенерированные, слабо регенерированные (не сопровождающиеся изверженными породами и эндогенными месторождениями).

Области тектоно-магматической активизации характеризуются следующими чертами:

1) развиваются на земной коре континентального типа;
2) обычны сводово-глыбовые и блоковые, а также кольцевые, конические и другие вулканотектонические структуры;

3) характерны дифференцированные комплексы магматических пород: интрузивные, вулканоплутонические или вулканогенные;

4) активизация охватывает периоды 200—250 млн. лет, часто проявляются несколько стадий активизационных движений, разобщенных периодами покоя;

5) сопровождаются многочисленными (часто промышленными) месторождениями вольфрама, молибдена, олова, висмута, меди, свинца, цинка, редкоземельных элементов, сурьмы, ртути, флюорита, алунита и др.

В развитии областей автономной активизации устанавливаются две стадии, каждой из которых соответствуют определенные наложенные структуры. В первую стадию в связи с возникновением крупных разломов образуются пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями (липаритовой, андезитовой, дацитовой). В это время происходит внедрение многофазных субвулканических интрузий (гранодиоритов, гранитов и др.). Вторая стадия активизации характеризуется возникновением впадин, выполненных грубообломочными континентальными угленосными отложениями. Эти структуры обрамлены крупными зонами долгоживущих разломов. Магматические породы представлены основными щелочными интрузиями — лимбургитами, тешенитами, кринанитами, реже щелочными базальтами.

В первую стадию образуются месторождения олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка, золота, редких земель. Для второй стадии типичны низкотемпературные месторождения флюорита, сурьмы, реже ртути, вольфрама. К регионам описываемого типа относятся Западное Забайкалье, Бурейнский массив, Кураминская зона Тянь-Шаня и др.

Кроме того, А. Д. Щеглов описывает области тектоно-магматической активизации с ведущим значением разрывных нарушений (как правило, без наложенных структур) [50]. Среди них выделяются области с магматизмом и практически без магматизма. Для первых характерны субвулканические сложные кольцевые комплексы щелочных пород, иногда с широким развитием кислых разностей. Оруденение представлено месторождениями олова, вольфрама, золота, редких земель, флюорита, реже свинца и цинка. Регионы этого типа — Алданский щит, Плато Джос (Западная Африка) и др. (рис. 24). В областях без магматизма (или практически без магматизма) встречаются месторождения флюорита, барита, сурьмы, ртути, свинца, цинка. К ним относятся районы: Силезия (ПНР), Миссисипи — Миссури (США) и др.

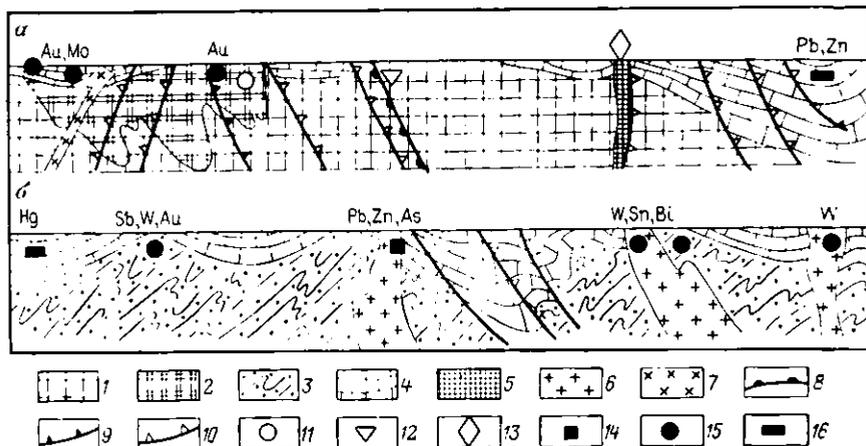


Рис. 24. Схема размещения мезозойского эндогенного оруденения на активизированных платформах (в разрезе). По В. И. Казинскому.

О снование платформы: А — архейско-нижнепротерозойское, Б — верхнепротерозойско-нижнепалеозойское.

Фундамент: 1 — гнейсы и кристаллические сланцы, 2 — продуктивные горизонты магнезиальных пород, 3 — песчано-сланцевые отложения; 4 — платформенный чехол; интрузивы: 5 — позднпротерозойские ультраосновные — щелочные, 6 — мезозойские гранитоидные, 7 — мезозойские щелочные; разломы: 8 — раннепротерозойские, 9 — раннепротерозойские, омоложенные в мезозое, 10 — мезозойские; 11 — архейские скарновые месторождения магнетита и флогопита; 12 — раннепротерозойские редкометалльные пегматиты и высокотемпературные щелочные метасоматиты; 13 — позднпротерозойские магматические месторождения платины и редкометалльные карбонатиты; мезозойские эндогенные месторождения: 14 — скарновые, 15 — гидротермальные, 16 — телетермальные (химические символы — основные металлы руд)

Возраст областей тектоно-магматической активизации различных: от позднего докембрия до четвертичного времени. Области активизации известны в складчатых зонах: докембрийских — поздний протерозой — рифей (Украинский кристаллический массив, Ахагар в Африке), каледонских (Алтае-Саянская зона, Северный Казахстан), герцинских (Западное Забайкалье, Восточный Казахстан, Тянь-Шань, Западная Европа и др.), мезозойских (Индийская зона Южной Америки, Восточное Забайкалье, Алданский щит и др.) и кайнозойских (Большой и Малый Кавказ, Приморье и др.).

На рис. 25 приведена схема металлогенической зональности Забайкалья. Все рудные месторождения этой провинции (оловянные, вольфрамовые, молибденовые, полиметаллические и др.) возникли в мезозойскую эпоху тектоно-магматической активизации.

Особый интерес представляют пояса тектоно-магматической активизации, поперечные или косо секущие складчатые зоны, например, Колорадский пояс США, имеющий северо-восточное простирание (рис. 26). К этому поясу приурочены крупнейшие месторождения молибдена, крупные — вольфрама, свинца, цинка, золота, серебра и др.

Рис. 26. Схема поперечного рудного пояса Колорадо. По Ю. М. Шейнманну.

Границы: 1 — тектонических областей, 2 — поперечного рудного пояса; 3 — третичные интрузии пояса; 4 — молодые интрузии вне пояса; месторождения: 5 — эоценовые, 6 — позднемiocеновые. Цифры на схеме — месторождения: 1 — Крип-Крик, 2 — Сильвертон-Теллурид, 3 — Бонанда, 4 — Боулдер, 5 — Брекениджд, 6 — Клаймакс, 7 — Твинлейк, 8 — Монарч, 9 — Аспен, 10 — Ури

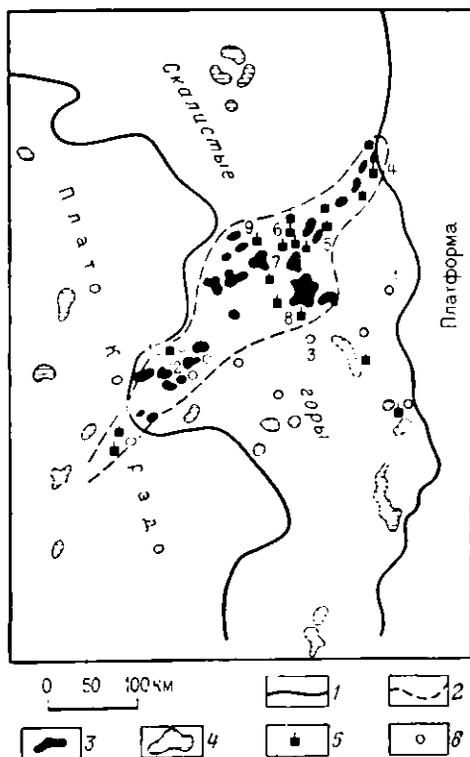


Рис. 25. Схема размещения рудных месторождений Забайкалья. По В. С. Кормилицину.

Тектонические элементы: 1 — Сибирская платформа, 2 — юго-западная часть Алданского щита; 3 — архейские глыбы, 4 — Байкальская (позднепротерозойская) складчатая область, 5 — Западно-Забайкальская (раннепалеозойская) складчатая область, 6 — Черча-Хилокская зона геантиклинальных поднятий; Монголо-Охотская складчатая область: 7 — Агинская центральная зона (позднепротерозойский и среднепалеозойский структурные ярусы), 8 — Даурская краевая зона (средне-позднепалеозойский структурный ярус), 9 — Западно-Агинская зона (позднепалеозойский структурный ярус); мезозойский структурный ярус: 10 — Шилка-Газимурская центральная зона, 11 — Пришилкинская краевая зона, 12 — Приаргунская краевая зона, 13 — Уровский и Урулунгуевский срединные массивы, 14 — главные мезозойские впадины; глубинные разломы типа краевых структурных швов: 15 — Великий Саяно-Байкальский, 16 — Туркино-Бумбульский и Южно-Алданский, 17 — Жуинский, 18 — Монголо-Охотский, 19 — прочие; зоны преимущественного развития месторождений: 20 — молибденовых, 21 — свинцово-цинковых, 22 — молибден-вольфрамовых, 23 — оловянно-вольфрамовых, 24 — оловянно-свинцово-цинковых; месторождения: 25 — молибденовые, 26 — свинцово-цинково-молибденовые, 27 — мышьяковые, 28 — свинцово-цинковые, 29 — молибден-вольфрамовые, 30 — оловянно-вольфрамовые, 31 — оловянно-свинцово-цинковые

Экзогенная металлогения

Экзогенная металлогения в последнее время приобретает все большее значение в связи с расширением сферы промышленного использования инфльтрационных, остаточных, осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений, особенно в связи с развитием технологии добычи и переработки руд. Вместе с тем изучение региональной металлогении открывает новые пути палеогеографических исследований, изучения геологических и осадочных формаций, структурно-формационных комплексов различных геологических обстановок, способствующих экзогенному рудообразованию. Среди различных факторов, влияющих на возникновение или изменение геологических обстановок, имеют значение горизонты подземных вод, а также состав и характер вмещающих их пород, водообильность, проницаемость, фильтрационные свойства, степень минерализации и др.

