

И.Г. Магакьян

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

(92) к Б.Ш.



И. Г. Магакьян

92

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

(главнейшие рудные пояса)

444



МОСКВА · «НЕДРА» · 1974



Магакьян И. Г. Металлогения (главнейшие рудные пояса).
М., «Недра», 1974, 304 с.

В книге рассмотрены закономерности размещения месторождений (главным образом металлов) в земной коре и особенности минерализации ее крупных структурных единиц щитов и их платформ, складчатых подвижных зон, областей активизации.

Выделены типы металлогенических провинций с характерными для них комплексами (рядами) рудных формаций. Рассмотрена металлогения и условия образования концентраций отдельных металлов по металлогеническим провинциям и эпохам с методическими указаниями по составлению прогнозно-металлогенических карт.

Книга рассчитана на геологов-поисковиков и разведчиков рудных месторождений и на студентов старших курсов геологических факультетов вузов.

Табл. 14, илл. 62, список лит. — 850 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Широкое развитие региональных металлогенических исследований, охватившее всю территорию СССР и многих зарубежных стран, естественно, сопровождается разработкой теории металлогении как науки, изучающей закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре.

В настоящее время во многих вузах студентам V курса читается в качестве факультативного небольшой цикл лекций по металлогении, основанный на обширной опубликованной литературе. Однако книги по металлогении типа учебного пособия для студентов или обобщающей монографии пока не издано и предлагаемая автором работа, надеемся, частично восполнит этот пробел. Книгу типа учебного пособия рекомендовала создать и Всесоюзная межвузовская конференция по современному состоянию учения о месторождениях полезных ископаемых (12—14/X 1971 г., Ташкент), в постановлении которой сказано: «Вести в качестве обязательного, а не факультативного чтение курса «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых» («Металлогения»).

Крайне необходимо иметь монографию, в которой будут изложены основы металлогении как науки, описаны главные типы металлогенических структур (щиты и их платформы, складчатые пояса и активизированные области), этапы их развития и специфика минерализации; не менее важны описания металлогении главнейших металлов по рудным формациям и их комплексам, характерным для определенных типов структурно-металлогенических зон, и разработка методики составления прогнозно-металлогенических карт, направляющих поисково-разведочные работы.

Автор отдает себе отчет в трудности охвата всего комплекса этих вопросов одним человеком. В представленном труде отражен почти сорокалетний опыт работы автора в области рудных месторождений и металлогении, при этом неизбежна неравномерность в степени детальности описания отдельных металлогенических провинций и рудных формаций, часть которых изучалась при активном участии автора, а другая знакома ему по кратковременным осмотрам или только по литературным данным. Так, автор проводил многолетние исследования в складчатой альпийской металлогенической провинции Закавказья — особенно детально на территории Армянской ССР (1942—1972 гг.), а также в пределах складчатой герцинской металлогенической провинции Средней Азии — особенно детально на территории Таджикской ССР (1934—1940 гг.). Во время геологических экскурсий и специальных поездок осмотрены металлогенические провинции некоторых других складчатых систем — Уральской,

Среднегорской в Болгарии, Карпатской в пределах Венгрии, Кордильерской в Западной Канаде, о-ва Кюсю в Японии; автор посетил ряд крупных рудных районов в пределах Балтийского (Северная Швеция и Кольский п-ов) и Украинского щитов, а также рудные районы активизированных областей (Рудные горы в пределах ГДР и Чехословакии, Центральный массив Франции и Донбасс).■

Из главных рудных формаций автору хорошо знакомы скарновая (железородный и шеелитовый типы), колчеданная, медно-молибденовая, золото-сульфидная и золото-теллуровая, несколько хуже — апатит-магнетитовая, титаномагнетитовая, хромитовая, эксгальционно-осадочная марганцевая, ликвационная медно-никелевая, сульфидно-касситеритовая, сурьмяно-ртутная, полиметаллическая, которые описаны, вероятно, детальнее, чем остальные.

С этими оговорками автор представляет книгу на суд геологической общественности.

ИСТОРИЯ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ КАК НАУКИ

Металлогения (*métallogénie*) — термин французского происхождения и в переводе дословно означает генезис, или рождение металлов. По своему содержанию металлогения — ветвь науки о геологии месторождений металлических полезных ископаемых, основной задачей которой является изучение закономерностей размещения месторождений металлов в земной коре. Несколько более широкий смысл придается термину «минерагения», охватывающему изучение месторождений как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых, однако этот термин не получил широкого распространения.

Впервые обратил внимание на закономерности размещения и локализацию месторождений в земной коре великий русский ученый М. В. Ломоносов: «Пойдем ныне по своему Отечеству, станем осматривать положение мест и разделим к производству руд способных и неспособных» (1763 г.). На важное значение закономерностей размещения месторождений указывал в 1860 г. И. А. Полетика. В конце XIX — начале XX вв. французские исследователи Л. де Лонэ и Лакруа ввели понятия о металлогенических провинциях и эпохах; Л. де Лонэ издает ряд работ, до сих пор представляющих значительный интерес: «Трактат о металлогении», «Металлогения Африки», «Металлогения Азии» и др.

В первой четверти XX в. работы в области металлогении проводятся уже в ряде стран: в США (В. Эммонс, В. Линдгрэн и др. с составлением схематических обзорных карт месторождений на тектонической основе), СССР (В. А. Обручев по металлогении Сибири и особенно ее золоторудных провинций; А. Е. Ферсман по выделению Монголо-Охотского рудного пояса), Японии (работы Като и др.).

Первый учебный факультативный курс металлогении для студентов геологоразведочного факультета Ленинградского горного института начал читать в 1939 г. профессор В. Н. Зверев. Однако все вышеупомянутые работы и первый курс лекций носили описательный характер, без раскрытия причин металлогенической специфики отдельных регионов, вне связи процессов осадконакопления, тектоники, магматизма и минерализации и, следовательно, не имели еще прочной научной основы.

Металлогения как наука оформилась впервые в 1945—1946 гг. в Советском Союзе, когда почти одновременно были опубликованы статья С. С. Смирнова «О Тихоокеанском рудном поясе» (1946) и статья Д. И. Щербакова «Принципы и методика составления металлогенической карты» (1945). С. С. Смирнов сделал удачную попытку объяснить закономерности размещения рудных месторождений в пределах обширного и богатейшего Тихоокеанского металлогенического пояса, а Д. И. Щербаков на примере Кавказа и Закавказья предложил первый вариант металлогенической карты на литолого-структурной основе с нанесением месторождений по генетическим типам и рудным формациям.

В дальнейшем в развитии металлогении как науки и в организацию широких металлогенических исследований территории СССР большой вклад внесли

геологи ВСЕГЕИ (Ю. А. Билибин, В. С. Домарев, М. И. Ициксон, Е. Д. Карпова, А. И. Семенов, В. И. Серпухов, Ю. Г. Старицкий, П. М. Татариков, Е. Т. Шаталов, А. Д. Щеглов и др.), а также коллективы геологов, изучавших металлогению территории Казахской ССР (К. И. Сатпаев, Р. А. Борукаев, Г. Н. Щерба и др.), Узбекской ССР (Х. М. Абдуллаев, И. Х. Хамрабаев и др.), Сибири (В. А. Кузнецов, С. А. Вахромеев, Ю. Г. Старицкий, М. М. Одищов, Т. В. Билибина и др.), Урала (С. Н. Иванов, Е. Е. Захаров, М. Б. Бородаевская и др.), Украинской ССР (Н. П. Семененко, Я. Н. Белевцев), Дальнего Востока и Северо-Востока (Е. Т. Шаталов, Е. А. Радкевич, М. И. Ициксон, В. Т. Матвеевко, Н. А. Беляевский, Л. И. Красный), Забайкалья (А. Д. Щеглов, В. С. Кормилицын, Д. И. Горжевский и др.), Кавказа и Закавказья (В. Г. Грушевой, В. И. Смирнов, В. Н. Котляр, Г. А. Твалчрелидзе и др.).

Среди работ зарубежных ученых следует отметить работу Ф. Тернёра по металлогеническим провинциям и эпохам (Tugneaurge, 1955), П. Лаффита — по металлогении Франции, ряд работ Т. Ватанабе и др.

Особенно большое значение имело чтение в Ленинградском университете, начиная с 1950—1951 учебного года, Ю. А. Билибиным курса «Металлогенические провинции и эпохи» (1955), а также издание книги В. И. Смирнова «Очерки металлогении» (1963).

Начиная с 1957 г. в Ленинградском горном институте вводится факультативный курс «Основы металлогении материков» (Магакьян, 1959), а через десять лет издается книга «Типы рудных провинций и рудных формаций СССР» (Магакьян, 1969). В этот же период издаются две книги А. Д. Щеглова, посвященные металлогении областей автономной активизации (1968) и металлогении срединных массивов (1971).

Наконец, следует упомянуть о кратком курсе металлогении, который с 1963 г. читается С. А. Вахромеевым в Иркутском политехническом институте.

В отмеченных трудах металлогения оформилась как наука, изучающая закономерности распределения месторождений главным образом металлических полезных ископаемых в пространстве и во времени, в связи с общим ходом геологического развития отдельных частей земной коры и в тесной взаимосвязи минерализации с осадконакоплением, тектогенезом, магматизмом. При этом для эндогенной минерализации подчеркивается решающая роль магматизма и структур, а для экзогенной — главная роль литолого-стратиграфических и палеогеографических факторов (фации, положение береговой линии, климат, рельеф и др.).

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ МЕТАЛЛОГЕНИИ, ТЕРМИНОЛОГИЯ

Основные задачи металлогении как науки можно сформулировать следующим образом:

1. Установление закономерностей металлогенического развития крупных структурных единиц земной коры: а) щитов и их платформ; б) подвижных складчатых зон; в) областей активизации (структур «дива»).

2. Установление специфики минерализации отдельных этапов развития этих структур в тесной взаимосвязи с осадконакоплением, тектогенезом и магматизмом.

3. Установление закономерностей пространственного обособления минерализации отдельных этапов в пределах крупных структур.

Эти задачи решаются с учетом возможного пространственного наложения этапов минерализации, влияния глубинности формирования магматических и рудоносных комплексов, а также глубины эрозионного среза, физико-химических свойств вмещающих оруденение пород и, наконец, специфики минерализации в структурах различного типа и геологического возраста. Другая группа задач металлогении связана с изучением условий образования промышленных концентраций отдельных металлов по генетическим типам и рудным формациям во времени и пространстве, т. е. по отдельным металлогеническим эпохам и провинциям.

Под металлогенической провинцией понимается участок земной коры, характеризующийся общностью геологического строения и развития, а следовательно, общностью и определенной спецификой минерализации. Так, например, выделяются киммерийская Забайкальская металлогеническая провинция с характерной золото-олово-вольфрамовой минерализацией, киммерийско-альпийская Закавказская железо-золото-медно-молибденовая провинция, каледонско-герцинская железо-медно-золото-хромитовая Уральская провинция и др.

Внутри отдельных металлогенических провинций по специфике и несколько различному структурному положению и возрасту оруденения выделяются субпровинции (или рудные пояса): в пределах Забайкальской провинции олово-вольфрамовая, золото-молибденовая и полиметаллическая (три рудных пояса С. С. Смирнова), в пределах Закавказской провинции — медноколчеданная, медно-молибденовая и хромитовая с наложенным золотом, в пределах Уральской — медноколчеданная, хромитовая, железорудная, скарновая, платиновая и др.

Сходные по структурному положению и минерализации металлогенические провинции объединяются в металлогенические пояса, имеющие огромное протяжение, как, например, Тихоокеанский и Средиземноморский металлогенические пояса, действительно опоясывающие земной шар.

Под металлогенической эпохой понимается отрезок геологического времени, в течение которого развивается специфичный комплекс месторождений полезных ископаемых. Обычно металлогенические эпохи при эндогенной минерализации совпадают с крупными периодами складчатости

и магматизма, в связи с чем выделяют докембрийскую (иногда с более дробным делением на архейскую и протерозойскую), каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи.