Хлоридно-натрово-кальциевые или хлоридно-натровые воды служат активными растворителями рудных компонентов пород и играют значительную роль в экзогенном и осадочном рудообразовании. Например, в Южной Калифорнии, где при бурении в рассолах установлено повышенное содержание меди и других металлов; на полуострове Челекен (СССР), где в 11 водоносных горизонтах выявлены свинец, цинк, медь.

Отложение руд урана и редких металлов нередко происходило при образовании озерных, дельтовых, лагунных, речных, мелко-водных морских и других отложений.

Наиболее благоприятны для образования осадочных месторождений различных металлов пестроцветные формации. С ними связаны месторождения меди (медистые песчаники и сланцы Джекказгана и Удокана в СССР, медистые песчаники Заира и Замбии, Слезни в ПНР, Мансфельда в ГДР и др.), свинца, цинка, урана, ванадия и др. Пестроцветные формации (песчаники, алевролиты, аргиллиты) характеризуются перемежаемостью слоев с различной рудоносностью, чаще всего невысокой. В этих условиях для извлечения металлов возможно применение методов подземного выщелачивания.

Формация черных углеродисто-кремнистых сланцев широко распространена в Скандинавии, Тянь-Шане, Прибалтике и других районах. В этих породах содержания фосфора, ванадия, молибдена местами достигают почти промышленных концентраций.

Сульфидоносные сланцы Канады, содержащие различные металлы осадочного происхождения, по сведениям Р. Бойла, могли быть источником свинца, цинка, серебра месторождений Юкона, а также золота в жилах Мегама на п-ове Новая Шотландия, серебра в месторождениях группы Кобальт. Возможно также, что цветные и редкие металлы минерализованной жилы Талькенроде

(ГДР) были заимствованы из углистых граптолитовых сланцев венлока (Г. Тишendorf). Повышенные содержания урана установлены в кварцевых сланцах Швеции и в черных сланцах формации Чаттануга (США).

Широко известны также рудоносные карбонатные формации, содержащие промышленные скопления свинца и цинка, например, районы Миссисипи — Миссури (США), Ачисай и Миргалимсай (СССР).

Приуроченность свинцовых и цинковых месторождений к карбонатным формациям давно известна и признана как закономерность.

Глава XI

Металлогения вулканогенно-осадочных формаций

Вопрос о вулканогенно-осадочном рудообразовании возник очень давно. Еще в начале настоящего столетия Ч. Ван-Хайз и Ч. Лейс высказали мнение, что железные руды оз. Верхнего в США были образованы в морских условиях в результате вулканогенных эманаций, а несколько позднее в 1917 г. И. Альбург, а затем Е. Леман приписали такое же происхождение месторождениям Лан и Диль в Рейнских сланцевых горах (ФРГ). Впоследствии это предположение подтвердил Г. Шнейдерхен, который привел серьезные доказательства, распространив мнение о вулканогенно-осадочном генезисе на железные руды Гарца (ФРГ), Судет (ПНР), триасовые марганцово-железные руды Боснии (Югославия), Швейцарии, а также сульфидные месторождения Мегген и Раммельсберг (ФРГ) и Эргани-Маден в Восточной Анатолии (Турция).

В СССР вулканогенно-осадочное рудообразование впервые рассмотрели Н. А. Штрейс (1933 г.) и А. В. Пейве (1947 г.) для объяснения происхождения железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана и бокситов Северного Урала.

Интересно, что еще в 1947 г. Н. М. Страхов в монографии «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» выделил группу аклиматических эффузивно-осадочных железных руд. Сюда он отнес не только упоминавшиеся месторождения Лан — Диль, связанные с диабазовыми и шальштейновыми толщами среднего девона, но также колчеданные месторождения Рио-Тинто в Испании, Раммельсберг и Мегген в ФРГ, Трольемской мульды в Норвегии, Мазульское месторождение марганца на Урале и др.

В дальнейшем изучением месторождений этого типа занимались А. Н. Заварницкий, Н. С. Шатский (1954, 1957 гг.), В. И. Смирнов, Л. Н. Формозова, Т. Я. Гончарова, В. Н. Котляр [19], М. А. Фаворская, Г. С. Дзоценидзе, Ц. Офтедаль (1958 г.) и др.

Важнейшее доказательство рудоносности вулканогенно-осадочных формаций — обнаружение многочисленных связанных с ними месторождений (меди, полиметаллов, железа, марганца и др.).

Как известно, вулканогенно-осадочные образования представляют собой смешанный тип пород, которые состоят из терригенных и вулканогенных продуктов, а также продуктов газовых эманаций и гидротермальных растворов. При этом в зависимости от палеогеографической обстановки осадочный материал поступал как сверху, так и снизу при подводных и наземных извержениях. Такой тип осадочного процесса называется не совсем точно эффузивно-осадочным; по существу это вулканогенно-осадочный процесс, который характеризуется, как показано Н. М. Страховым, большой скоростью отложения материала, а также одновременным привнесом продуктов различных поверхностных растворов при наземных извержениях вблизи водосмов, гидротермальных и газовых — при подводных извержениях. Таким образом, вулканогенно-осадочный процесс протекает различно в зависимости от положения очагов извержения относительно водоемов, глубины отложения осадков, количественных соотношений осаждающихся продуктов, их состава и характера. По мнению Н. М. Страхова, например, состав осаждающихся пеплов, кислых, средних и основных лав влияет на распространение в породах таких элементов, как железо, марганец, фосфор, ванадий, хром, никель, медь и др.

Большое влияние, очевидно, оказывают газовые эманации, которые, растворяясь в воде, во-первых, обуславливают химизм водной среды, во-вторых, влияют на химические реакции, протекающие при осаждении, диагенезе и эпигенезе. Выделение при извержениях огромного количества сероводорода и хлоридов железа приводит в определенной термодинамической обстановке к формированию месторождений, нередко крупного масштаба, железных, серникоколчеданных, медноколчеданных или колчеданно-полиметаллических руд (Озерное, Холодненское в СССР, Рио-Тинто в Испании, Мегген в ФРГ и др.).

По палеогеографическим условиям образования среди осадочно-вулканогенных месторождений выделяются:

- 1) образованные при сносе вулканических продуктов с континентов в водные, преимущественно морские бассейны;
- 2) сформированные в морских бассейнах, в очагах подводных извержений или около них;
- 3) связанные с подводными извержениями, образованные на дне морей и океанов, но вдали от очагов извержений (рис. 27).

Н. М. Страхов указывает, что морские вулканогенные породы отличаются от континентальных текстурами, хомогенным цементом туфов, который часто имеет кремнистый характер, причем туфовые породы переходят в кремнистые туффиты, а затем в туфовые кремнистые сланцы и яшмы. Характерны шаровые или подушечные лавы, преимущественно основного состава. Отложение вулканических продуктов происходило на разных, в том числе и на больших глубинах порядка 2000—7000 м при давлениях 20—

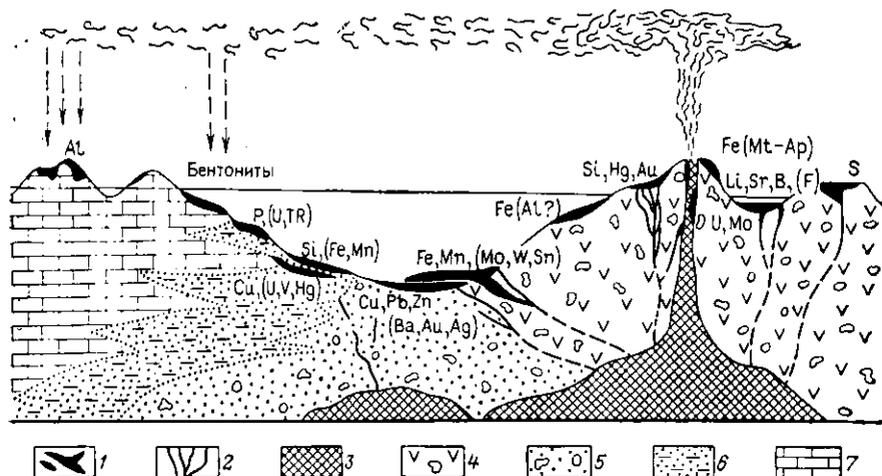


Рис. 27. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений по отношению к центрам вулканической деятельности. По В. Е. Попову.

Рудные тела: 1 — преимущественно стратиформные, 2 — секущие (жильные и метасоматические «подводящие каналы»); 3 — магматический очаг; 4 — лавы и грубообломочные пирокластические образования; 5 — туфы и туффиты; 6 — вулканокластические осадочные породы; 7 — рифогенные карбонатные породы

70 МПа. Н. М. Страхов особенно настаивает на том, что подводные извержения происходили принципиально в тех же формах, что и наземные, т. е. в виде эффузий и эксплозий (1963 г.)

По данным И. В. Хворовой, Л. И. Формозовой, И. В. Лучицкого и др., к рудоносным вулканогенно-осадочным формациям относятся:

1) вулканогенно-кремнистые, в частности, лептитовая и джеспилитовая с железистыми кварцитами;

2) вулканогенно-карбонатные с месторождениями железных руд типа Лан — Диль (ФРГ), Коргонского, Калгутинского (СССР, Горный Алтай), и колчеданных руд типа Раммельсберг (ФРГ) и Рио-Тинто (Испания);

3) вулканогенно-обломочные и спилит-кератофировые с колчеданными месторождениями южноуральского типа.

На образование вулканогенно-осадочных месторождений влияет взаимодействие вулканических продуктов и морской воды при подводных извержениях, глубинность, размер и характер водных бассейнов, рельеф их дна, состав расплавов, их вязкость, последовательность и характер проявления, т. е. характер подводного вулканизма.

Все эти вопросы изучены еще недостаточно, оксанографические данные пока скудны и основаны на геологических умозаключениях и палеовулканических реконструкциях в пределах рудных районов. Несомненно важное значение имеют изучение современного вулканизма и общие геохимические представления.

На дно морей и океанов при подводных извержениях, кроме излияния жидких лав, выпадают пепловые и туфовые аэрозоли, раскаленные обломки пород и полузастывших порций лавы (агломераты) и продукты вулканических эксгаляций.

Пепловые аэрозоли выделяются в огромных количествах, длительно и широко разносятся от центров извержений, образуя вулканогенные породы, не содержащие рудных веществ. Агломераты образуют обломочные породы, распространяющиеся вблизи центров извержений, усложняют рельеф морского дна и, накапливаясь в больших количествах, наращивают его вплоть до образования выступов над водной поверхностью. Эти образования, как правило, рудных веществ не содержат, за исключением экзотических обломков.

Жидкие лавы образуют эффузивы, шаровые и подушечные лавы, распространяющиеся на больших площадях в зависимости от их вязкости. Обычны спилитовые лавы. Одновременно иногда изливались отливкировавшиеся рудные апатит-магнетитовые лавы, например, образовавшие месторождение Кирунавара в Швеции, представляющее собой, по мнению Т. Парака (1973 г.), эксгаляционно-осадочные образования. Мы полагаем, что подобные месторождения — Лако-Сур в Чили, Абовянское в Армении и др., являются вулканогенно-магматическими. Кроме того, с излиянием жидких лав связано образование амигдалоидных медных (с самородной медью) руд типа месторождений района оз. Верхнего в США, и железо-медных месторождений верхних лавовых потоков (шаровые лавы) Восточной Лигурии в Италии, а также в Греции, Турции, на о. Крит, в Канаде, на Кубе.

Продукты вулканических эксгаляций широко распространены в областях палеовулканизма, но изучены все еще недостаточно. С ними связаны многие промышленные месторождения железа, марганца, меди, полиметаллов и, возможно, урана.

Данные по плотности и давлению пара растворов при температуре до 330 °С и различной солености дали основание И. Риджу (1973 г.) полагать, что рудные вещества отлагались на морском дне из жидких растворов или из сжатых газов со свойствами жидкостей. При температуре 220—230 °С и при глубине меньше 180 м такие растворы выкипают с отложением иных рудных компонентов. Однако в мелководных условиях такое отложение происходит при температуре 230 °С. При температуре 300 °С глубина рудоотложения должна быть более 915 м, подобной той, на которой из рудоносных рассолов отлагаются рудные вещества в Красном море и в настоящее время. Наконец, при глубине 460 м и температуре больше 230 °С рудоотложение будет происходить или метасоматическим путем, или в открытых пустотах из плотных газов, как, например, в месторождениях типа Куроко (Япония) и на о. Кипр.

Н. М. Страхов отмечает следующие признаки вулканогенно-осадочных месторождений (1973 г.):

- 1) приуроченность к толщам вулканогенных пород и переслаивание рудных слоев с вулканитами;
- 2) стратифицированный характер и тонкое переслаивание руд и вулканогенных пород (туффигов, туфопесчаников и др.);
- 3) ритмичность рудно-вулканогенных пластов и слоев;
- 4) присутствие в рудных пластах замещенных рудой фаунстических остатков и их отпечатков;
- 5) вулканические бомбы в рудных пластах;
- 6) постепенные переходы руды в боковые породы.

Ритмичность вулканогенно-осадочных пород наиболее ярко проявляется на участках, удаленных от центров извержений. Мегаритмы отражают циклы активного вулканизма, прерывающегося периодами покоя, когда происходило отложение не только вулканических продуктов, но и материала, выносившегося с суши. В отдельных рудных районах Восточного Забайкалья, Средней Азии и др. нередко насчитывается до 3—4 и более таких крупных мегаритмов, фиксируемых терригенными образованиями.

В мегаритмах часто наблюдаются макроритмы, отражающие вынос и образование различных по составу вулканических пород в течение активной деятельности палеовулканов. Для таких ритмов характерна сменяемость основных пород, их туфов и других пирокластических образований породами среднего и кислого состава. В макроритмах во многих случаях наблюдаются микроритмы, которые выделяются в медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, железорудных и некоторых урановых месторождениях.

В зависимости от преобладающих форм переноса рудных компонентов А. А. Лапухов (1976 гг.) выделил четыре типа ритмической зональности: фильтрационный, диффузионный в пористых вулканогенно-осадочных породах, гидротермально-осадочный, связанный с фракционной коагуляцией коллоидных масс, и комбинированный.

Особо важное значение имеют два последних типа, причем они обусловлены не только структурно-литологическими факторами, но также условиями переноса, миграции и отложения рудных веществ в водной среде. При этом большое значение имеют основные факторы осадочного рудоотложения: климат, среда рудоотложения, глубина бассейна рудонакопления, присутствие органики.

М. Колон (1976 г.), описывая урановые месторождения района Тань во Франции, полагает, что обогащение ураном граувакк происходило в условиях отложения в них углистого вещества.

Подобные месторождения в породах с отчетливо выраженной ритмичностью описаны также в других районах Франции, Италии и ЧССР.

Металлогенические эпохи

Металлогеническими эпохами называются периоды развития земной коры, когда происходило массовое образование тех или иных месторождений. В связи с этим говорят о металлогенических эпохах вообще или о металлогенических эпохах руд отдельных металлов или минералов (железа, меди, олова, свинца, алмазов и др.).

Говоря о предпосылках появления тех или иных рудных веществ в земной коре в разные этапы эволюции, необходимо напомнить, что в «лунную» стадию образовалась меланократовая часть коры, сложенная базальтами, габбро, гипербазитами и др. Эти породы несли целый ряд рудных элементов, однако значительных концентраций их не возникало.

Протогеосинклинальный этап характеризовался появлением прогибов и выполнявших их осадочно-вулканогенных отложений. Метаморфизм и широкое развитие гранитизации привели к появлению в протерозое мощных толщ железистых сланцев и кварцито-лептитов и образованию глинисто-песчанистых пород, обогащенных глиноземом. Характерно образование гранито-гнейсовых куполов.

По данным В. И. Смирнова, архей характеризуется полным набором вулканических и plutонических древнейших базальтоидных формаций со свойственными им магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетита, сульфидных медно-никелевых руд, колчеданных залежей. В архее сформировалась и древнейшая золоторудная формация. Вместе с тем отмечается, что постмагматические месторождения гранитных магм отсутствуют. Архей в металлогеническом отношении беден, хотя уже тогда появились отдельные месторождения золота (Колар в Индии 3,1 млрд. лет, Йеллоунайф в Канаде 2,6 млрд. лет).

В протерозое увеличивается объем осадочных пород, а также гранитов и гнейсов, еще более развивается гранитизация. Рудообразование обильно и разнообразно, особенно в раннем протерозое.

Раннепротерозойская эпоха характеризуется образованием геосинклиналей, которые заполнялись железисто-кварцевыми и другими осадками. В результате возникли крупные рудные районы Кривого Рога, КМА (СССР), оз. Верхнего (США), Минас-Жерайс (Бразилия), Сингбхум (Индия, залежи гандитового типа). Железистые кварциты рассматриваются как вулканогенно-осадочные образования. В эту же эпоху, как считают Л. Бауман и Г. Тишендорф [2], могли образоваться стратиформные залежи меди и полиметаллов (месторождение Оутокумпу, Финляндия), а также золото-кварцевые месторождения. В последующую платформенную стадию возникли месторождения золота и урана в конгломератах (Витватерсранд в ЮАР, Серра-де-Жакобина в Бра-

зилли, Уестморленд в Австралии и др.). Таким образом, эта эпоха имеет важное промышленное значение.

Средне-позднепротерозойская эпоха отделена от предыдущей временем беломорской складчатости. Расширившаяся в среднем протерозое океаническая кора превратилась в континентальную. Осаждение и накопление осадков происходило не во внутренних, а в прибрежных частях морей и океанов. Вместе с накоплением огромных толщ осадков пакапливались массы рудных веществ, а с развитием вулканизма происходило интенсивное отложение железистых кварцитов — джеспилитов. В связи с формированием на древних платформах крупных и сложных магматических комплексов происходило образование хромитовых, платиновых, титаномагнетитовых и медно-никелевых с золотом руд (Бушвелд в ЮАР, Гурон, Садбери в Канаде, Калгурли в Австралии).

В это время формировались геосинклинальные джеспилиты Венесуэлы, а также медно-никелевые месторождения Кольского полуострова и месторождение полиметаллов Ориярви (Финляндия). В связи с развитием Канадской, Бразильской, Западно-Австралийской и других древних платформ формировались редкометалльные пегматиты и кварцевые жилы.

В результате вовлечения в магматические преобразования и палингenez осадочных серий, обогащенных различными рудными компонентами, начинается формирование эндогенных месторождений железа, меди, золота, урана, свинца, цинка, возможно также вольфрама, олова и др.