Очень важной прикладной задачей металлогенических исследований является целеустремленное направление поисково-разведочных работ, для чего служат прогнозно-металлогенические карты, отражающие все факторы, влияющие на локализацию оруденения и определяющие его тип. Детальность и масштаб этих карт может быть весьма различным — от обзорных мелкомасштабных карт (1 : 5 000 000, 1 : 1 000 000) крупнейших структур земной коры до крупномасштабных (1 : 100 000—1 : 25 000) карт отдельных рудных районов. На карты, имеющие обобщенный геолого-тектонический фон, наносятся:

1) все структурные элементы, контролирующие оруденение: складчатые и разрывные структуры, поверхности несогласия, контакты интрузивов, серии даек, центры вулканизма (некки, трубки взрыва и др.), положение береговой линии в палеогеографическом разрезе и др.;

2) все литолого-стратиграфические элементы, контролирующие оруденение: толщи и отдельные горизонты, наиболее благоприятные для локализации оруденения (карбонатные, битуминозные, спилито-кератофировые, пористые или трещиноватые), а также экранирующие оруденение;

3) магматические комплексы с обозначением их состава по отдельным фазам внедрения и фациям глубинности (абиссальной, гипабиссальной, субвулканической, экструзивной), возраста и глубины эрозионного среза;

4) генетические типы месторождений и рудные формации (формой знака), главный металл (цветом), масштаб месторождения (размер знака).

На детальных прогнозно-металлогенических картах выделяются также площади развития отдельных этапов минерализации (с учетом имеющего место иногда наложения этапов), участки гидротермально измененных пород, контуры геофизических и геохимических аномалий, данные шлихового опробования, данные металлотрии и гидрогеохимических ореолов рассеяния — словом все, что может облегчить и направить поиски новых месторождений, в том числе скрытого оруденения.

В Советском Союзе уже накопился определенный опыт по созданию металлогенических и прогнозных карт самого различного масштаба — от обзорных (1 : 22 000 000 карта мира) до карт отдельных рудных регионов по республикам и рудным провинциям.

Методике составления таких карт и их описанию, прикладному значению прогнозно-металлогенических карт посвящен специальный раздел книги.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ И ЭПОХИ

Определение понятий металлогенические провинции и металлогенические эпохи уже было дано выше. Рассмотрим теперь некоторые примеры металлогенических провинций и эпох и попытаемся объяснить специфику их минерализации.

Наиболее детально изучены рудные провинции, объединенные в Тихоокеанский, Средиземноморский и Уральский металлогенические пояса. Для этих и других металлогенических поясов работами С. С. Смирнова, Ю. А. Библина и других выделены внешние и внутренние зоны, обладающие каждая своей спецификой минерализации. Установлена закономерная связь определенных типов эндогенных месторождений с определенными тектоно-магматическими комплексами, которые возникают в различные этапы развития крупных структур и обособляются в пространстве.

Так, минерализация внешних примыкающих к щитам и их платформам зон металлогенических поясов генетически связана с кислыми гранитами и выражена господством олово-вольфрамового оруденения с подчиненной ролью золота, молибдена, полиметаллов и сурьмы, часто урана; минерализация внутренних зон, приуроченных к приосевой части геосинклиналей, тех же металлогенических поясов генетически связана с основными — ультраосновными и умеренно кислыми интрузивными породами, к которым тяготеют крупные концентрации хрома, титана, железа, меди, молибдена (в ассоциации с медью), а также платины, полиметаллических руд, золота, сурьмы и ртути.

В результате этих коренных различий в типе минерализации возникают существенно олово-вольфрамоворудные (Северо-Восток и Дальний Восток Советского Союза, Забайкалье, часть Центрального Казахстана, Боливия, Северная Аргентина, Юго-Восток Азии) и, существенно, меднорудные со значительной ролью хрома, титана, железа, часто также молибдена (Закавказье, Балканы, Урал, западные штаты США, Чили и др.) металлогенические провинции складчатых подвижных зон.

В пределах щитов-платформ среди метаморфизованных толщ архея и протерозоя очень типичны провинции метаморфогенных руд железа, марганца, золото-урановых руд (в Африке, Бразилии, Канаде, Австралии, СССР и других странах), а в связи с магматическими комплексами ультраосновных — основных и ультраосновных — щелочных пород платформ формируются богатейшие рудные провинции с ликвационными медно-никелевыми рудами, редкометальными карбонатитами, алмазонасными кимберлитами (в Африке, Бразилии, Канаде, СССР и других странах).

Эти различия в характере минерализации металлогенических провинций, неравномерность и кажущаяся беспорядочность в распределении месторождений различных типов и металлов пытались одно время объяснить различной степенью геологической изученности отдельных территорий.

Действительно, до сих пор отмечается различная степень изученности отдельных континентов и стран; в пределах относительно слабо исследованных

территорий (северные области Канады и СССР, Бразилия, Африка, Австралия, Антарктида) ежегодно открываются новые крупные месторождения и рудные районы, но всегда эти открытия укладываются в типы оруденения, характерные для данных типов структур.

Так, в пределах Австралийского щита открыты крупнейшие месторождения метаморфогенных руд железа и ликвационных медно-никелевых (с примесью платины, палладия, кобальта) руд; в северных областях СССР, в пределах платформенной структуры — месторождения редкометалльных карбонатитов, алмазоносных кимберлитов и новые концентрации медно-никелевых ликвационных руд; в пределах слабоизученных областей Африки, Канады и Бразилии найдены крупные месторождения редкометалльных карбонатитов и метаморфогенных золото-ураноносных конгломератов и кварцитов — типов, характерных для щитов.

В пределах активизированных герцинских срединных массивов (Армориканский и Центрально-Французский, Богемский, Родопский и др.) в последние два десятилетия открыты крупные месторождения урановых и полиметаллических руд, флюорита, сурьмы, характерные для этого типа структур.

С другой стороны, в пределах трех южноамериканских стран — Чили, Боливии и Бразилии, степень изученности которых примерно одинакова, — наблюдается резко различный характер минерализации: Чили — страна, расположенная целиком в пределах Внутренней зоны Тихоокеанского металлогенического пояса — богатейшая медная область; Боливия, которая находится во Внешней зоне того же пояса, — страна олова и вольфрама; Бразилия, расположенная в пределах щита, характеризуется широким развитием метаморфогенных месторождений железа, марганца, золота и урана, редкометалльных карбонатитов, алмазов, т. е. минерализации, характерной для щитов.

Таким образом, характер минерализации определяет не различие в степени изученности территории, а ее структурное положение.

В. Эммонс, базируясь на разработанной им батолитовой теории, связывающей эндогенную минерализацию с гранитоидными батолитами, и на предложенной им же теории зональности (зонального расположения оруденения вокруг и над батолитами) сделал попытку объяснить различия в характере минерализации отдельных металлогенических провинций различной глубиной эрозийного среза.

В настоящее время очевидна несостоятельность и батолитовой концепции, и теории зональности В. Эммонса. Дело в том, что эндогенная минерализация связана не только с батолитами, но в значительной степени еще с двумя другими типами магматических резервуаров — с глубинными очагами так называемых малых интрузий и с корневыми частями вулканических аппаратов. Гранитоидные батолиты не обладают универсальной минерализацией, а специализированы: одни в отношении олово-вольфрамового, другие — медно-молибденового, третьи — золоторудного, четвертые — уранового и т. д. оруденения, причем обычно широкое развитие олово-вольфрамового оруденения исключает сколько-нибудь широкое развитие здесь же медного оруденения. Эти два металла — олово и медь — являются антагонистами.

Зональность оруденения по отношению к глубинному очагу действительно наблюдается, но она нигде не образует непрерывной колонки в 16 зон, которые дает В. Эммонс.

В медно-молибденовой провинции АрмССР в пределах Малого Кавказа наблюдается хорошо выраженная вертикальная и горизонтальная зональности: в верхних горизонтах, во внешнем экзоконтакте гранитоидов развита поли-

металлическая минерализация с примесью молибдена, золота и серебра, которая на глубоких эрозионных срезах и внутри гиабиссальных массивов гранитоидов сменяется медно-молибденовой (рудные поля Каджаран, Агарак, Дастакерт и др.); однако нигде на самых глубоких горизонтах этих рудных полей нет перехода в олово-вольфрамовую зону, а олово и вольфрам в этой рудной провинции почти полностью отсутствуют.

В медноколчеданной и барит-полиметаллической рудной провинции Южной Грузии и Северной Армении (Болнисский и Алавердский рудные районы) также хорошо наблюдается вертикальная зональность: вверху — барит, несколько глубже — полиметаллические руды колчеданного типа, еще глубже — медно- и серноколчеданные руды. Однако и здесь на самых глубоких горизонтах и сильно эродированных участках нет ни медно-молибденового, ни тем более олово-вольфрамового оруденения.

Таким образом, и с точки зрения батолитовой концепции или теории зональности В. Эммонса глубина эрозионного среза не объясняет различия в характере минерализации металлогенических провинций.

В связи с развенчанием батолитовой концепции Эммонса и его теории зональности и влияния эрозионного среза батолитов на характер металлогении в зарубежных странах было выдвинуто представление о специализированных интрузивах с попытками увязать характер минерализации с определенными петрографическими разностями интрузивных пород (А. Ф. Баддингтон, Ф. Ф. Гроут и др.). Однако оказалось, что с интрузивами одинакового состава в различных провинциях связана своя специфичная минерализация: в одних случаях золоторудная, в других — медно-молибденовая, в третьих — полиметаллическая и т. д.; следовательно, это направление оказалось бесперспективным.

Были попытки объяснить различия между металлогеническими провинциями исходным неравномерным распределением различных металлов в период формирования первичной земной коры. В обоснование этой точки зрения приводилась унаследованность эндогенной минерализации в ряде металлогенических провинций с образованием преимущественно золоторудной, оловорудной, меднорудной минерализации, формировавшейся в течение нескольких последовательных металлогенических эпох. Но и эти представления не объясняют совместного нахождения в одних и тех же провинциях различных типов рудной минерализации, смены их образования во времени и обособления в пространстве.

По мнению ряда исследователей, особенности данной металлогенической провинции определяются составом ассимилированных магмой пород, за счет которых происходит обогащение последней металлами или летучими компонентами. Согласно П. Н. Кропоткину, основные магмы, наиболее богатые металлами, подвергаются ассимиляции кислыми гранитоидами, обогащенными водой и минерализаторами, способствующими выделению рудоносных гидротермальных растворов. По А. П. Никольскому, гранитная магма, ассимилируя глинистые сланцы, часто широко развитые в оловорудных районах, становится оловоносной — возникают оловорудные провинции.

По мнению Х. М. Абдуллаева, всякая гранитная магма потенциально рудоносна, но может быть реализована только в результате ассимиляции вмещающих пород, обогащаясь за счет последних металлами и летучими компонентами.

В зависимости от характера вмещающих пород Х. М. Абдуллаев различает два ряда гранитных интрузий и связанных с ними рудных месторождений:

1) контаминированные алюмосиликатным материалом; 2) контаминированные карбонатным или железо-магнезиальным материалом. Во втором случае магма изменяет свой состав в сторону менее кислых гранитоидов — образуются гранодиориты, монзониты и др. Решающую роль вмещающих пород признают и ученые (К. Дж. Сулливан, Н. Г. Судовиков и др.), пытающиеся увязать процессы эндогенной минерализации с явлениями гранитизации. По их мнению, гранитизирующие растворы выносят из вмещающих пород рудные компоненты, создавая рудоносные гидротермальные растворы, причем часть металлов остается в рассеянном состоянии в составе порообразующих минералов метасоматических гранитов.

Однако ни одна из приведенных выше точек зрения не решает вопрос о причинах возникновения и специфике минерализации металлогенических провинций. Начиная с 1948 по 1950 г. во ВСЕГЕИ группой научных сотрудников во главе с Ю. А. Билибиным были начаты работы по разработке общих принципов металлогенического анализа. В результате коллектив ВСЕГЕИ пришел к следующим интересным и обоснованным выводам (Билибин, 1955).

1. Процессы минерализации, в результате которых образуются минеральные и, в частности, рудные месторождения, представляют собой одну из сторон единого и сложного процесса геологического развития земной коры. В процессе формирования они теснейшим образом взаимосвязаны с другими сторонами того же процесса, т. е. с осадконакоплением, развитием структур, магматизмом и метаморфизмом.

2. В различных районах встречаются сходные минеральные комплексы и эндогенные месторождения, несмотря на значительную удаленность таких районов друг от друга и иногда довольно значительные различия в геологическом возрасте.

3. Интрузивные комплексы разных районов и различного геологического возраста оказались сходными по ассоциации входящих в них интрузивных пород.

4. Сходные минеральные комплексы связаны в различных районах со сходными интрузивными комплексами, что подтверждает известное положение С. С. Смирнова о наличии интрузивных (или магматических) комплексов со специализированной рудоносностью.

5. Различного характера интрузивные и отвечающие им минеральные комплексы сменяют друг друга во времени в некоторой определенной последовательности, более или менее одинаковой в условиях различного геологического возраста, и в достаточно удаленных друг от друга регионах.

6. Сходные этапы эндогенной минерализации и магматизма отвечают сходным этапам геологического развития соответствующих подвижных поясов независимо от возраста и пространственного положения последних. Минеральные комплексы, отвечающие определенному этапу эндогенной минерализации, обособляются в пространстве в пределах определенных структурных зон, создавая структурно-металлогенические зоны.

7. Наиболее ранние структурно-металлогенические зоны (и соответственно наиболее ранние интрузивные и минеральные комплексы) приурочены к структурам типа антиклинориев, которые закладываются еще в период осадконакопления, раньше структур типа синклинориев.

Более поздние структурно-металлогенические зоны формируются на крыльях этой осевой структуры антиклинория; более молодые структурно-металлогенические зоны смещаются еще дальше, но иногда накладываются на осевую структуру. Наиболее молодые структурно-металлогенические зоны

Запасы главных металлов (с учетом уже произведенной добычи)
по металлогеническим эпохам (в %)

Металлогеническая эпоха	Fe	Mn	Cr	Ti	Ni	Mo	W	Sn	Cu	Pb—Zn	Au	Hg
Докембрийская	75	25	20	80	70	?	?	10	25	10	70	—
Герцинская и каледонская	5	—	60	20	10	5	20	20	10	30	5	?
Ниммерийская	15	5	10	—	20	5	70	60	5	30	15	5
Альпийская	5	70	10	—	—	90	10	10	60	30	10	95

отвечают структурам типа синклиналий или структурам типа краевых прогибов по границам складчатых структур с жесткими щитами-платформами или срединными массивами.

Знание общего «архитектурного» (по Ю. А. Билибину) плана расположения структурно-металлогенических зон региона и последовательности развития интрузивных и минеральных комплексов помогает целеустремленно направить поисково-разведочные работы; это и есть главная практическая задача регионального металлогенического анализа каждого региона¹.

Независимо от исследований, проведенных работниками ВСЕГЕИ, к сходным выводам пришел в этот же период (1947 г.) и автор настоящей монографии, который кроме собственных наблюдений использовал также литературные данные по крупным металлогеническим поясам: Средиземноморскому, Тихоокеанскому, Урало-Казахстанскому.

Различная минерализация отдельных металлогенических провинций связана с особенностями их геологического развития и с различной интенсивностью проявления отдельных этапов металлогенического развития, что в свою очередь определяется структурным положением регионов, глубинным строением и составом земной коры на данном участке.

Удовлетворительных объяснений различной минерализации отдельных металлогенических эпох пока нет, хотя в действительности характер минерализации и интенсивность проявления определенных типов месторождений и концентраций различных металлов по металлогеническим эпохам существенно отличаются (табл. 1). Так, для докембрийской металлогенической эпохи очень характерны метаморфогенные типы месторождений железа, марганца, золота и урана, образующие огромные концентрации в железистых кварцитах, гондитах и золото-ураноносных конгломератах, отсутствующих

¹ Изложенные выводы основаны на большом количестве фактических данных, собранных в 30 крупных регионах, поэтому они хорошо обоснованы и весьма ценны.

или очень слабо проявленных в более поздние эпохи. Для докембрийской эпохи очень типичны также крупные концентрации никеля и платиноидов в ликвидационных месторождениях, титана — в гистеромагматическом типе, редких металлов — в пегматитах, урана и золота — в гидротермальных месторождениях.

Герцинская металлогеническая эпоха довольно богата оловом и вольфрамом, ураном, золотом, а также хромом.

В киммерийскую металлогеническую эпоху образовывались наиболее крупные эндогенные концентрации олова и вольфрама, довольно значительные — золота, сурьмы и экзогенные (осадочные) концентрации железа.

В альпийскую металлогеническую эпоху первостепенное значение приобретают гидротермальные месторождения молибдена, меди, серебра и ртути, значительную роль играют олово, сурьма, золото, очень велика роль экзогенных (осадочных) концентраций марганцевых руд.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ЭТАПЫ ИХ РАЗВИТИЯ

Среди основных крупных структур земной коры можно выделить три типа:

- I. Щиты и их платформы.
- II. Подвижные складчатые пояса.
- III. Активизированные области (структуры типа «дива»).

Каждый тип структур имеет свое закономерное развитие и специфическую металлогению. Для **щитов и их платформ** характерны следующие этапы развития и связанная с ними металлогения.

1. Накопление в огромных докембрийских бассейнах очень мощных вулканогенно-осадочных толщ с эффузивами и небольшими тесно с ними связанными субвулканическими интрузиями порфиров, кератофиров, спилитов, диабазов и др.

Возраст толщ архейский и нижнепротерозойский, они интенсивно метаморфизованы. В процессе метаморфизма формировались крупные метаморфогенные месторождения железных руд (среди железистых кварцитов и железистых роговиков), марганцевых руд (среди гондитов — осадочных пород, обычно сланцев, обогащенных марганцем), золото-урановых руд (среди конгломератов и кварцитов).

Для этого типа характерно также образование медноколчеданных руд с примесью цинка, свинца и других металлов. Руды эти залегают среди лептитов и генетически связаны, по-видимому, с корневыми частями кислых эффузивных толщ, за счет которых возникли лептиты.

Для этого этапа наиболее известны и значительны следующие месторождения:

1) метаморфогенные месторождения железных руд: Кривой Рог, Курско-Белгородская группа (СССР), Верхнее Озеро (США), Итабира (Бразилия), Бихар и Орисса (Индия), месторождения Западной Австралии, Канады, Северного Китая и Кореи;

2) метаморфогенные месторождения марганцевых руд Индии, Бразилии, Гавы, ЮАР и др.;

3) метаморфогенные месторождения золото-ураноносных конгломератов и кварцитов (древнейшие метаморфизованные россыпи): Витватерсранд (ЮАР), Блайнд-Ривер (Канада), Жакобина (Бразилия), того же типа месторождения Гавы и Финляндии;

4) медноколчеданные (с примесью цинка, свинца, золота, серебра), серноколчеданные или пирротин-арсенопиритовые месторождения среди лептитов Швеции (Болиден, Фалун, Адак и др.), Финляндии (Оутокумпу), Карельской АССР (Парандово), Канады (Флин-Флон, Шеррит-Гордон, Норанда и др.).

2. Консолидация вулканогенно-осадочных толщ, сопровождающаяся процессами гранитизации и внедрением главным образом гранитоидных, реже базит-ультрабазитовых интрузивов. С кислыми гранитоидными интрузиями связаны многочисленные, часто очень крупные рудные поля, содержащие следующие типы месторождений:

1) редкометалльные пегматиты с минерализацией бериллия, лития, тантала и ниобия, циркония, олова, урана и тория (пегматитовые поля Бразилии, Индии, Канады, Африки, Западной Австралии и др.);

2) высокотемпературные грейзеновые месторождения кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамит-молибденитовых, кварц-золото-арсенопиритовых руд, довольно широко развитые в пределах Канадского, Бразильского, Африканского, Индостанского, Австралийского щитов, а также в СССР;

3) месторождения урановых руд пятиэлементной (Co—Ni—Bi—Ag—U), уран-медь-кобальтовой и уран-гематитовой формаций, играющие большую роль в пределах Канадского, Африканского и Австралийского щитов.

С габбро, норитами, анортозитами и гипербазитами этого этапа связаны очень крупные месторождения титаномагнетитовых руд (Канада, Танзания, Индия, СССР), хромита (ЮАР и Южная Родезия), а также некоторые крупнейшие месторождения ликвационных медно-никелевых руд с примесью кобальта и платиноидов (Канада и ЮАР).

3. Платформенный этап с развитием чехла осадочных, иногда эффузивных пород, перекрывающих древнейшие породы фундамента щита. Возраст пород чехла от верхнего протерозоя или рифея (сирия) до четвертичного включительно; широко развиты угленосные песчанико-сланцевые фации пермо-карбона, покровы основных эффузивов — траппов.

В связи с процессами тектонической активизации щитов породы чехла рассечены глубокими разломами, вдоль которых происходило внедрение интрузивов главным образом основного и ультраосновного-щелочного, реже гранитоидного, состава. С этим этапом, который часто проявляется многократно, охватывая верхний протерозой — нижний палеозой, средний и верхний палеозой и мезо-кайнозой, связана своя серия месторождений.

1) карбонатитовые руды (ниобий- и цирконийсодержащие с апатитом, флогопитом и др.), приуроченные к ультраосновным — щелочным комплексам Африки, Бразилии, а также Канадского щита, Фенно-Скандинавского массива, Русского и Сибирского щитов;

2) алмазонасные кимберлиты Африки, Бразилии, Индии, СССР и др.;

3) месторождения апатита и лопарита в щелочных массивах Кольского полуострова;

4) ликвационные медно-никелевые сульфидные руды Сибирской платформы.

Меньшее значение имеют единичные месторождения золото-сульфидных, молибденовых и оловянных руд, связанные с гранитоидами.

Подвижные складчатые пояса развиваются на месте геосинклинальных прогибов. Процессы минерализации в них можно расчленить во времени на ряд этапов, охватывающих последовательно период прогибания и накопления мощных вулканогенно-осадочных толщ, складчатость этих толщ, сопровождающаяся обычно многократным внедрением интрузивных пород, замыкание (инверсию) геосинклинали и, наконец, превращение ее в жесткую полуплатформенную структуру.

В процессе геологического и металлогенического развития подвижных складчатых поясов различают обычно четыре последовательных этапа — ранний, средний, поздний и конечный.

Р а н н и й э т а п охватывает доскладчатый период развития геосинклинали — ее прогибание и накопление в ней мощных вулканогенно-осадочных толщ (терригенно-карбонатные осадки, порфириды, спилито-кератофиры и др.), сопровождающееся внедрением малых субвулканических интрузий кварцевых порфиров, альбитофиров, дацитов и других родственных пород. Несколько

позднее внедрялись доскладчатые дифференцированные интрузивы габбро-перидотитов, а также пироксенитов и дунитов.

В этот этап среди вулканогенных толщ формируются крупные месторождения колчеданных (главным образом медных, барит-полиметаллических и серноколчеданных) руд, развитых очень широко и имеющих различный геологический возраст: среднепалеозойский — на Урале и Северном Кавказе, мезозойский и кайнозойский — на Балканах, в Турции, Закавказье, Японии, США и других странах. В этот же этап среди вулканогенно-осадочных толщ образуются эксгаляционно-осадочные месторождения железных (гематитовых), марганцевых (пирролюзит-псиломелан-браунитовых) или смешанных железо-марганцевых руд, широко развитые в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского мезокайнозойских вулканических поясов (месторождения Балкан, Турции, Закавказья, Ирана, Японии, Филиппин, Мексики, США и других стран) и известные также среди палеозойских вулканогенных толщ Казахской ССР, Урала, ФРГ и Швейцарии.

К интрузивам ультраосновного — основного состава в этот этап приурочены тесно с ними связанные собственно магматические месторождения титаномагнетитовых руд, хромита, металлов группы платины и, может быть, некоторые небольшие месторождения алмазов.

Ранний этап и характерный для него комплекс месторождений интенсивно проявлен на Урале, в пределах внутренних зон Средиземноморского и Тихоокеанского мезо-кайнозойских металлогенических поясов, что объясняется, по-видимому, развитием на этих участках коры океанического типа (базальтов и их основных — ультраосновных и умеренно кислых дифференциатов).

Средний этап характеризуется началом интенсивных складчатых движений в геосинклинали, сопровождающихся обычно внедрением значительных масс умеренно кислых гранитоидных интрузий. Господствуют плагиограниты, гранодиориты, монзониты, с которыми связана обширная серия рудных месторождений:

1) скарновые, или контактово-метасоматические, месторождения железных руд, вольфрама (шеелитоносные скарны), меди, молибдена, полиметаллических руд и значительно реже скарновые месторождения олова, бериллия, ниобия и др.;

2) гидротермальные среднетемпературные месторождения медных и медно-молибденовых руд главным образом жильково-вкрапленного, отчасти жильного типа;

3) полиметаллические и золото-сульфидные (золото-полиметаллические) жильные месторождения, тесно связанные с предыдущим, т. е. с медно-молибденовым типом;

4) антимонит-киноварь-флюоритовые месторождения и в отдельных случаях урановосмолоквые месторождения.