По мнению В. И. Смирнова, в эту эпоху сформировалось гранито-гнейсовое основание со слюдяными и редкометалльными пегматитами, эвгеосинклинальные пояса, покровы осадочных и вулканогенно-осадочных пород, зоны протоактивизации с редкометалльными метасоматитами, а также зеленокаменные толщцы. В геосинклиналях возникли также полиметаллические месторождения как Брокен-Хилл (Австралия), а в авлакогенах — Маунт-Айза, Мак-Артур и др. (Австралия), Сулливан (Канада).

Рифейская эпоха отчетливо выражена на всех континентах. В геосинклинальную стадию байкальской складчатости образовались скарново-магнетитовые месторождения Сибирской платформы (СССР), пльменитовые месторождения в анортозитах Квебека (Канада). Знаменитые медно-кобальтовые месторождения Заира и Замбии в Африке, а также стратиформные месторождения медно-свинцово-цинковых руд в карбонатных породах Габона и Анголы относятся к платформенным образованиям рифея. В мигматитах крупных зон разломов известны многочисленные грейзеновые месторождения олово-вольфрам-бериллиевых руд, а также гидротермальные месторождения золота и меди.

М. И. Ицксон допускает возможность существования в позднем докембри, в специфических условиях перехода от докембрия к палеозою, мощной планетарной эпохи концентрации свинца, цинка, серебра, частично меди. Рудные образования этой эпохи пред-

ставлены стратиформными месторождениями (Юдомо-Майский район, Якутия) или синседиментационными накоплениями первично рассеянных металлов.

Каледонская эпоха представлена в Норвегии, Гренландии, Шотландии, в Алтае-Саянской области, а также на Урале, в Средней Азии и других районах. Во время ранней стадии геосинклинального развития в черных сланцах ордовика возникли железные руды шамозит-тюрингитового типа. Интенсивно образование колчеданных руд с медью и цинком на Урале. С габбро-пироксенитовой и плагногранитной формациями известны магматические титаномагнетитовые и скарново-железорудные месторождения. Месторождения олова, вольфрама и полиметаллов не типичны.

Варисцийская эпоха характеризуется исключительным разнообразием рудообразования. В раннюю стадию возникли мощные вулканогенно-осадочные толщи с вулканогенными месторождениями железа (Лан — Диль, ФРГ и др.), сульфидно-полиметаллическими (Рио-Тинто в Испании, и Раммельсберг в ФРГ) и магматическими месторождениями хромитов, платины, железа, титана на Урале. Широко развиты орогенные гранитоиды, а также малые интрузии, сопровождаемые месторождениями железа, цветных, редких и благородных металлов.

Киммерийская эпоха богата разнообразными полезными ископаемыми. В это время образовались многочисленные рудные месторождения Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов, а также многие месторождения на Африканской платформе. К киммерийской эпохе относятся также месторождения олова (Боливия), молибдена (КНР, СССР), сурьмы (КНР), золота и серебра (США, Мексика, СССР), редкометалльных карбонатитов (в ряде стран Африки), алмазов и медно-никелевых руд (СССР), хромитов (Куба и др.) и многих других полезных ископаемых.

Альпийская эпоха особенно богата крупнейшими молибденовыми и медно-порфировыми месторождениями (США, Мексика, Перу, Чили). К этому времени относится также образование крупных месторождений хромитов (Филиппины), полиметаллических и серебряных руд (США, Мексика, Перу и страны Средиземноморья), ртути (Италия, Югославия и др.), сурьмы (Боливия, Мексика), бериллия (США) и других полезных ископаемых.

Глава XIII

Общие сведения, типы рудных районов

Рудными районами называются территории сосредоточения рудных полей и месторождений в пределах структурно-формационных зон земной коры. Сгущение рудопроявлений обусловлено структурами (сопряжение, пересечение, усложнение нескольких систем или зон разломов и складчатости), магматическими образованиями (многофазные интрузивы, малые интрузии, дайковые пояса, субвулканические и вулканические аппараты и др.), благоприятной литолого-геологической обстановкой. Литолого-геохимическая обстановка зависит не только от состава толщ, их фаций, залегания, но также и от разных уровней эрозионного среза, и проявления сочетаний всех геологических факторов, так или иначе влияющих на размещение, локализацию и сохранение оруденения.

Вопросам изучения рудных районов посвящена значительная литература [12, 32, 34]. Размеры их варьируют в широких пределах, но обычно они достаточно велики, чтобы в них могло разместиться то или иное число рудных полей, и определяются геологическими границами. Примерами рудных районов могут служить Лениногорский, Зырянский и др. на Рудном Алтае с преимущественно колчеданно-полиметаллическим оруденением, Учалинский, Сибайский и др. на Южном Урале с медноколчеданным оруденением, Хрустальненский в Приморье с полиметаллическо-оловорудным, Кличкинский с полиметаллическим оруденением в Восточном Забайкалье и др.

С магматическими комплексами рудных районов обычно связаны определенные виды полезных ископаемых (Г. С. Лабазин, П. А. Строна, В. С. Кормилицын и др.), что особенно важно для гидротермальных месторождений. Магматический фактор наряду со структурно-тектоническим определяет место, время и возраст минерализации. Эти факторы необходимо учитывать при металлогеническом анализе рудных районов.

Следует отметить, что в структурно-формационных зонах наблюдается тесное сочетание не только структур с магматизмом, но и структур с литогенезом и, кроме того, различных типов структур между собой (разломов и складчатости, фундамента и разломов, разломов и складчатости разных систем и др.). Поэтому изучение

рудных полей только со структурных позиций без учета магматизма и литогенеза совершенно недостаточно.

Наконец, нельзя игнорировать и количественные соотношения во внутреннем строении структурно-формационных зон. При огромном их протяжении и больших масштабах вообще они не однородны. Сгущения благоприятных структур меньшего масштаба, т. е. более высокого порядка в сочетании с магматическими образованиями и другими геологическими факторами, распространены спорадически, обуславливая тем самым распределение связанной с ними рудоносности. В пределах структурно-формационных зон выделяются тектонические узлы и соответствующие им рудные районы.

Рудные районы различны в зависимости от типа структурно-формационных зон, их внутренних структур более высоких порядков, характера магматизма и его фаций, геологических формаций и разных сочетаний всех взаимодействующих факторов. В связи с этим изучение рудных районов и прогнозирование оруденения тесно связано с расшифровкой процесса геологического развития с выделением последовательных этапов их формирования.

Расположение рудных районов в пределах различных структурно-формационных зон, выделяемых в контурах крупнейших структур земной коры, контролируется определенными сочетаниями тектонических элементов:

Структурно-формационные зоны

Положение рудных районов

Складчатые пояса

Троги и ранние эвгеосинклинали с офиолитовыми поясами

Участки глубинных разломов с рудоносными комплексами ультраосновных и основных пород

Ранние геосинклинальные прогибы

Зоны глубинных разломов со спилит-кератофировым, диабазовым, порфировым вулканогенными комплексами

Вторичные (поздние) геосинклинали

Узлы сочленения многоэпиклинальных зон и разломов

Внутренние геосинклинальные поднятия с гранитоидными формациями

Тектонические контакты гранитоидных массивов, выступы их кровли с комплексами даек

Пограничные зоны различных блоков, осложненные региональными разломами и приуроченными к ним магматическими породами пестрого состава

Участки разломов с оперяющими или секущими разрывными нарушениями в сочетании с вулканогенно-интрузивными или субвулканическими комплексами магматических пород

Пограничные зоны срединных массивов с геосинклинальными структурами

Узлы сопряжения или пересечения разломов в сочетании с магматическими комплексами

Сводово-глыбовые поднятия со сложным магматизмом

Узлы сопряжения или пересечения разломов с приуроченными к ним комплексами преимущественно порфировых пород

Древние платформы и щиты

Антеклизы с трапповыми формациями

Узлы сопряжения и пересечения разломов с трубками взрыва и вулканогенными аппаратами, структуры центрального типа с вулканогенно-интрузивными комплексами и карбонатитами

Синеклизы

Зоны глубинных разломов

Области тектоно-магматической активизации

Глыбовые поднятия с разнообразными магматическими формациями

Структуры центрального типа с рудоносными комплексами ультраосновных — щелочных пород в узлах сопряжения или пересечения разломов, узлы сопряжения или пересечения разломов с приуроченными к ним рудоносными комплексами гранитоидов

Вулканические пояса, сложенные породами преимущественно андезитовой формации, липаритовой, дацит-липаритовой и андезит-дацит-липаритовой формаций

Тектоно-вулканические депрессии, осложненные разломами
Узлы сопряжения, пересечения, разветвления разломов с приуроченными к ним вулканическими центрами и субвулканическими или вулканогенно-интрузивными рудоносными комплексами

Глава XIV

Структуры рудных полей

Рудные месторождения размещаются не только в структурно-фациальных зонах, но и в рудных районах неравномерно. В последних они обычно образуют группы месторождений и рудопроявлений, разобщенных между собой площадями, лишенными их или же несущими лишь незначительные рудопроявления. Такие скопления рудной минерализации в виде месторождений, рудопроявлений и мелких точек минерализации, связанных общностью происхождения и сгруппированных в зонах с благоприятным сочетанием геологических факторов (структурно-тектонических, магматических, литологических и др.), называются рудными полями.

Структура (строение) рудного поля определяется совокупностью составляющих его структурных элементов (разрывные нарушения, складки, интрузивные массивы, вулканические аппараты, трубки взрыва, рудные тела), их взаимосвязью и последовательностью формирования. При этом особенно важны элементы тектонической структуры, магматические (вулканические), а также нетектонические структуры (обрушения, оползания и др.).