Этот комплекс месторождений, как и интенсивное проявление среднего этапа, обычно пространственно совпадает с регионами максимального развития раннего этапа, проявляясь в наиболее типичной форме на Урале и во внутренних зонах Средиземноморского и Тихоокеанского металлогенических поясов.

Поздний этап развития совпадает с завершающей складчатостью, замыкающей геосинклиналь и сопровождающейся внедрением кислых гранитов. Эти кислые граниты Ю. А. Билибин предлагает называть «самостоятельными», подчеркивая, что они не являются дифференциатами базальтового слоя, а представляют собой результат переплавления пород сиалической оболочки, обычно песчанико-сланцевого состава. Для осуществления такого переплавления

необходимы особые условия интенсивной тектонической раздробленности и глубокого погружения пород сиалической оболочки, что наблюдается только в отдельные периоды и на ограниченных участках земной коры.

Поздний этап проявлен локально, обычно во внешних зонах металлогенических поясов, в приграничной области складчатой зоны и щита, пространственно обособляясь от регионов, где интенсивно проявлены ранний и средний этапы развития.

С кислыми (часто калиевыми) гранитами позднего этапа связана следующая серия месторождений:

1) гранитные пегматиты с редкометальной минерализацией (олово, тантал, ниобий, бериллий, литий и др.);

2) грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамит-молибденит-берилловой формаций, часто тесно связанные с редкометальными пегматитами;

3) кварцевые золотоносные и золото-сульфидные гидротермальные месторождения высоко-, среднетемпературного типа;

4) сульфидно-касситеритовые и полиметаллические (часто с примесью касситерита) месторождения;

5) сурьмяно-ртутные и сурьмяные месторождения;

6) урановые месторождения, тесно связанные с олово-вольфрамовыми или полиметаллическими.

Этот комплекс месторождений, как и области интенсивного развития позднего этапа и кислых гранитов, пространственно обособлены от регионов интенсивного развития предыдущих двух этапов (раннего и среднего) и хорошо проявлены в герцинидах Западной Европы и Казахстана и в мезокайнозойских структурах северо-востока и юго-востока Азии, а также в Боливии и Северной Аргентине.

Совершенно отсутствует или сильно редуцирован поздний этап на Урале и во внутренних зонах Средиземноморского и Тихоокеанского металлогенических поясов.

К о н е ч н ы й э т а п имеет место в постскладчатый период, после завершения инверсии геосинклинали и превращения ее в жесткую полулатформенную структуру. В этот этап широко развивались постскладчатые трещинные малые интрузии пестрого состава, главным образом умеренно кислые гранитоиды, с которыми связана своя серия месторождений:

1) высокотемпературные гидротермальные близповерхностные месторождения медно-оловянной (Япония) и медно-турмалиновой (Чили) формаций;

2) низкотемпературные гидротермальные близповерхностные месторождения золота, золото-серебряных руд, сурьмяно-ртутных (с ферберитом или шеелитом, теллуридами золота и серебра), реальгар-аурипигментовых и смолковых урановых руд.

Конечный этап и минеральный комплекс, связанный с ним, являются в рудном регионе наиболее молодыми и пространственно нередко накладываются на площади развития, с одной стороны, раннего и среднего, с другой стороны, — позднего этапов.

Области широкого проявления конечного этапа и его наложения на предыдущие установлены на Кавказе, в Сибири, западных штатах США, Мексике, на Балканах, Дальнем Востоке СССР и др.

Таким образом, в результате четырехэтапного последовательного развития металлогении складчатых подвижных зон четко выделяется два отличных друг от друга типа металлогенических зон и провинций.

Первый тип — с интенсивным проявлением раннего и среднего этапов развития, на которые местами накладывается конечный этап. Провинциями такого типа являются: Урал, Кавказ, Балканы, западные штаты США, Мексика, Чили, Япония и др.

Второй тип — с интенсивным проявлением позднего этапа развития, на который местами накладывается конечный этап. Примерами второго типа провинций являются: Западная Европа, Казахстан, Забайкалье, северо-восток и юго-восток Азии, Боливия.

Провинции первого типа расположены во внутренних зонах металлогенических поясов, подстилаются корой океанического типа и характеризуются широким развитием основных — ультраосновных и особенно умеренно кислых гранитоидных магм с соответствующей им металлогенией (Cr, Ti, группа Pt, Fe, Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Sb, Hg и др.).

Провинции второго типа расположены во внешних зонах металлогенических поясов, подстилаются корой сиалического типа и характеризуются господством кислых гранитоидов и связанной с ними металлогенией (Sn, W, Mo, Be, Au, Pb—Zn, Sb, U и др.).

Отдельные этапы развития складчатых зон и соответствующие им комплексы месторождений обособляются в пространстве в определенных зонах, имеющих свои особенности осадконакопления, структур, магматизма и, соответственно, минерализации; такие зоны называются структурно-металлогеническими зонами.

В каждой зоне развито несколько этапов магматизма и минерализации, но обычно резко преобладают только 1—2 этапа, которые придают металлогенической зоне свою специфику. Это дает возможность правильно направить поисковые работы.

Активизированные зоны (иначе — области реактивизации французских геологов, области «дива» китайского геолога Чэнь Го-да, сводово-глыбовые области Е. Д. Карповой, области автономной активизации А. Д. Щеглова и др.) выделены как третья крупная структурная единица земной коры сравнительно недавно.

Чэнь Го-да и Г. Ф. Мирчинк под структурами «дива» понимали геодепрессии — впадины в земной коре, развивающиеся в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры. Возраст этих структур различный: протерозойский, позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский. По типу А. Д. Щеглов разделяет активизированные области на три вида.

1. Активизированные области с завершенной складчатостью (Забайкалье, средняя Азия, Сибирь, Скалистые горы).

2. Активизированные срединные массивы (Месета, Армориканский, Центрально-Французский, Богемский, Родопский, Уссури-Ханкайский и др.).

3. Активизированные щиты и платформы (Восточно-Африканские рифтовые системы, Бразильский щит, Китайская и Сибирская платформы, Балтийский щит и др.).

Активизация выражается в возникновении сводовых поднятий и прогибов, усложненных иногда узкими грабенами — «рифтовыми системами», разломами, вдоль которых внедряются гранитоидные интрузии повышенной щелочности, реже ультраосновные-щелочные и основные интрузии со своей специфичной минерализацией.

В прогибах, возникающих в процессе активизации, накапливаются мощные песчанико-сланцевые толщи с подчиненной ролью конгломератов и известняков, сходные с отложениями типа моласс. Нередко эти осадки, главным образом

континентальные и реже морские, переслаиваются с вулканическими туфами, риолитами, базальтами. Во многих случаях отложения этих прогибов угленосны.

С интрузивными породами периода активизации, представленными внегеосинклинальными трещинными или центрального типа кольцевыми комплексами, связана интенсивная минерализация. К гранитоидам (обычно повышенной щелочности) и щелочным интрузиям приурочены гидротермальные месторождения вольфрама, молибдена, золота, полиметаллических руд, сурьмы, ртути, урана, флюорита. С ультраосновными-щелочными комплексами связаны крупные месторождения карбонатитовых редкометалльных руд (ниобий-цирконийсодержащих), с кимберлитами — месторождения алмазов.

Возраст минерализации, как и возраст рудоносных магматических комплексов, различный — от протерозойского до верхнетретичного включительно, причем для ряда областей активизация происходит в два-три различных периода (в Забайкалье, например, в верхнеюрский и посленижнемеловой; в Бразилии — в девоне и мезозое).

При довольно ярко выраженной специфике минерализации активизированных областей и отличиях ее от минерализации щитов, их платформ и подвижных складчатых зон ряд рудных формаций, типичных для активизированных областей, достаточно характерен и для конечных этапов развития складчатых зон. Это низкотемпературные, частично среднетемпературные гидротермальные формации золото-серебряных (часто с теллуrom), стибнит-ферберитовых или стибнит-шеелитовых, полиметаллических, урановых и флюоритовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 86 с.
- Вахромеев С. А. Краткий курс металлогении. Иркутск, Изд-во Иркутского политехнического ин-та (ротапронт). 1970, 137 с.
- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, 279 с.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969, 224 с.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 13—28.
- Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963, 163 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 180 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. Л., «Недра», 1971, 148 с.
- Щербakov Д. И. «Принципы и методика составления металлогенической карты». — «Советская геология», 1945, № 5, с. 52—64.
- Tugneaurge F. S. Metallogenetic provinces and epochs. — «Econ. Geol.», Fiftieth Anniversary volume, 1905—1955, pt. 1, 1955, pp. 38—98.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЩИТОВ И ИХ ПЛАТФОРМ

Щиты и их платформы объединяются автором в две группы (рис. 1) — северную, в которую входят:

- 1) Русский щит и его платформа,
- 2) Сибирский щит и его платформа, 3) Сино-Корейский щит и его платформа,
- 4) Канадский щит и его платформа и южную группу, в которую входят:
- 5) Африкано-Аравийский щит и его платформа,
- 6) Индостанский щит и его платформа,
- 7) Западно-Австралийский щит и его платформа,
- 8) Гвианский щит и его платформа,
- 9) Бразильский щит и его платформа,
- 10) Антарктический щит и его платформа.

Северная группа щитов представляет собой, по-видимому, части древнего материка Лавразии, а южная является разобщенными обломками материка Гондваны.

РУССКИЙ (ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ) ЩИТ

Русский щит и его платформа занимают территорию европейской части СССР, Финляндию, Швецию, южную часть Норвегии, а также Польшу, ГДР и Данию. Общая площадь его 5 млн. км² (рис. 2).

Кристаллический докембрийский фундамент щита, перекрытый чехлом осадочных отложений палеозойского и мезо-кайнозойского возраста, обнажается в пределах Балтийского и Сарматского (Украинско-Воронежского) массивов.

В пределах Балтийского массива древнейшие гнейсы, представляющие собой останцы протоплатформы, имеют абсолютный возраст 2800—2700 млн. лет, они безрудны. Более молодая беломорская (или свионийская) формация с абсолютным возрастом 2100—1900 млн. лет представлена главным образом гранитами, которые сопровождаются пегматитами с мусковитом и редкими металлами.

Древнейшие формации окаймлены узкими геосинклинальными складчатыми зонами карелид (свекофенид) с абсолютным возрастом в 1900—1760 млн. лет. В этот период образовалась ладожская формация гнейсов, железистых кварцитов, эффузивов, прорванных гранитами, которые сопровождаются пегматитами. Среди расланцованных эффузивов-лещитов залегают колчеданные месторождения (серноколчеданное Парандово в Карельской АССР, медно-кобальтовое Оутокумпу в Финляндии, медно-золото-мышьяковое Болиден в Швеции и др.).

На древних гнейсах несогласно залегают терригенные формации: ятулийская, представленная кварцитами, песчаниками, конгломератами и диабазами (1500—1300 млн. лет), и формация иотния — хогландия, представленная песчаниками и гранитами рапакиви района Выборга (1200—1000 млн. лет). С конгло-

мератами и песчаниками ятулийской формации на территории Финляндии связана золото-урановая минерализация метаморфогенного типа.

В пределах Балтийского щита и особенно на Кольском полуострове происходила активизация, выраженная образованием глубоких разломов, которые

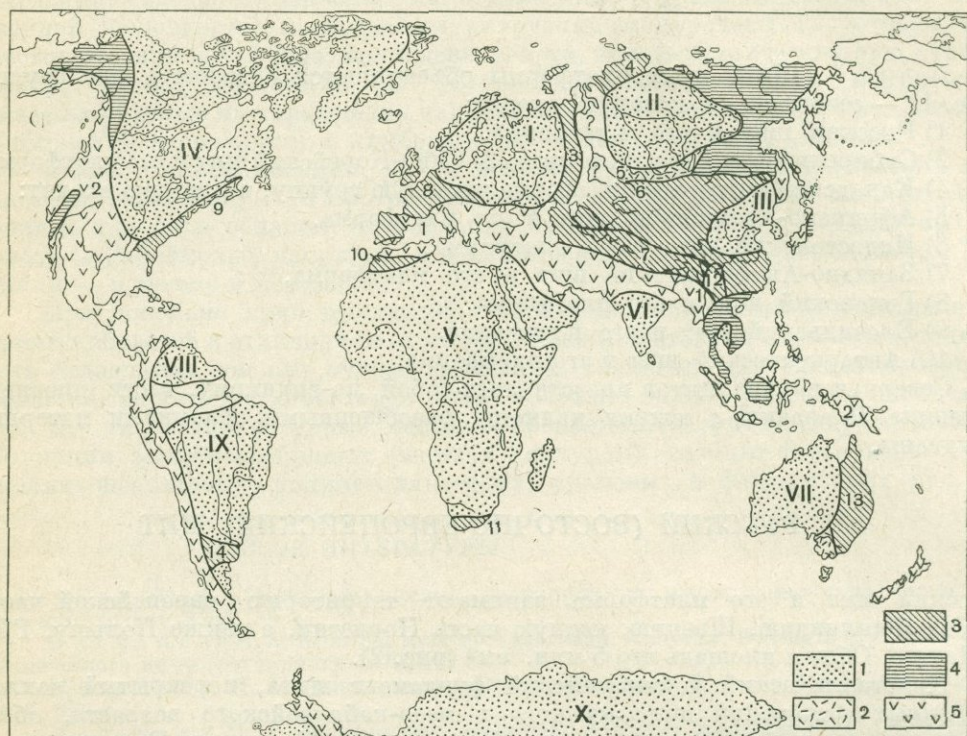


Рис. 1. Расположение щитов и их платформ и складчатых поясов.

1 — щиты-платформы; 2 — 5 складчатые пояса: 2 — каледонского возраста, 3 — герцинского возраста, 4 — киммерийского возраста, 5 — альпийского возраста.

Щиты и их платформы (римские цифры на карте): I — Русский, II — Сибирский, III — Сино-Корейский, IV — Канадский, V — Африкано-Аравийский, VI — Индостанский, VII — Западно-Австралийский, VIII — Гвианский, IX — Бразильский, X — Антарктический.

Складчатые пояса (арабские цифры на карте): 1 — Средиземноморский; 2 — Тихоокеанский; 3 — Уральский, 4 — Таймырский, 5 — Алтае-Саянский, 6 — Казахстанский, 7 — Среднеазиатский, 8 — Западно-Европейский, 9 — Норвежно-Аппалачский, 10 — Атласский, 11 — Капский, 12 — Кам-Юньаньский, 13 — Восточно-Австралийский, 14 — Аргентинский

неоднократно подновлялись и вдоль которых внедрялись магматические породы: ультраосновные-основные и гранитоиды в верхнем протерозое, ультраосновные-щелочные — в среднем палеозое и щелочные — в герцинское время. С гранитоидами и габбро-диабазам протерозоя связана разнообразная минерализация: медь, титан, свинец и цинк, молибден, олово, серебро (месторождения серебра вдоль побережья Белого моря выработаны, но аналогичные еще разрабатываются в Норвегии — Конгсберг и др.). С протерозойскими

ультраосновными-основными интрузиями печенгского и мончегорского комплексов связаны месторождения ликвационных медно-никелевых руд (с примесью Co, Pt, Pd); подобные же месторождения известны в Финляндии, Швеции, Южной Норвегии.

С ультраосновными-щелочными комплексами Ковдора, Африканды, Вуори-Ярви и другими связаны месторождения титаномagnetитовых и магнетит-апатитовых руд, редкометалльных карбонатитов (с пироклором, бадделитом, цирконом, бастнезитом, паризитом и др.), флогопита и вермикулита; возраст этих массивов и месторождений, по А. А. Кухаренко (1958), 305—375 млн. лет, т. е. среднепалеозойский.

Итак, в пределах Балтийского щита выделяются следующие главные типы месторождений:

1) пегматиты с мусковитом и редкими металлами, связанные с беломорскими, ладожскими и ятулийскими гранитами;

2) скарновые месторождения железных magnetитовых (Выборг) и оловянно-цинковых руд (Питкяранта), связанные с выборгскими гранитами рапакивы;

3) кварц-молибденитовые (часто с примесью халькопирита) месторождения Карельской АССР, Финляндии, Швеции, Норвегии, связанные с ладожскими гранитами;

4) колчеданные месторождения среди спилит-кератофилов и лептитов (Парандово, Оутокумпу, Болиден, Фалун и др.);

5) медно-никелевые ликвационные месторождения в связи с ультраосновными — основными комплексами протерозойского возраста — Печенга, и др.;

6) титаномagnetитовые, апатит-magnetитовые с карбонатитами, флогопитовые и вермикулитовые месторождения, связанные со среднепалеозойскими ультраосновными-щелочными комплексами (Африканда, Ковдор и др.);

7) нефелин-апатитовые (Хибины) и лопаритовые (Ловозеро) месторождения в связи с герцинскими щелочными комплексами;

8) железистые кварциты (Оленегорское, Зюдварангер и др.) среди ладожской толщи верхнеархейского — нижнепротерозойского возраста;

9) кианитовые месторождения среди кристаллических сланцев верхнеархейской формации кейв (месторождение имени А. Е. Ферсмана);

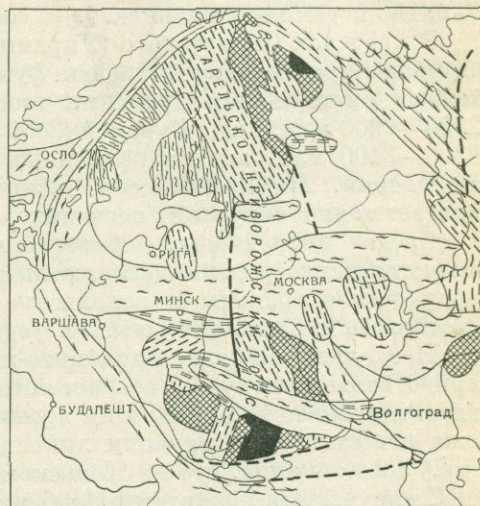


Рис. 2. Карта докембрийской тектоники Русской платформы. По Н. П. Семененко.

1 — катархейские складчатости (2700—3500 млн. лет); 2 — архейская складчатость (1900—2700 млн. лет); 3 — карельско-квирозожская складчатость (1700—2000 млн. лет); 4 — свекофенская складчатость (1700—2000 млн. лет); 5 — волынская (посткарельская) складчатость (1500—1700 млн. лет); 6 — готско-овручская складчатость (1150—1500 млн. лет); 7 — рифейские складчатости (540—1150 млн. лет); 8 — разломы в фундаменте платформы: а — установленные, б — предполагаемые

Мончегорская группа, Маккала

10) золото-ураноносные конгломераты (верхнеархейские или нижнепротерозойские) Финляндии¹.

На Кольском полуострове и в Северной Швеции установлены кимберлитоподобные породы, с которыми, вероятно, и связаны единичные находки алмазов в аллювии рек этих районов.

В пределах Сарматского (Украинско-Воронежского) массива древнейшими образованиями являются гнейсы фундамента (2800—2500 млн. лет). Массивы гнейсов окаймляются древними геосинклинальными зонами: Криворожской (2600—1900 млн. лет), Курской (2600—1900 млн. лет) и Орехово-Павлодарской (2300—2100 млн. лет), заполненных сланцами, вулканогенами, железистыми кварцитами. На архейском — нижнепротерозойском фундаменте несогласно залегают толща овручских песчаников и кварцитов (1500—1300 млн. лет).

Среди интрузивных образований Сарматского массива древнейшими являются павлоградские (абсолютный возраст 2300—2100 млн. лет) и чудновобердичевские граниты и подольские гнейсы (возраст более 2000 млн. лет), с которыми связаны пегматиты и редкоземельная минерализация.

Несколько моложе чарнокито-монциты Побужья, гнейсы и габбро-перидотитовые интрузии, возраст которых 2000—1900 млн. лет; с перидотитами связаны небольшие проявления хромита, а в габбро-перидотитах района Воронежа известны концентрации ликвидационных медно-никелевых руд (с Co, Pd и др.) того же типа, что на Кольском полуострове.

С овручскими гранитами (1400 млн. лет) связана редкометалльная минерализация (касситерит, вольфрамит, колумбит); несколько моложе коростенские граниты рапакиви (1200—1100 млн. лет), с которыми связаны месторождения пьезокварца, и приазовский щелочной комплекс (абсолютный возраст около 1000 млн. лет). Последний, вероятно, связан уже с активизацией южной части Сарматского массива и сопровождается карбонатитами с пирохлоровой и циркониевой минерализацией.

В Донбассе и в зоне сочленения его с Приазовьем с активизацией верхнепалеозойско-мезозойского (?) периода и интрузиями андезитов повышенной щелочности связаны месторождения флюорита (Волновахская рудная область), месторождения сурьмяно-ртутных (Никитовское) и золото-полиметаллических руд (Нагольный кряж).

В зоне сочленения Донбасса с Приазовьем, а также по рекам Тетерев, Северный Буг, Днестр и по северному побережью Азовского моря в аллювии установлены алмазы и их спутник — пироп.

Среди криворожской и курской формаций железистых кварцитов залегают огромные по масштабу месторождения массивных мартитовых и гематитовых руд метаморфогенного генезиса с наложенными процессами выветривания — Кривой Рог, Яковлевское, Гостищевское, которые по суммарным запасам богатых железных руд занимают первое место в мире.

В западной части Украинского массива установлено широкое проявление щелочно-галоидного метасоматоза и связанное с ним редкометалльное оруденение (Субботин, 1971).

В раннюю щелочную калиевую стадию возникают микроклиниты и скарны, в позднюю щелочную натриевую стадию — альбититы. В завершающую кислотную стадию образуются грейзены и флюорит.

¹ По устному сообщению А. Д. Щеглова (1972 г.), в восточной части Балтийского щита установлены проявления сурьмы и ртути, а на территории Финляндии — трубообразные тела шеелит-турмалиновых руд, связанные с процессами активизации.

По данным А. С. Гринсона (1970), процессы активизации происходят также в северо-восточной части Русской платформы в области сочленения ее со структурами Тимана и Урала. Здесь, на территории Колво-Вишерского края, в самое последнее время обнаружены гипабиссальные интрузии щелочных базальтоидов венд-кембрийского возраста, приуроченные к разломам в фундаменте. Сходные щелочные базальтоиды известны и на западном склоне Среднего Урала.

Обнаружение и изучение щелочных базитов и гипербазитов в алмазонасных районах Колво-Вишерского края и западного склона Среднего Урала имеет большое значение в связи с поисками первоисточников алмаза на участках, где в россыпях отмечены содержания алмазов и пиропов.

Среди экзогенных месторождений металлических полезных ископаемых, развитых в чехле Русской платформы, наиболее важными являются:

1) месторождения осадочных оолитовых железных руд Липецкое и Тульское (нижнекаменноугольного возраста) и Хоперское (верхнемелового возраста);

2) месторождения осадочных оолитовых марганцевых руд в основании олигоцена — Никопольское и Большетокмакское;

3) месторождение боксита в основании нижнего карбона — Тихвинское;

4) россыпное месторождение ильменита и рутила в олигоценых песках Приднепровья.

Не имеют промышленного значения и пока плохо изучены проявления свинцово-цинковых руд среди доломитизированных известняков ордовика и силура в Эстонии и проявления медных руд среди пермских отложений Западного Приуралья и Донбасса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 1, с. 8—20.

Белевцев Я. Н., Каляев Г. И., Скуридин С. А. Проблемы металлогении Украины. Киев, «Наукова думка», 1964, 256 с.

Буковшин В. В. Вещественный состав и условия образования сульфидных медно-никелевых руд месторождений Воронежской группы. Автореф. канд. дис. Воронеж, 1969, 24 с.

Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, Проблема IX. Стратиграфия и корреляция докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 57—68.

Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, 375 с. Авт.: Ф. И. Вольфсон, И. В. Белов, М. М. Одинов и др.

Геологическое строение СССР. Т. IV. «Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР». М., «Недра», 1968, 504 с. Авт.: А. И. Семенов, А. Д. Щеглов, Т. В. Билибина и др.

Гринсон А. С., Кукушкин А. И., Михайловская Л. Н. К проблеме алмазонасности востока Русской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 1, с. 105—113.

Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, 194 с. (Докл. II Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископ. и прогнозным картам, ч. 2).