Именно так понимали структуры рудных полей такие крупные исследователи, как М. П. Русаков, А. В. Королев, В. М. Крейтер

и др., а в настоящее время В. И. Казанский, Н. П. Лаверов, В. А. Невский, Ф. И. Вольфсон, Л. И. Лукин, В. Ф. Чернышев, П. Д. Яковлев и др. Основой изучения структур они считают расшифровку типов тектонического строения, выявление планов деформаций и направлений движения блоков по отдельным разрывам. Большое внимание уделяется также изучению физико-механических свойств вмещающих пород, несомненно играющих важную роль в развитии тех или иных деформаций. При изучении структур придавалось большое значение выявлению плана деформаций до тех пор, пока исследователи не обратили внимание на многократное возникновение разных напряжений в одних и тех же участках или по одним и тем же нарушениям.

Новое направление в изучении рудных полей и месторождений — выделение структурных этажей и ярусов, а также структурных особенностей приуроченных к ним месторождений и тектонических блоков с разным развитием. Однако и это направление, несмотря на положительные элементы, еще не дает достаточной основы для понимания всех природных типов структур различных эндогенных месторождений и, тем более, для уверенного научного прогнозирования оруденения. Достаточно указать на основной недостаток этого направления, выражающийся в недостаточном учете особенностей структур магматических и, особенно, вулкано-генных и метаморфогенных месторождений и отнесение структурной зональности только к структурным этажам и ярусам геосинклинальных зон. При большом значении структурной зональности в прогнозировании слепого и скрытого оруденения такое ограниченное ее понимание не дает возможности детально и правильно подходить к этой проблеме огромного практического значения.

Глава XV

Общие сведения

Цель изучения региональной металлогении — выяснение закономерностей пространственного размещения месторождений твердых полезных ископаемых в земной коре, в структурно-формационных зонах, а также среди выделяемых в них рудных районов. Отсюда вытекают основные задачи: 1) выявление рудоконтролирующих структур первых порядков и связанных с ними геологических, магматических и иных формаций и комплексов; 2) выявление локальных структур, их сочетаний между собой, с проявлениями магматизма, метаморфизма, метасоматоза, с эрозионным срезом; 3) выяснение природы геофизических, геохимических, гидрогеологических и иных аномалий.

Решение первой задачи может привести к выявлению перспективных и рудоносных площадей и рудных районов, а второй и третьей — к выявлению рудных точек, рудопроявлений. Без этого невозможно приступить к постановке поисков, а также к производственным поисковым работам с оценкой рудопроявлений, которые, к сожалению, нередко проводятся без металлогенических исследований.

Успешное прогнозирование во многом зависит от изучения рудных формаций и формационного анализа рудных месторождений

Цель изучения рудных формаций заключается в выяснении пространственных, временных, минералого-геохимических и иных соотношений между ними и геологическими, а также магматическими, метаморфическими, метасоматическими, вулканогенными, осадочными, вулканогенно-осадочными и иными формациями и комплексами.

Региональное металлогеническое прогнозирование должно опираться не только на изучение поверхностных и близповерхностных формационных комплексов, основанное на анализе геологических карт, но и учитывать сведения о строении глубинных уровней фундамента и чехла. В ряде случаев регионально-металлогеническое прогнозирование может осуществляться в результате историко-геологического анализа больших территорий земной коры с выделением структурно-формационных зон. Методами прогнозирования в таких случаях могут служить: 1) сопоставление таких зон между собой, выяснение их эволюции по наиболее важным этапам эндогенного оруденения, начиная с древнейших циклов

(К. О. Кратц, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий и др., 1971 г.); 2) изучение последовательности структурных и магматических этапов (Б. И. Берман, В. Н. Котляр, А. М. Сытников, 1978 г.); 3) металлогенический анализ (В. И. Бергер, И. И. Ициксон, 1971 г.); 4) выявление рудоконцентрирующих структур и структур орогенного типа (И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, 1971 г.), и др.

Для прогнозирования оруденения на щитах, платформах и в областях их активизации широко используется всестороннее геолого-геофизическое изучение месторождений и вмещающих их пород. Основной принцип прогнозирования — корреляция геологических и рудных формаций всех выделяемых эпох докембрия (архея, раннего, среднего и позднего протерозоя) с учетом влияния процессов регионального метаморфизма и гранитизации, способствующих мобилизации и концентрации рудного вещества. При изучении металлогении щитов и древних платформ необходимо учитывать длительность процессов рудообразования и явление унаследованности многих сквозных металлов (железо, золото, алюминий, уран, торий, редкие земли и др.), которые нередко характерны для нескольких металлогенических эпох.

При прогнозных исследованиях на щитах и в областях их активизации кроме общегеологических используют методы структурной геофизики, глубинного изучения крупных блоков, геохимии, а также составление серий прогнозных карт (Т. В. Билибина, Б. А. Ермолаев и др., 1971 г.). Прогнозирование оруденения в областях тектоно-магматической активизации основано на выявлении материковых структур разных типов. Среди них для рудных районов выделяются:

- 1) сводово-глыбовые в пределах геосинклинально-складчатых зон;
- 2) сводово-глыбовые, несущие интрузивы и их комплексы;
- 3) сводово-глыбовые, использующие поперечные разломы и ассоциирующие с ними магматические комплексы;
- 4) сводово-глыбовые во взаимно пересекающихся или сопрягающихся структурах;
- 5) депрессионные орогенные на разрывах;
- 6) депрессионные вулканические.

Глава XVI

Составление прогнозно-металлогенических карт

Основная цель металлогенических исследований — прогнозирование оруденения на основе выделения определенных типов рудных формаций и формационных рядов.

При региональных работах в масштабе 1 : 200 000—1 : 100 000 изучаются формационно-металлогенические и структурно-формационные зоны в областях потенциально продуктивных рудных районов, а при исследованиях в масштабе 1 : 50 000—1 : 25 000 —

рудные районы и узлы конкретных рудных полей и месторождений. В обоих случаях прогноз осуществляется на геолого-структурной основе с привлечением всех геологических, структурных, литолого-петрографических, геофизических и прочих данных.

Как правило, для изучаемых районов прежде всего составляются специализированная геологическая (геолого-формационная) карта, карта закономерностей размещения оруденения и прогнозная карта на определенный вид полезного ископаемого.

При составлении геолого-формационных карт учитывается специфика геологической обстановки (складчатые области, зоны их активизации, древние щиты и области их активизации, молодые платформы и области их активизации и др.) и вид полезного ископаемого.

Карта закономерностей размещения оруденения обычно наглядно отражает закономерности пространственного и временного размещения полезного ископаемого и его связь с определенными геологическими факторами, что необходимо для выделения перспективных площадей.

Прогнозная карта на определенный вид полезного ископаемого делается из прозрачного материала в виде накладки на карту закономерностей размещения оруденения. На этой карте показывают перспективные площади для постановки поисковых работ в определенной последовательности. Что и каким образом изображать на прогнозных картах рассмотрено в ряде опубликованных работ [32]. Главная задача металлогенических исследований рудных провинций — выявление перспективных рудных зон и районов. Но и на этой стадии возможно обнаружение продуктивных рудных полей и отдельных месторождений.

Выявление перспективных рудных полей и месторождений — основная задача при составлении металлогенических карт рудных районов. Для успешного решения этой задачи необходимы, как уже отмечалось, крупномасштабные исследования [31, 32, 33, 34], требующие дополнительных полевых работ, контрольной проверки стратиграфо-литологических, петрографических, геохимических, экспериментальных и других данных. Более того, эти данные необходимо умело комплексировать.

Сочетание результатов детального изучения геолого-геохимических, петрографических и других особенностей перспективных площадей обеспечивает достоверность локальных прогнозов.

Глава XVII

Рудные формации и прогнозирование рудоносности

Как уже отмечалось, под геологической формацией понимаются естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых (породы, слои, массивы) тесно

связаны в возрастном и в пространственном отношении (фации и др.). К конкретным формациям относятся осадочные, магматические, метаморфические, интрузивные, вулканогенные, метасоматические, рудные. Еще более конкретные формации — угленосные, фосфоритоносные, сланцевые, соленосные и др., а также вулканогенно-осадочные, трапповые, субвулканические, гранитные, щелочные, основные (фемические) и др.

Особое значение для прогнозирования рудоносности имеет выделение рудных формаций. Под рудной формацией понимается группа месторождений, относящихся к определенному типу по составу руд и условиям их образования (С. С. Смирнов). В. С. Кормилицын и П. А. Строна предложили понимать рудные формации как образования, соответствующие геологическим формациям, что, однако, не нашло общего признания.

В работе «Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые» (Д. В. Рундквист и др., 1978 г.) подробно рассматривается значение формационного анализа при прогнозных исследованиях, а также вопрос о связях геологических и рудных формаций. Выделяются разные виды рудных формаций и формационные типы. Известны случаи, когда различные рудные формации совмещаются в рудных полях, месторождениях и даже в рудных телах (Кафан, Джидинское и др.). Такие рудные объекты называются полиформационными.

Для геосинклинальных зон на территории СССР Д. В. Рундквист, Э. И. Кутырев и др. разработали методику прогнозирования рудоносности, учитывающую условия залегания месторождений, соотношение руд и вмещающих пород, т. е. основанную на соотношениях геологических и рудных формаций. Для свинца, цинка и меди, например, Э. И. Кутырев выделяет пластовые месторождения трех групп: залегающие в вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формациях. Главным типом он считает колчеданно-полиметаллические месторождения (алтайский тип), залегающие в породах дацит-липарит-туфосланцевой формации. К этому же типу относятся месторождения Кызыл-Таштыг в Саянах, Хандзинское в Средней Азии, Куроко в Японии и ряд других (месторождения вторичных эвгеосинклиналей по Г. А. Твалчрелидзе).