Каляев Г. И. Геологические формации Украинского щита и их металлогеническое значение. — В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 21—29.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1958, ч. 87, № 3, с. 304—314.

Магакьян И. Г. Некоторые геологические наблюдения за время экскурсии С-26 в Шведской Лапландии. — «Изв. АН АрмССР. Геол. и геогр. науки», 1960, т. XIII, № 6, с. 59—67.

Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, 262 с. (Докл. II Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полезных ископ. и прогнозным картам, ч. 1).

Половинкина Ю. Ир., Полева Н. И. Главнейшие геохронологические этапы в истории формирования Украинского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 159, № 4, с. 811—813.

Пустанов Л. В. (ред.). Рудоносность Русской платформы. М., «Наука», 1965, с. 3—53.

Семенов Н. П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. — В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 5—29.

Семенов Н. П. Межконтинентальная корреляция докембрия. М., «Наука», 1970, с. 5—22. Комиссия по опред. абс. возраста геол. формаций при Отделении наук о Земле.

Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита. — В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967, 335 с.

Твалчредзе Г. А. О главнейших металлогенических эпохах Земли. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 1, с. 22—36.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 1, с. 5—62.

СИБИРСКИЙ ЩИТ

Сибирский щит и его платформа располагаются целиком в пределах СССР, в основном между реками Енисеем и Леной, занимая территорию около 6 млн. км² (рис. 3). На значительной части платформы залегает чехол неметаморфизованных осадочных и вулканогенных пород с возрастом от среднего протерозоя до современного. Породы фундамента платформы представлены складчатыми архейским и нижнепротерозойским комплексами метаморфических и интрузивных пород, слагающих Алданский и Анабарский массивы, Восточный Саян, Туруханское и Игарское поднятия.

В металлогении Сибирской платформы следует выделить металлогению кристаллического фундамента, металлогению платформенного чехла и металлогению, наложенную на платформу в связи с процессами активизации¹.

Месторождения, связанные с выступами складчатого фундамента, образовались в условиях геосинклинального складчатого режима и относятся к метаморфогенному и магматическому типам. В строении фундамента платформы можно выделить три структурных комплекса — архейский, нижнепротерозойский и байкальский (ассинтский).

В архейском структурном комплексе Анабарского массива известны железо, флогопит, золото; на Алданском массиве (включая Становой хребет) — железо, флогопит, высокоглиноземистое сырье; в Восточно-Саянском выступе фундамента — высокоглиноземистое сырье.

Месторождения железа представлены двумя различными генетическими типами — метаморфогенным (железистыми кварцитами) в породах далдынской серии на Анабарском массиве и верхнеалданской свиты — на Алданском, и более крупными скарновыми магнетитовыми месторождениями (Таежное, Сивагли и др.) в пределах Алданского массива.

Месторождения флогопита известны в пределах Анабарского и Алданского массивов; на Алданском массиве они приурочены к диопсидовым породам федоровской свиты. В отношении генезиса этих месторождений существует не-

¹ Краткий очерк металлогении Сибирской платформы, приведенный ниже, основывается главным образом на многолетних опубликованных исследованиях Ю. Г. Старицкого (1960, 1965).

сколько точек зрения, среди которых наиболее аргументирована точка зрения Н. Г. Судовикова о их метасоматическом происхождении за счет привноса с глубин кальция и магния.

По Т. В. Билибиной (1966), в пределах Алданского массива сочетаются области архейской и протерозойской складчатостей и более молодые наложенные прогибы (рис. 4). Главными тектоническими элементами щита являются: 1) область архейской складчатости; 2) область протерозойской складчатости; 3) область верхнепротерозойской — кембрийской платформы и байкальских краевых прогибов; 4) тектонические элементы активизированной платформы, включающие: а) предгорные прогибы, б) районы проявления мезозойского магматизма (Спижарский, 1958).

Область архейской складчатости занимает большую часть Алданского массива и включает два крупных выступа архея — Алданский участок и Чарскую глыбу, разделенные Олекминским прогибом. Здесь широко развиты метаморфизованные вулканогенные породы, кварциты, песчаники, а среди интрузивных пород — гипербазиты и несколько более молодые граниты палингенового и анатектического происхождения. Для металлогении архея характерны месторождения железа, флогопита, пегматитов с редкими металлами.

Область протерозойской складчатости охватывает Становой хребет, обрамляющий Алданский массив, с широким развитием спилитовых лав и анортозитов и осадочно-вулканогенной формации. Магматизм представлен раннепротерозойскими производными базальтовой магмы до гранитоидов, а минерализация — титаномагнетитовыми рудами в габбро-анортозитах, метаморфогенными месторождениями железа и пегматитами с редкими металлами. В среднем — верхнем протерозое широко развиты алевролит-песчаниковые отложения, сопоставимые с удоканской серией, и также меденосные породы.

Области верхнепротерозойской — кембрийской платформы и байкальских краевых прогибов сложены обломочной серией верхнего протерозоя (синия) и терригенно-карбонатной толщей кембрия. Магматизм представлен габбро, щелочными гранитами, ультраосновными-щелочными породами с титаномагнетитовым, карбонатитовым, флогопитовым и редкометальным оруденением.

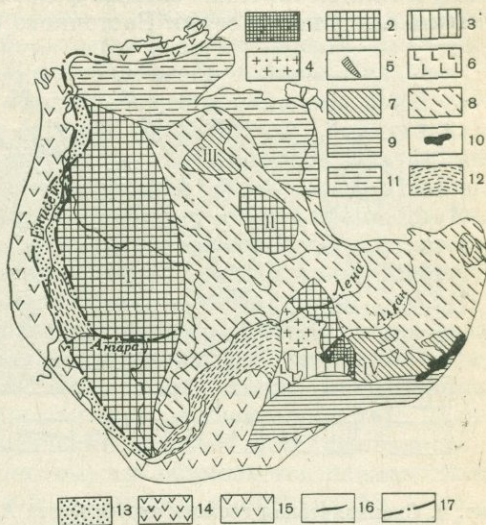


Рис. 3. Схема строения фундамента Сибирской платформы. По М. В. Муратову.

1 — протоплатформы Тимптонского массива; 2 — то же, под осадочным чехлом и предполагаемые массивы — Тунгусский (I) и Тунгский (II); 3 — протоплатформа Чарско-Олекминского массива; 4 — то же, под осадочным чехлом; 5 — протоплатформенные прогибы; 6 — Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб; 7 — складчатые системы: Анабарская (III), Алданская (IV), Охотский массив (V); 8 — то же, под осадочным чехлом; 9 — система Станового хребта; 10 — анортозиты; 11 — северный блок платформы; 12 — миогеосинклинальные зоны байкальской системы на поверхности; 13 — то же, под осадочным чехлом; 14 — эвгеосинклинальные зоны на поверхности; 15 — то же, под осадочным чехлом; 16 — пространства структур в таймырской складчатой системе; 17 — разломы ■

Область мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского массива характеризуется разломами и интрузиями гранитоидов и щелочных пород, с которыми связаны месторождения золота, а также молибдена, свинца, цинка, флюорита и др. На Алданском массиве довольно широко распространены корундсодержащие, кианитовые и силлиманитовые сланцы верхнеалданской свиты и силлиманитовые сланцы федоровской свиты. Такие же породы отмечены в низах слюдянской серии Восточного Саяна.

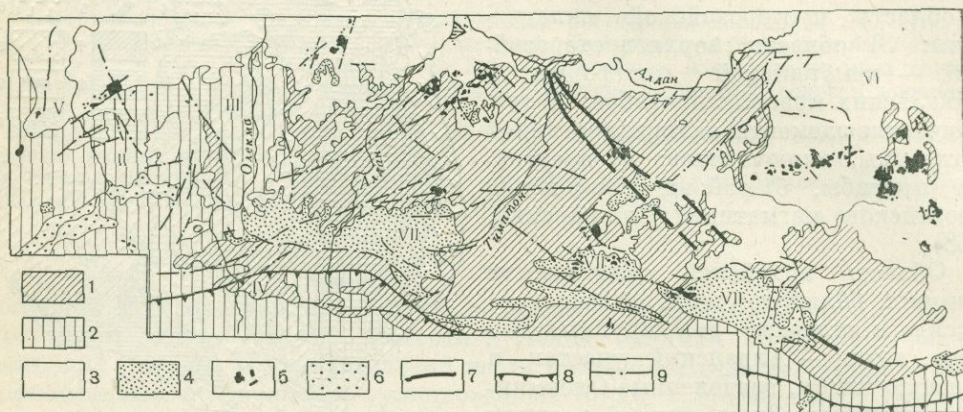


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Алданского массива. По Т. В. Билибиной (1966).

1—породы архея; 2—породы нижнего протерозоя; 3—нерасчлененные отложения среднего — верхнего протерозоя и кембрия; 4 — отложения юры и нижнего мела; 5 — алданский вулканогенно-интрузивный комплекс щелочных и щелочноземельных пород мезозойского возраста; 6 — четвертичные отложения; 7 — Тыркандинская зона смятия; 8 — Главный широтный разлом; 9 — разрывные нарушения.
 Главные структуры Алданского массива: I — Алданский выступ, II — Чарская глыба, III — Олекминский прогиб, IV — зона Станового хребта, V — Березовская ветвь Байкало-Патомского краевого прогиба, VI — Юдомо-Майский краевой прогиб, VII — Пристановой предгорный прогиб

В нижнепротерозойском структурном яруса Алданского массива и Восточно-Саянском выступе фундамента известны железо, полиметаллы, редкие металлы, горный хрусталь, корунд и др. Наибольший интерес среди железорудных месторождений представляют собственно магматические концентрации титаномагнетитовых руд в габброидах бассейнов рек Средняя Унгра и Джиллинда. Проявления титаномагнетитовых руд встречаются и на востоке щита среди крупных массивов габбро-анортозитов Джугджура.

Очень интересны месторождения горного хрусталя, заключенные в кварцитах верхнеалданской свиты (Лазько, 1957). Жилы горного хрусталя образовались, по-видимому, в результате перераспределения кремнезема кварцитов под воздействием гидротермальных растворов.

В пределах Енисейского кряжа с архейскими гранитами связаны пегматиты с мусковитом и редкими металлами, а с протерозойскими гранитоидами — золоторудная минерализация (Советское, Пролетарское, Эльдорадо), сурьма (Раздольнинское месторождение), а также, вероятно, теллурмальное свинцово-цинковое месторождение Горевское в карбонатной толще позднего докембрия.

Металлогения платформенного чехла Сибирской платформы развивалась в несколько этапов (Лобанов, 1960).

Первый этап охватывает период от конца нижнего или начала среднего протерозоя (начало платформенного режима) до конца протерозоя, нижнего или среднего кембрия. Магматизм представлен основной (траптовой) и ультраосновной-щелочной формациями предкембрийского или нижнекембрийского времени. С трапами связаны проявления меди в кварц-карбонатных жилах крайней юго-западной части платформы, а с ультраосновной-щелочной формацией на Алданском щите — с одной стороны, магматические концентрации титана, хрома и платины, с другой — карбонатиты с редкометалльной минерализацией (массивы Кондер, Инагли и др.). В восточном обрамлении Алданского щита в толще кембрия залегают стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд типа Миссури-Миссисипи (устное сообщение А. Д. Щеглова).

Второй этап металлогенического развития чехла Сибирской платформы охватывает интервал времени от кембрия до нижнего триаса включительно. Магматизм представлен траптовой и ультраосновной-щелочной формациями. Возраст трапов от конца карбона до начала триаса; среди них выделяют шесть фаз, отличающихся друг от друга по относительному возрасту, составу и характеру дифференциации (М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис, Л. А. Полунина, 1962 г.). Первая и вторая фазы характеризуются повышенной щелочностью; третья фаза отвечает по составу «нормальным» долеритам. Четвертая фаза, наиболее интересная в металлогеническом отношении, объединяет четыре интрузивных комплекса: норильский и курейский (повышенная магнезиальность), кузмовский (повышенная железистость), тычанский (повышенная щелочность). Интрузии этой фазы хорошо дифференцированы, что объясняется повышенным содержанием в них летучих. С этой фазой связывают концентрации ликвационных медно-никелевых руд — Норильское, Талнахское, Октябрьское и др. (Годлевский, 1958).

Пятая интрузивная фаза близка по составу третьей; шестая интрузивная фаза (вилюйского типа, по В. Л. Масайтису) развита в восточной части платформы и характеризуется повышенным содержанием щелочей и титана.

Первая и вторая интрузивные фазы имеют пермо-триасовый возраст, все остальные — нижнетриасовый.

В конце перми — триасе на севере платформы, а также в Восточном Саяне и Чадобецком поднятии проявились породы ультраосновной-щелочной формации, давшие интрузии центрального типа, мощные покровы лав и кимберлитовые трубки. Наиболее полно эта формация представлена на севере платформы в Маймеча-Котуйском районе, где с ней связаны месторождения карбонатитов с концентрациями флогопита, вермикулита, нефелина, пирохлора, апатита.

К ультраосновной-щелочной формации относятся и кимберлиты, выполняющие трубки взрыва, к которым приурочены месторождения алмазов. Возраст кимберлитовых трубок различен — от допермского до посленижнемелового, но главным образом мезозойский.

В северной части Сибирской платформы к ультраосновным-щелочным комплексам Гулинской и Зиминской интрузий приурочены карбонатиты. С траповым магматизмом связаны также скарновые и гидротермальные месторождения железных руд (Ангаро-Илимская группа и др.), многочисленные месторождения исландского шпата, барита и целестина, свинцово-цинковых и халькозин-борнитовых руд, а также крупные месторождения графита метаморфогенного типа, возникшие в контакте трапов с пластами пермских углей (Курейка, Бахта и др.).

К экзогенным месторождениям второго этапа относятся рудопроявления меди в бассейне р. Лены и к востоку от Енисейского края среди терригенно-

карбонатного горизонта верхнего кембрия верхоленской свиты; этим рудопроявлениям приписывается осадочное происхождение (Константинов, 1963).

Третий этап металлогенического развития Сибирской платформы охватывает промежуток времени от среднего триаса до антропогена. К магматическим породам этого этапа относится подавляющее большинство кимберлитовых трубок, возраст которых главным образом посленижнетриасовый; на северо-востоке платформы известны трубки посленижнемелового возраста. Алмазодносны далеко не все кимберлитовые трубки, наиболее известны трубки «Мир», «Айхал», «Удачная» и др.

По М. М. Одинцову и Б. М. Владимирову (1966 г.), кимберлитовая провинция Сибирской платформы разделяется на ряд областей: 1) Вилюйско-Оленекскую; 2) Анабарскую; 3) Илим-Тунгусскую; 4) Енисейско-Чадобецкую; 5) Присаянскую; 6) Алданскую.

В первых двух областях кимберлиты связаны с ультраосновным-щелочным комплексом Гулинской интрузии и мелких интрузий рек Моеро и Котуй. Эти интрузии и траппы связаны с раннемезозойской активизацией. Среди кимберлитов здесь выделяют две генерации: допермские и триасовые. Наличие более молодых кимберлитовых пород сомнительно.

В Енисейско-Чадобецкой области кимберлиты связаны с раннемезозойской и девонской активизацией, а в Присаянской области — с девонской активизацией (возможно, также с раннемезозойской).

Выделяются три зоны:

1) зона девонской активизации в юго-западной части Сибирской платформы с щелочными интрузиями, карбонатитами и кимберлитами;

2) Тунгусская структурно-вулканогенная зона с платобазальтами, ультраосновными-щелочными интрузиями и кимберлитами допермского и триасового возраста;

3) Алданская зона верхнемезозойской тектонической активизации с щелочными и гипербазитовыми интрузиями с кимберлитами неопределенного (вероятно, верхнемезозойского) возраста.

Экзогенная минерализация третьего этапа связана с образованием кор выветривания (бокситы, железо, титан) или с разрушением коренных месторождений различных этапов и возникновением аллювиальных россыпей (золото, платина, алмазы).

Металлогения, связанная с активизацией платформы, проявилась в мезокайнозое в форме разрывов и глыбовых движений, сопровождавшихся внедрением кислых и щелочных интрузивов. Типичной областью активизации является Алданский щит, в особенности его южная часть. Магматизм, связанный с активизацией, проявлялся на Алданском щите в четыре этапа, из которых наибольшее металлогеническое значение имел третий этап верхнеюрского — нижнемелового возраста, когда внедрились кислые интрузии станового комплекса и щелочные — алданского.

С внедрением щелочных интрузивов алданского комплекса связаны многочисленные месторождения различных полезных ископаемых, главным образом железа, молибдена, флюорита, в меньшей степени — полиметаллов, редких металлов, горного хрусталя.

Железорудные скарновые месторождения магнетитовых руд приурочены к контактам послеюрских интрузий сиенитов с доломитами нижнего кембрия (Павлов, 1961); золоторудные месторождения (Лебединское и др.) связаны с мезозойскими щелочными интрузиями и представлены тремя типами: метасоматическим, жильным и вкрапленным. Руды относятся к золото-сульфидной

формации с мелкими выделениями самородного золота среди сульфидов, в ассоциации с минералами серебра, гематитом, кварцем, кальцитом. Молибденовые руды, представленные кварцевыми жилами с молибденитом (месторождения Турук и др.), связаны с интрузиями сиенит-порфиров.

Флюоритовая минерализация, приуроченная к щелочным интрузиям, представлена месторождениями жильного и метасоматического типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А л м а з ы Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1957, 158 с. Авт.: А. П. Бобривич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др.

Б и л и б и н Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. — В кн.: Петрография СССР, сер. I. Региональная петрография, вып. 10. М., Изд-во АН СССР, 1941, с. 22—119.

Б и л и б и н а Т. В. К геологии и металлогении Алданского щита. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 233—256. (Ин-т земной коры.)

Б у т а к о в а Е. Л., М о о р Г. Г., Э п ш т е й н Е. М. Область развития ультраосновных и щелочных пород севера Сибирской платформы и связанные с ней эндогенные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 69—75. (Сб. Юбилейной сессии Учен. совета НИИГА, посвящен. 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции).

В о л о б у е в М. И., З ы к о в С. И. Возраст и химические особенности свинцовых рудопроявлений Енисейского кряжа. — «Геология и геофизика», 1963, № 12, с. 22—34.

Г о д л е в с к и й М. Н. Геология и рудные месторождения Норильского района. — «Горный журнал», 1958, № 6, с. 9—14.

К о н с т а н т и н о в М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963, 181 с.

Л а з ь к о Е. М. Хрусталеносные кварцевые жилы и их генезис. Львов, Изд. Львовск. ун-та, 1957, 205 с.

Л о б а н о в Н. Ф. Металлогения севера Сибирской платформы. — «Советская геология», 1960, № 7, с. 28—39.

М а с а й т и с В. Л., С т а р и ц к и й Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1963, т. 85, с. 63—89.

М и н е р а г е н и я Сибирской платформы. Под ред. П. М. Татарина и Ю. Г. Старикова. М., «Недра», 1970, 208 с.

П а в л о в Н. В. Магно-магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 224 с. (Труды ИГЕМ, вып. 52.)

С п и ж а р с к и й Т. Н. Тектоническая карта Сибирской платформы и прилегающих частей складчатых систем. М., Госгеолтехиздат, 1958, 4 л.

С т а р и ц к и й Ю. Г. Основные черты металлогении Сибирской платформы. — В сб.: Закономерности размещения полезн. ископ. в платформ. чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, ч. II, 1960, с. 5—13.

С т а р и ц к и й Ю. Г. Краткий очерк металлогении Сибирской платформы. М., «Недра», 1965, с. 150—167. (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16. Вопросы металлогении.)

СИНО-КОРЕЙСКИЙ ЩИТ

Китайская платформа после своего формирования подверглась очень крупным изменениям и поэтому ее первоначальные контуры улавливаются с трудом (Мазарович, 1951). В нее входил Буреинский массив и Маньчжурия на севере, Таримский массив — на западе, Корейско-Шаньдунский — на востоке; к югу она занимала значительную часть Юго-Восточного Китая и распространялась до Камбоджийского массива включительно (рис. 5). В этих границах площадь щита составляла примерно 5 млн. км².

Фундамент Сино-Корейского щита построен так, как вообще построены участки земной коры, сложенные археозоем — преобладают гнейсы и кристаллические сланцы, прорванные гранитоидами.

Согласно Ли Сы-гуану (1952), выходы архея широко развиты на юго-востоке горной Маньчжурии, на п-ове Ляодун, в Шаньдунском массиве, плато Шаньси, хребтах Иньшань, Алашань, Наньшань, на северной окраине массива Циньлишань, к югу от Синцзяна, в Гуандуне, Западном Юньнани, в горной системе Сикан.

Преобладают слоистые гнейсы и кристаллические сланцы, местами развиты мраморы и амфиболиты. Архейские толщи пронизаны красновато-серыми

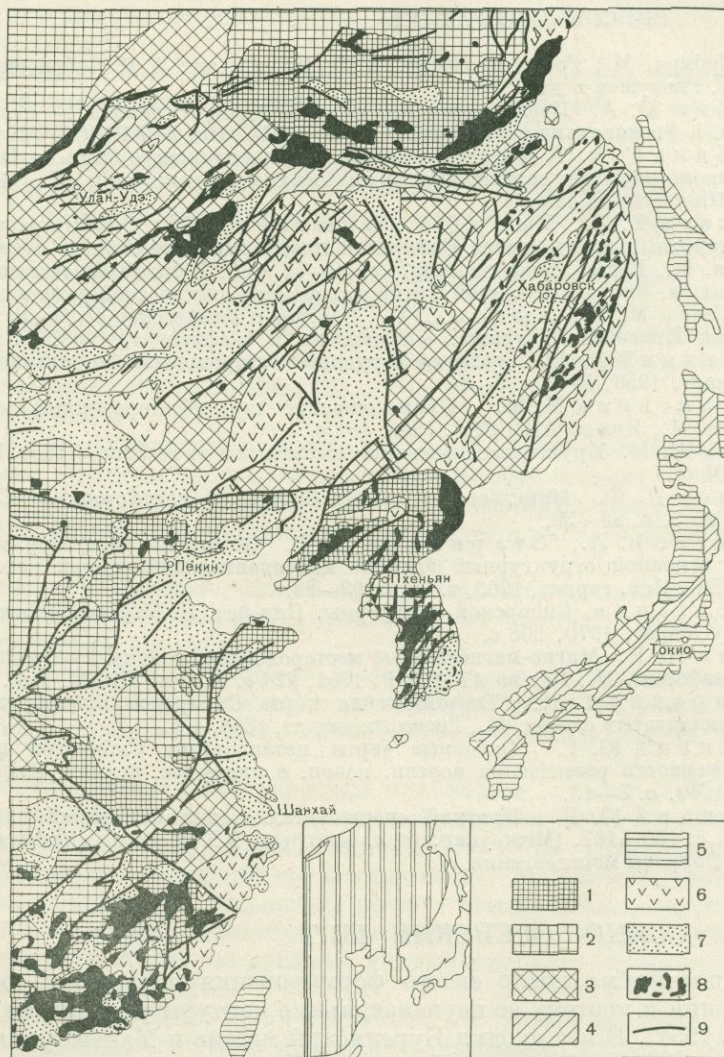


Рис. 5. Схема распространения осадочных и магматических образований дива Восточной Азии. По В. Л. Масайтису и Ю. Г. Старицкому.

1—2 — древние платформы: 1 — выступы кристаллического фундамента, 2 — области распространения платформенного чехла; 3 — области палеозойской складчатости; 4 — области мезозойской складчатости; 5 — области кайнозойской складчатости; 6—7 — впадины дива: 6 — выполненные вулканогенными образованиями, 7 — выполненные осадочными образованиями; 8 — интрузии дива; 9 — главнейшие разломы дива. Вертикальной двойной штриховкой на врезке показаны области движений дива

гранитами, аплитами, пегматитами, основными породами; среди биотитовых и пегматоидных гранитов обычны кварцевые золотоносные жилы (в провинции Жэхэ и др.).

Архейские гнейсовидные граниты несогласно перекрыты нижнепротерозойской толщей Утай, над которой также несогласно залегают отложения синия (верхний протерозой или частично уже нижний палеозой). Толща Утай широко развита в Северном Китае, где представлена метаморфическими сланцами, пронизанными магматическими породами.

Здесь выделяют три свиты (снизу вверх):

1) Шицзуй — слюдястые сланцы и гнейсы, магнетитсодержащие кварциты и железистый аркозовый песчаник;

2) Наньтай — кремнистые мраморы, кварциты, кристаллические сланцы;

3) Ситай — хлоритовые сланцы, кварциты, конгломераты.