Атасуйский тип стратиформных месторождений свинца и цинка (Центральный Казахстан) Э. И. Кутырев относит к вулканогенно-кремнисто-терригенно-карбонатной формации. От алтайского типа он отличается очень слабым проявлением кислого вулканизма. Кроме того, этот автор выделяет жайремский тип полиметаллических месторождений в породах кремнисто-карбонатной формации, для которого характерно присутствие гематита, магнетита, якобсита, гаусманита, марганецсодержащих минералов. К жайремскому типу относятся также месторождения района Три-Стейт (США). Близко к описываемым Миргалымсайское месторождение, рудные тела которого залегают в породах углеродисто-карбонатной формации, а само месторождение приурочено к миогеосинклинали.

Выделение стратиформных и стратифицированных месторождений и выявление их особенностей представляет интерес для прогнозирования рудоносности. При этом необходимо иметь в виду большое рудоконтролирующее значение вулканических структур.

В настоящее время общие прогнозы являются уже недостаточными. Региональное прогнозирование оруденения должно сопровождаться количественной оценкой прогнозных запасов. Ряд исследователей предложили классификации прогнозных запасов. Н. А. Быховер, А. Н. Еремеев и А. П. Соловов (1978 г.) в зависимости от характера прогнозных запасов и их размещения различают три группы:

1) прогнозные запасы известных месторождений сверх учтенных по категории C_2 ;

2) прогнозные запасы новых месторождений в известных рудных районах;

3) прогнозные запасы в новых районах.

Одновременно указанные авторы предложили следующий вариант классификации прогнозных запасов:

1) категорий $E_1, D_3 - D_1$ для оценки ожидаемых запасов минерального сырья, отвечающего существующим требованиям (E_1 — запасы без привязки к конкретным объектам, D_3, D_2, D_1 — запасы конкретных неразведанных объектов — рудных районов, зон и др.);

2) запасы категорий $E_3 - E_2$ ожидаемого сырья, по качеству и условиям залегания отвечающих требованиям дальней перспективы (E_3 без привязки, E_2 с привязкой к конкретным районам).

Запасы, кроме того, разделяются в результате съемочных работ разного масштаба и поисковых работ.

Глава XVIII

Новые направления в прогнозировании рудоносности

Как известно, при общем подходе к прогнозированию рудоносности достаточно полно и детально анализируются геотектонические факторы в региональном и районном масштабах, в сочетании с выводами по формационному и фациальному анализу, метасоматозу, геоморфологии (эрозионный срез), палеогеогеологии и изучением всех типов зональности (металлогенической, структурной, метасоматической).

В последние годы Б. И. Берман и А. М. Сытников на примере Забайкалья разработали новый метод, основанный на анализе историко-геологических данных. В архее на этой территории существовал протогеосинклинальный режим и сформировалась земная кора континентального типа. В раннем протерозое образовались Могзон-Еравнинский, Восточно-Забайкальский, и Селенгинс-

жий троговые прогибы, связанные с разломами субмеридионально-то направления.

Для раннекаледонского времени были характерны нисходящие движения. В это время образовались Уда-Витимский шовный прогиб и Джидинская геосинклиналь. Дальнейшее развитие этой территории выразилось в слабых преимущественно нисходящих движениях.

Вулкано-тектонические структуры приурочены к наиболее подвижным блокам с устойчивой тенденцией к прогибанию. Такие блоки, как Джида-Боргойский, Могзон-Еравнинский и Шаманский, наследовали блоки наибольшего прогибания в докембрии.

Региональное развитие ультраметаморфизма в непосредственной связи с мезозойской активизацией (образование ремобилизованных гранитов, антитов, пегматитов в сводовых поднятиях) указывает на повышенную активность земной коры и верхней мантии.

Вулкано-тектонические депрессии Западного Забайкалья сложены андезитами, трахитами, липаритами, а также реоморфическими брекчиями, которые возникли путем замещения осадочных и ранее образованных вулканических пород. Структуры центрального типа выражены слабо. Широко проявились явления витрификации и приповерхностного магматического замещения — криптовулканизм, флюидизационная мобилизация осадочных пород и образование аргиллизитовых метасоматитов. В процессе формирования трех серий вулканических пород (трахибазальт-щелочнолипаритовой, базальт-липаритовой и порфирировой) возрастает K/Na отношение.

Юго-восточное Забайкалье, в архее развивавшееся как краевое поднятие, в рифейское время расчленилось на отдельные блоки, существовавшие вплоть до мезозойской активизации. Сформировались Агинский срединный массив и Приаргунское поднятие, причем в последнем возник ряд прогибов. Дифференцированные и контрастные движения привели к тому, что одни блоки земной коры сохранили синэпический профиль с многократной гранитизацией, а профиль других стал фемическим. Ультраметаморфизм в юго-восточном Забайкалье имел локальное развитие.

Для вулканических сооружений этой территории характерны силлы трахидацитов при подчиненной роли вулканических покровов, а также крупные контролируемые зоны разрывных нарушений. Структуры центрального типа преимущественно конические, центриклинальные. Витрификация и криптовулканические процессы выражены слабо. Эксплозивные брекчии за пределы субвулканических образований не выходят. Развита только базальт-липаритовая серия вулканических пород, завершающая внедрение трахидацитов. В общем присутствии щелочной серии характерно для подвижных блоков, развивавшихся от прогибов к сводам.

На основании результатов детального изучения процесса геологического развития Забайкалья была предпринята попытка систематизировать критерии перспектив рудоносности:

Позитивные

Негативные

Геотектоническое развитие

Формирование срединного массива или геосинклинального поднятия начиная с архея; контрастные движения

Устойчивое прогибание отдельных блоков; движения знакопеременные

Аномальная активность земной коры и мантии

Региональные проявления ультраметаморфизма и образование куполов

Характер тектоно-магматической активизации

Тип

Эпигеосинклинальный

Догеосинклинальный

Длительность

I₂—Сг₁

Т—Сг₂

Число стадий субвулканической деятельности

Три (I₂₋₃, I₃—Сг₁, Сг₂)

Четыре (Т—I₁, I₂₋₃, I₃—Сг₁Сг₁)

Максимальная активность с вулканизмом

Конечная стадия

Начальная стадия

Особенности продуктивного вулканизма

Размещение вулкано-тектонических структур

Узловое в прерывистом вулканическом поясе

В обширных ареалах непрерывных вулканических поясов

Отношение вулкано-тектонических структур к предшествующей активизации

Наложенные

Унаследованные

Фацции

Преимущественно субвулканическая

Преимущественно экструживно-покровная

Очаги кислого вулканизма

Глубинно-вулканические внутрикоровые

Палингенно-анатектические близповерхностные

Вулканические структуры

Центрального типа

Ареальные и мантийные, слабо выраженные, центрального типа

Петрохимические особенности

Базальт-липаритовая ассоциация с щелочно-известковыми сериями	Трахибазальт-щелочнолипаритовая, базальт-липаритовая, липаритовая; ассоциация субщелочного и щелочно-известкового рядов
---	---

Масштабы скрытовулканической деятельности

Локальные тела взрывчатых брекчий	Скрытовулканическая деятельность соизмерима с объемом впадин
-----------------------------------	--

Поствулканические изменения пород

Слабая аргиллизация	Интенсивно проявлены опализация, аргиллизация и пропилизация до глубины 1 км; глинистое разложение пород в пределах зон мощностью в сотни метров
---------------------	--

В целом для оценки перспектив рудоносности различных блоков земной коры главное значение имеют геотектонические факторы, по отношению к которым остальные признаки являются производными разных порядков.

Крупные рудные месторождения Забайкалья приурочены к вулканотектоническим структурам, которые находятся в реликтовых архейских устойчивых блоках, возникших как краевые поднятия или срединные массивы.

Новые принципы металлогенических локальных прогнозов на территории Приморья разработаны М. А. Фаворской и др. [29]. Теоретической основой разработанных методов является представление о сквозных рудоконцентрирующих структурах и узлах повышенной эндогенной активности в пределах этих структур. Изучался комплекс морфоструктурных, геологических, магматических, геофизических и рудно-формационных аномалий, показано их значение для локального прогноза эндогенных месторождений.

Металлогения — наука о пространственных и временных закономерностях размещения рудных месторождений в земной коре. Объекты металлогенических исследований — рудоносные площади различных размеров — от планетарных до отдельных рудных районов. Металлогенические исследования позволяют осуществлять прогноз рудоносности и вести поиски полезных ископаемых с подлинно научных позиций.

Металлогения суммирует данные целого ряда геологических, геохимических и геофизических наук. Основой ее служат учение о полезных ископаемых, геотектоника, глубинная геология, литология, стратиграфия и формационный анализ. В настоящее время выделяют региональную металлогению, металлогению рудных районов, металлогению отдельных металлов. Кроме того, различают эндогенную, экзогенную и метаморфогенную металлогению.

Основные методы металлогении — региональный металлогенический анализ, металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов рудных районов, структурно-формационный анализ геологических образований и рудных месторождений, методы глубинной геофизики и математической статистики.

Большой вклад в развитие металлогении внесли советские ученые С. С. Смирнов, Ю. А. Биллибин, Н. С. Шатский, В. И. Смирнов, Н. М. Страхов, И. Г. Магакьян, А. И. Семенов, Е. Т. Шаталов, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щеглов и многие другие, труды которых обеспечили передовые позиции советской металлогении в мировой науке.

Земная кора возникла в результате длительной эволюции за 4,5—5 млрд. лет. Она была сформирована в архейское (догеосинклинальная или нуклеарная стадия) и протерозойское (протогеосинклинальная стадия и этап протоактивизации) время. В фанерозойский период на докембрийской коре происходило заложение и формирование геосинклинальных систем каледонского, герцинского, кеммерийского и альпийского этапов. В результате возникли материк и океаны с различным строением земной коры. Главные тектонические элементы земной коры материков представлены геосинклинально-складчатыми поясами и зонами, древними щитами и платформами, областями тектонической и тектономагматической активизации.

Геотектоническая цикличность развития земной коры обусловила металлогеническую стадийность и зональность. Разнообразие рудных формаций докембрия определяется осадочно-метаморфогенными месторождениями железа, золота, меди, графита и др., метаморфогенными месторождениями мусковитовых и ред-

кометальных пегматитов, магматогенными месторождениями базит-гипербазитовых и щелочных комплексов (медь, никель, кобальт, платина, хром, титан, ниобий, тантал и др.), гидротермально-метасоматическими месторождениями золота, урана, свинца, цинка, сурьмы и др.

Наиболее ярко цикличность развития земной коры и металлогеническая стадийность с большим разнообразием эндогенных месторождений проявлены в геосинклинальных системах фанерозоя.

Огромные геосинклинально-складчатые пояса (Тихоокеанский, Урало-Монгольский, Средиземноморский и др.) развивались в течение нескольких эпох. В них выделяются геосинклинальные системы, геосинклинали, срединные массивы с характерными для них особенностями металлогении.

Для первичных геосинклиналей, заложенных на океанической коре, характерны вулканогенные медноколчеданные месторождения, а также месторождения хромитов, железорудных скарнов и др. Вторичные геосинклинали закладывались на земной коре континентального типа. К ним приурочены колчеданно-полиметаллические, барит-полиметаллические, скарново-магнетитовые, медно-молибденовые и медно-порфировые месторождения.

В первичных эвгеосинклиналях широко представлены вулканогенные и вулканогенно-осадочные серноколчеданные, медноколчеданные, медно-цинково-колчеданные месторождения, а для вторичных эвгеосинклиналей наиболее типичны колчеданно-полиметаллические, полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения. Различия в металлогении геосинклиналей обусловлены прежде всего различиями слагающих их вулканогенных формаций. Для мнгогеосинклиналей характерны скарповые и гидротермальные золоторудные, вольфрамовые, оловянные, оловянно-полиметаллические и полиметаллические месторождения, связанные с комплексами малых интрузий гранитоидов.

Металлогения орогенных зон и областей имеет свои особенности. С массивами гранитоидов и с комплексами вулканических и субвулканических пород связаны разнообразные гидротермальные месторождения цветных, благородных, радиоактивных и редких металлов, приуроченные к вулканическим структурам и разрывным нарушениям.

Срединные массивы представляют собой обломки докембрийских платформ, расположенные во внутренних частях более молодых складчатых областей. В строении этих массивов выделяют три структурных этажа: докембрийский метаморфический фундамент, образования осадочного чехла, синхронного с накоплением сопредельных геосинклиналей, и орогенные молассы. При формировании фундамента образуются месторождения графита, железных руд, серного колчедана, пегматиты и др. Во второй период (в период развития сопредельных геосинклинальных зон) срединные массивы часто захватываются процессами магматизма и рудообразования. В это время в связи с гранитоидным магматизмом

образуются медно-молибденовые, полиметаллические, золоторудные, оловянные и другие месторождения. Третий период развития срединных массивов главный в металлогеническом отношении. В это время образуются наиболее крупные месторождения свинца и цинка, золота и серебра, сурьмы, ртути и других металлов. Оруденение этого периода, по мнению А. Д. Шеглова, не имеет связи с геосинклинальным процессом и относится к этапу тектоно-магматической активизации.

Металлогения древних континентальных платформ изучена хуже, чем металлогения геосинклинально-складчатых зон. В фундаменте платформ залегают разнообразные месторождения докембрия. К платформенному чехлу приурочены месторождения осадочных руд железа, угленосные отложения. Характерный для платформ магматизм представлен тремя формациями: трапповой, щелочно-гипербазитовой и трахибазальтовой. С первой связаны сульфидные медно-никелевые месторождения, железорудные скарны, месторождения исландского шпата и др. Металлогения древних щитов многоэтапна и сложна. Особенно интенсивно она изучается в последнее десятилетие.

Области тектоно-магматической активизации (отраженной или автономной) имеют различный возраст (от позднего докембрия до четвертичного периода). Они проявляются как на платформах, так и в консолидированных складчатых областях. Для областей активизации характерны сводово-глыбовые, блоковые, кольцевые, конические и другие вулканотектонические структуры, к которым приурочены дифференцированные комплексы магматических пород: интрузивные, вулканоплутонические и вулканогенные. Оруденение представлено многочисленными, часто крупными месторождениями олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца и цинка, золота и серебра, сурьмы, ртути, урана, флюорита и др.

Наиболее благоприятны для образования осадочных месторождений пестроцветные формации, к которым приурочены месторождения меди, свинца, цинка, ванадия и др.; черные углесто-кремнистые сланцы с высоким содержанием фосфора, ванадия, молибдена, свинца, цинка и др.; карбонатные формации со свинцово-цинковым оруденением.

Металлогения вулканогенно-осадочных формаций изучена достаточно полно многими исследователями. Вулканогенно-осадочным путем образуются стратиформные железорудные, железомарганцевые, колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и другие месторождения. Для них характерны ритмичное переслаивание руд и вулканогенных пород, постепенные переходы руды в боковые породы, присутствие в рудных пластах фаунистических остатков и др.

Металлогеническими эпохами называются такие периоды в развитии земной коры, когда происходило образование месторождений. Выделяются архейская, раннепротерозойская, среднепротерозойская, позднепротерозойская, рифейская, каледонская, герцинская, киммерийская и альпийская эпохи. В протерозойское

время образовались грандиозные месторождения железистых кварцитов, рудоносных конгломератов, стратиформные полиметаллические месторождения. Во время протоактивизации появились крупнейшие месторождения хрома, титана, никеля, меди, платины и металлов ее группы, связанные с базальтоидным магматизмом, а также месторождения редких металлов и др. В эпохи фанерозой происходило, кроме того, образование разнообразных постмагматических рудных месторождений, связанных с гранитоидами.

Рудные районы представляют собой тектонические узлы в пределах структурно-формационных зон, где сочетаются тектонические элементы (складчатость, разрывные нарушения) с рудоносными магматическими комплексами (интрузивными, субвулканическими, вулканическими) и вмещающими толщами различного литологического состава. В таких узлах и сосредоточены рудные поля и месторождения. При изучении металлогении рудных районов необходимо выявить главные факторы, влияющие на размещение, локализацию и сохранность оруденения.

Главная цель металлогенических исследований — прогноз рудоносности, выделение в структурно-формационных зонах потенциально продуктивных рудных районов. Для изучаемой территории составляются в масштабе 1 : 200 000—1 : 100 000 специализированная геологическая (геолого-формационная) карта, карта закономерностей размещения оруденения и прогнозная карта на определенном виде полезного ископаемого.

Составление металлогенических карт рудных районов преследует цель выявления рудных полей и месторождений и требует применения более крупномасштабных исследований (1 : 50 000—1 : 25 000). При этом необходимы специализированные полевые работы по изучению стратиграфии, тектоники, магматизма, гидротермальных метасоматитов и другие исследования, сочетание результатов которых обеспечивает достоверность локальных прогнозов.

1. *Абдуллаев Х. М.* Рудно-петрографические провинции. М., Недра, 1964.
2. *Бауман Л., Тищенко Г.* Введение в металлогению — минерагению. М., Мир, 1979.
3. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
4. *Войткевич Г. В., Лебедев Г. И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., Недра, 1975.
5. *Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным.* М., Недра, 1969.
6. *Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений/М. А. Фаворская, И. П. Томсон, В. А. Баскина и др.* М., Недра, 1974.
7. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965.
8. *Гросс Г. А.* Металлогеническая эволюция Канадского щита. — В кн.: Корреляция докембрия. Т. 2/Под ред. А. В. Сидоренко. М., Наука, 1977, с. 274—292.
9. *Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации/Под ред. В. И. Смирнова.* М., Наука, 1975.
10. *Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 12. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей/Под ред. В. И. Смирнова.* М., Наука, 1978.
11. *Зонешайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.
12. *Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов/Р. М. Константинов, В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко и др.* М., Недра, 1965.
13. *Ильин К. Б.* Региональная металлогения СССР. М., Недра, 1974.
14. *Ицксон М. И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979.
15. *Казанский Б. И.* Рудноносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
16. *Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М., Атомиздат, 1978.
17. *Карпова Е. Д.* Металлогения областей тектоно-магматической активизации. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 62—101 (ВСЕГЕИ, Труды, нов. сер., т. 191).
18. *Ковалев А. А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978.
19. *Котляр В. И.* Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 491—543.
20. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
21. *Лаффит П.* Металлогения Франции. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1969, № 1, с. 26—41.
22. *Ломоносов М. В.* О слоях земных. М., Госгеолиздат, 1949.
23. *Магакьян И. Г.* Металлогения. М., Недра, 1974.
24. *Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья)/Под ред. Е. Т. Шаталова.* М., Наука, 1977.
25. *Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах/Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, И. П. Томсон и др.* М., Недра, 1972.
26. *Металлогения докембрия и металлогенические эпохи/Т. В. Билибина, К. О. Кратц, Н. П. Лаверов и др.* — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л., 1978, с. 3—29.
27. *Металлогения Украинского щита/Я. П. Белевцев, С. Т. Борисенко, Л. С. Галцкий и др.* — В кн.: Региональная металлогения докембрия СССР. Л., 1980, с. 13—20.

28. *Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., Наука, 1975.
29. *Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья/* Под ред. М. А. Фаворской. М., Наука, 1977.
30. *Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР/* В. А. Амантов, Е. В. Быковская, Г. А. Генко и др. Л., Недра, 1979.
31. *Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях/* Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Т. А. Гончарова и др. М., Недра, 1973.
32. *Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов/* Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, А. И. Дюков и др. М., Недра, 1964.
33. *Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения/* Н. Л. Бубличенко, Ю. Ю. Воробьев, В. Ф. Иванкин и др. М., Недра, 1971.
34. *Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей и районов/* Под ред. В. А. Королева. М., Недра, 1973.
35. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977.
36. *Семенов А. И., Серпухов В. И.* Общие принципы регионального металлогенического анализа. — В кн.: Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. М., 1957, с. 3—20.
37. *Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.* Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., 1977, с. 55—78.
38. *Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963.
39. *Смирнов В. И.* Проблемы металлогении. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1979, № 6, с. 14—28.
40. *Смирнов С. С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М. — Л., Госгеолгиздат, 1944.
41. *Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 13—28.
42. *Строна П. А.* Основы металлогении. Курс лекций. Л., Изд-во Ленинградского горного института, 1976.
43. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., Недра, 1972.
44. *Твалчрелидзе Г. А.* Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., Недра, 1977.
45. *Твалчрелидзе Г. А.* Мобилизм или классическая геотектоника (прикладное значение в металлогении). — Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Том 9. М., ВНИИГП, 1979.
46. *Хинн В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973.
47. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.
48. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.
49. *Щеглов А. Д.* Металлогения средних массивов. Л., Недра, 1971.
50. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	3
Раздел первый. Общие вопросы металлогении	6
Глава I. Металлогения — самостоятельная наука	6
§ 1. История возникновения и развития металлогении	6
§ 2. Связь металлогении с глубинной геологией и другими науками	10
§ 3. Методы металлогенических исследований	13
§ 4. Металлогения и экономика	14
Глава II. Земная кора, ее строение и магматизм в связи с металлогенией	15
§ 1. Возникновение и развитие земной коры	15
§ 2. Петрологические основы металлогении	23
§ 3. Формационный анализ и металлогения	25
О контрастности магматических формаций	27
О вулканогенно-интрузивных комплексах	28
Глава III. Цикличность развития земной коры, металлогеническая стадийность и зональность	31
§ 1. Геотектоническая цикличность развития земной коры и металлогеническая стадийность в докембрии	31
§ 2. Геотектоническая цикличность развития земной коры и металлогеническая стадийность в фанерозое	35
О стадиях геотектонического развития геосинклинально-складчатых зон	35
О стадиях металлогенического развития геосинклинально-складчатых зон	37
§ 3. Развитие металлогенических представлений Ю. А. Билибина	38
§ 4. Другие металлогенические концепции	39
§ 5. Гипотеза тектоники плит и металлогения	41
§ 6. Типы металлогенической зональности и их значение	44
Раздел второй. Региональная металлогения	51
Глава IV. Геосинклинально-складчатые пояса	51
Глава V. Металлогения геосинклиналей	54
§ 1. Металлогения эвгеосинклиналей	55
Металлогения первичных эвгеосинклиналей	55
Металлогения вторичных эвгеосинклиналей	59
§ 2. Металлогения многоэосинклиналей	64
Глава VI. Металлогения орогенных зон и областей	64
Глава VII. Металлогения срединных массивов	65
Глава VIII. Металлогения древних платформ и щитов	70
Глава IX. Металлогения областей тектоно-магматической активизации	75
Глава X. Экзогенная металлогения	80
Глава XI. Металлогения вулканогенно-осадочных формаций	81
Глава XII. Металлогенические эпохи	86

Раздел третий. Металлогения рудных районов	89
Глава XIII. Общие сведения, типы рудных районов	89
Глава XIV. Структуры рудных полей	91
Раздел четвертый. Основы прогноза рудоносности	93
Глава XV. Общие сведения	93
Глава XVI. Составление прогнозно-металлогенических карт	94
Глава XVII. Рудные формации и прогнозирование рудоносности	95
Глава XVIII. Новые направления в прогнозировании рудоносности	97
Заключение	101
Список литературы	105

ВАСИЛИЙ ШКИТЧИХ КОТЛЯР

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПРОГНОЗ
РУДООБРАЗОВАНИЯ**

Редактор издательства *Е. Н. Толстая*
Обложка художника *А. Д. Афонина*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технические редакторы *М. И. Сырова,*
Т. А. Герчикова
Корректор *С. В. Зимица*

ИБ 3237

Сдано в набор 30.08.82. Подписано в печать
29.11.82. Т-20881. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага
книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная»
Печать высокая. Усл. печ. л. 7,0. Усл. кр.-отт.
7,12. Уч.-изд. л. 7,77. Тираж 4400 экз.
Заказ 1854/7567-4 Цена 25 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

Уважаемый товарищ!

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ГОТОВИТ К ПЕЧАТИ — НОВЫЕ КНИГИ**

БАХРОМЕЕВ С. А., СЕМИНСКИЙ Ж. В.

Металлогения Восточной Сибири. — 11 л., ил. — 1 р. 70 к.

Рассмотрены закономерности размещения эндогенных месторождений региона, освоению которого в последние годы уделено особое внимание. Дан обзор наиболее важных вопросов металлогенического анализа. Рассмотрены строение и развитие главных геотектонических элементов земной коры — основы для выделения металлогенических провинций. Проанализирована связь оруденения с магматизмом, охарактеризованы главные металлогенические эпохи. Особое внимание уделено металлогении областей тектоно-магматической активизации и вулканоплутонических поясов. Для сравнения использованы материалы по металлогении Урала, Казахстана, Дальнего Востока и других регионов.

Для геологов научных и производственных организаций, занимающихся вопросами металлогении.

ГРИГОРОВИЧ М. Б., НЕМИРОВСКАЯ М. Г.

Минеральное сырье для получения заполнителей легких бетонов. — 9 л., ил. — 50 к.

Дана характеристика минерального сырья, используемого для получения заполнителей легких бетонов. Приведена классификация этого сырья с разделением на природные пористые заполнители, получаемые путем механической обработки пород, и искусственные, для получения которых требуется обжиг с целью вызвать вспучивание или спекание. Для пород каждой группы дана характеристика химического и минерального состава и его влияние на свойства заполнителя. Приведены технические требования для каждого вида сырья или готовой продукции, указаны типы месторождений, методика изучения и качественной оценки.

Для геологов, занимающихся разведкой строительных материалов.

КИЕВЛЕНКО Е. Я., СЕНКЕВИЧ Н. Н.

Геология месторождений поделочных камней. — 2-е изд., перераб. и доп. — 20 л., ил. — В пер.: 2 р. 70 к.

Рассмотрены геологическое строение и генезис главных отечественных и зарубежных месторождений высокодекоративных поделочных камней, широко применяемых в камнерезно-ювелирной промышленности. Приведены данные о минералогии и распространении цветных камней, предложена геолого-генетическая классификация месторождений лазурита, жадеита, нефрита, малахита, амазонита, янтаря, родонита, горного хрусталя, агата, яшмы. Кратко охарактеризованы также гематит-красавик, мраморный оникс, обсидиан, гагат, розовый кварц, окаменелое дерево. Второе издание (1-е изд. — 1976 г.) дополнено новыми материалами о месторождениях драгоценных камней.

Для геологов, занимающихся изучением и поисками месторождений полезных ископаемых.

КРИВЦОВА А. И.

Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. — 20 л., ил. — В пер.: 1 р. 40 к.

Рассмотрены типы провинций, рудных районов и месторождений с учетом геотектонических, палеовулканических, магматических, структурных, метасоматических, минералогических и геохимических факторов. Охарактеризованы металлогеническая специализация вулcano-плутонических поясов различного типа и зависимость масштабов оруденения и состава руд от геотектонической позиции рудных провинций и районов. Разработаны требования к прогнозным картам разных масштабов, рациональное комплексирование поисковых методов. Приведена методика количественной оценки прогнозных запасов. Обобщен отечественный и зарубежный опыт поисков месторождений, приведено сопоставление эффективности использованных методов.

Для геологов производственных организаций, занимающихся поисками и разведкой месторождений меди.

Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. — 14 л., ил. — 2 р. 10 к.

Рассмотрены тектоника структурных ограничений древних платформ и их металлогенические особенности. Подробно описаны четыре основных типа зон сочленения: краевые чешуйчато-надвиговые зоны, краевые швы, узловое сочленения и краевые обрушения. Особое внимание уделено наиболее широко распространенным краевым чешуйчато-надвиговым зонам и узловым сочленениям, характеризующимся разнообразием и богатством месторождений полезных ископаемых. Показано, что металлогеническая специализация определяется наложением металлогенических особенностей краевых частей платформ и смежных подвижных поясов.

Для геологов, занимающихся геотектоникой, региональной геологией, металлогенией и геологией полезных ископаемых.

СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛЬФРАМА, МОЛИБДЕНА И ОЛОВА

Макеев Б. В., Павловский А. Б., Чернов Б. С. и др. — 20 л., ил. — В пер. 1 р. 40 к.

Рассмотрены геолого-структурные позиции рудных полей различного генезиса. Даны классификация структурных типов оруденения и характеристика структур основных рудных полей, месторождений и образующих их рудных тел и рудных столбов. Охарактеризованы минеральные типы руд, стадийность их образования и закономерности распределения, особенности крупномасштабного прогнозирования и приведена оценка промышленных перспектив выявленных при поисках рудопроявлений.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой рудных месторождений, а также изучением условий образования эндогенного оруденения.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»