В отложениях толщи Утай залегают месторождения железных руд, магнетита и доломита, а с магматическими телами, пронизывающими эту толщу, связаны кварцевые жилы иногда с медным оруденением.

Синий представлен кварцитами и черными сланцами, которые кверху сменяются кремнистыми известняками, филлитами, песчаниками, тиллитами; система синия несогласно залегает на отложениях системы Утай и широко развита в Северном Китае. Отложениям синия подчинен пласт железной руды мощностью до 7 м.

Карельская складчатость в конце нижнего протерозоя дополнительно увеличила консолидацию земной коры, причем во многих случаях отдельные массивы были соединены вместе в крупные платформы. Среди протерозойских отложений господствуют различные сланцы (глинистые, графитовые), филлиты; аркозы, кварциты, в том числе железистые кварциты, с которыми связаны крупные концентрации богатых железных руд метаморфогенного типа.

Очень характерна для Сино-Корейского щита активизация (структуры дива) его в яньшаньское время (верхняя юра — нижний мел), выраженная в глыбово-сводовых движениях и внедрении мезозойских (яньшаньских) гранитоидов. С последними связана разнообразная и богатая минерализация Северо-Восточного Китая и Кореи и в особенности Юго-Восточного Китая с крупными концентрациями гидротермальных руд вольфрама, олова, золота, свинца, цинка, сурьмы и ртути.

Среди докембрийских (досинийских) отложений Сино-Корейского щита известны следующие важнейшие типы месторождений:

1) метаморфогенные месторождения железных руд среди железистых кварцитов протерозоя (Кимканское месторождение в районе Малого Хингана, Мусан в Корее, ряд крупных рудников в Маньчжурии и Шаньдуне);

2) высокотемпературные золотоносные кварцевые жилы, связанные с гранитоидами архея и протерозоя, залегающие среди метаморфических толщ докембрия. С коренными месторождениями связаны россыши.

Районы, богатые золотом: Северная Корея, Северо-Восточный Китай и Маньчжурия;

3) пегматитовые месторождения, связанные с гранитоидами докембрия. В пегматитах наблюдается урановая, ториевая, тантал-ниобиевая и редкоземельная минерализация, иногда также циркониевая и бериллиевая;

4) стратиформные месторождения медных руд среди доломитов и глинистых доломитов протерозойского возраста (месторождение Дунчуань).

Определенный интерес представляет выявленная в последние годы алмазность территории Китайской платформы. Алмазы в россыпях установлены

на п-ове Шаньдун, а кимберлиты — в коренном залегании в Южном Китае, в пределах глыбовых структур тектонически активизированной зоны мезозойского возраста. Здесь развита обширная провинция верхнепалеозойских и триасовых основных эффузивов и ультраосновных интрузий, среди которых есть алмазоносные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, 375 с. Авт.: Ф. И. Вольфсон, И. В. Белов, М. М. Одинцов.
- Л и С ы - г у а н. Геология Китая. Пер. с китайск., М., Изд-во иностр. лит., 1952, 519 с.
- М а з а р о в и ч А. Н. Основы региональной геологии материков. Т. I. М., Изд-во МГУ, 1951, 347 с.
- О с н о в ы т е к т о н и к и К и т а я. Под ред. Чжан Вэнь-ю. М., Госгеолтехиздат, 1962, 527 с.
- С м и р н о в А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым комплексом. М., Изд-во АН СССР, 1963, 159 с. (Труды ДВГИ, сер. геол., т. 8.)
- Х у а н Б о - ц и н ь. Основные черты тектонического строения Китая. Пер. с китайск. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 162 с.
- C h a n g W e n - J o u. Grundzüge der geologischen Structur und Entwicklung Chinas. Geologie, H. 5, 1959.
- H s i e h C. I. The role of volcanic and volcano — sedimentary processes in the formation of certain mineral deposits of China. — «Acta Geologica Sinica», 1956, vol. 36, No. 4.
- H u a n g T. K. The main characteristics of structure of China. Preliminary conclusions. Sc. Sinica, 1960, vol. 9, No. 4.

КАНАДСКИЙ ЩИТ

Канадский щит и его платформа охватывают значительные части территории Канады и США и почти весь архипелаг островов Северного Ледовитого океана к северу от побережья Канады; общая площадь его около 30 млн. км². По размерам и богатству своих минеральных ресурсов он сопоставим с Африканским щитом.

Канадский кристаллический щит сложен сильно метаморфизованными толщами архейского и протерозойского возраста (Вильсон, 1962). Древнейшие архейские толщи Киватин и Тимискаминг с абсолютным возрастом 3,5—2,5 млрд. лет слагают протоплатформы, развитые вблизи оз. Верхнего и в районе Иеллоунайф, а также в районах Большого Медвежьего и Большого Невольничьего озер на северо-западе Канады.

Серия Киватин, по Ф. С. Тюрнору (Turnsauege, 1955), образована характерным сочетанием вулканического материала с незначительным количеством осадочного; несколько более молодая серия Тимискаминг, наоборот, сложена преимущественно граувакками, аркозами и конгломератами. Серии Киватин и Тимискаминг интенсивно смяты в складки и прорваны альгоманскими гранитами (возраст 2,5 млрд. лет) и интрузиями основных пород.

В районе оз. Верхнего гранитные батолиты лаврентьевского возраста секут лавы серии Киватин, но несогласно перекрыты серией Найф-Лейк, которая сопоставима с серией Тимискаминг; в этом же районе другие граниты, вероятно альгоманского возраста, секут как серию Киватин, так и серию Найф-Лейк.

На архейском комплексе несогласно залегают протерозойские образования, представленные кварцитами, железистыми кварцитами, глинистыми сланцами и доломитами, а также граувакками и аркозами, относимыми к раннему протерозою — гурону.

Более молодая верхнепротерозойская серия Кивино сложена песчаниками, конгломератами и основными вулканическими породами; в эти породы были интродуцированы пластовые интрузии основного состава, образующие массивы Садбери и Дулуг, а также диабазовый силл Ниписсинг. Абсолютный возраст интрузива Садбери определен в 1200—1000 млн. лет.

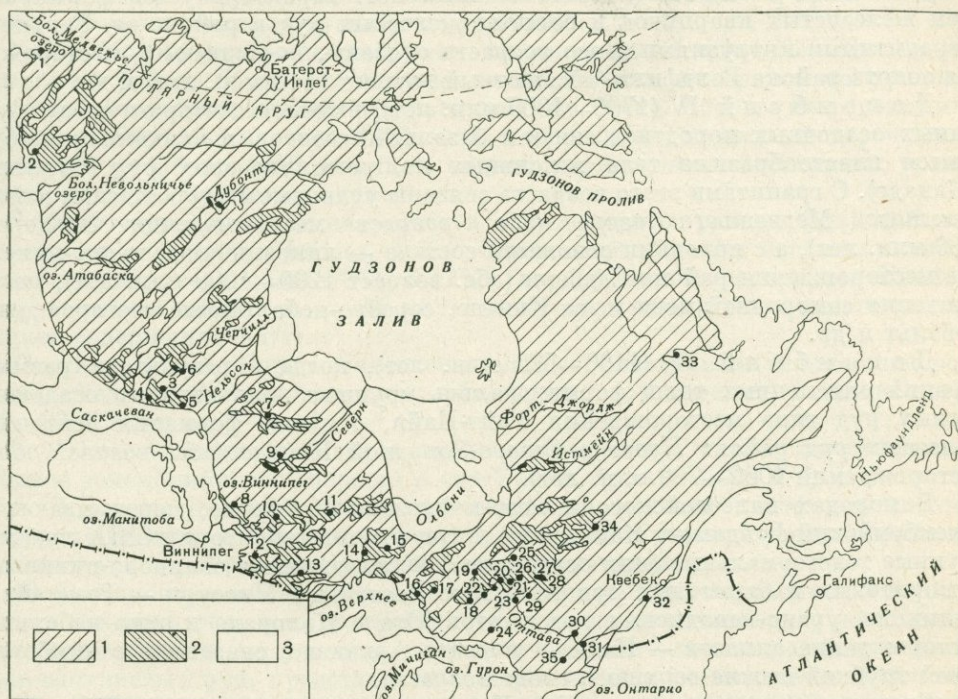


Рис. 6. Главнейшие рудные месторождения Канадского щита. По Ж. Е. Джиллу.

1 — Канадский докембрийский щит; 2 — площади развития зеленокаменных пород (включая некоторые архейские осадочные породы); 3 — молодые отложения чехла. Месторождения (цифры на карте): 1 — Эльдorado (U), 2 — Иеллоунайф (Au), 3 — Шеррит-Гордон (Cu, Zn, Au), 4 — Флин-Флон (Cu, Zn, Au), 5 — Нор-Эйкми (Au), 6 — Линн-Лейк (Cu, Ni, Pt, Pd), 7 — Гуде-Лейк (Au), 8 — Сан-Антонио (Au), 9 — Берекс-Ривер (Pb, Zn), 10 — Ред-Лейк (Au), 11 — Пиккл-Лейк (Au), 12 — Бендиго (Au), 13 — Стип-Рок-Айрон (Fe), 14 — Старджен-Ривер (Au), 15 — Литтл-Лонг-Лак (Au), 16 — Мичишиקותен (Au), 17 — Гудро (Au), 18 — Джером (Au), 19 — Поркьюпайн (Au), 20 — Керкленд-Лейк (Au), 21 — Лардер-Лейк (Au), 22 — Матагеван (Au), 23 — Кобальт (Co, Ag), 24 — Садбери (Ni, Cu, Pt, Pd), 25 — Норметал (Cu, Zn), 26 — Норанда (Cu, Zn, Au), 27 — Кадилак-Малартик (Au), 28 — Валь-д'Ор (Au), 29 — Беллетер (Au), 30 — Нью-Калумет (Au), 31 — Кингтон-Майн (Au), 32 — Тетраульт (Pb, Zn), 33 — Ферримэн-Фэлльс (Fe), 34 — Чибонджман (Cu), 35 — Блайнд-Ривер (U, Au)

Граниты протерозойского возраста (килларнейские и более молодые) прорывают породы серии Гурон и частью нижние горизонты серии Кивино.

Р. Е. Фоленсби (1971 г.) по данным радиометрического датирования выделяет в пределах Канадского щита следующие комплексы.

Докембрий I (3500—2600 млн. лет) в архейских ядрах с внедрением гранитов возраста 3100—2600 млн. лет, с которыми связаны месторождения золота с сульфидами и иногда с шеелитом. Среди подводных пирокластических отложений залегают и связаны с конечными кислыми членами вулканических серий крупные колчеданного типа месторождения Флин-Флон, Шеррит-Гордон,

Норанда и другие с массивными медно-цинковыми рудами, содержащими примесь свинца, серебра и золота.

Докембрий II (2600—2000 млн. лет) с кварцитами и конгломератами, к которым приурочено золото-урановое оруденение рудного поля Блайнд-Ривер (возраст месторождения 2600—2200 млн. лет).

Докембрий III (2000—1700 млн. лет) характеризуется формированием железистых кварцитов и богатых железных руд в районе оз. Верхнего. С гранитными интрузиями этого возраста связаны, по-видимому, месторождения золота района Голдфилд (абсолютный возраст 1910 млн. лет) и др.

Докембрий IV (1700—1000 млн. лет), в течение которого среди туфогенных осадочных пород и в связи с базальт-андезитовым вулканизмом образуются пластообразные тела массивных полиметаллических руд (Сулливан в Канаде). С гранитами этого возраста связаны урановые месторождения района Большого Медвежьего озера (абс. возраст месторождения Эльдорадо 1400 млн. лет), а с породами основного состава — ликвационные медно-никелевые месторождения района Садбери (абс. возраст 1200—1000 млн. лет), месторождения самородной меди мыса Кивано, серебро-кобальтовые месторождения Кобальт и др.

Докембрий V (1100—570 млн. лет), когда в результате размыва древних окисленных толщ формировались крупные концентрации осадочных медных руд типа месторождения Уайт-Пайн, а также формация ленточных железных руд района Крест в Северо-Западной Канаде (абс. возраст обоих месторождений 1000—700 млн. лет).

В породах палеозойского и мезо-кайнозойского чехла, перекрывающего докембрийский фундамент Канадского щита, уже на территории США известны крупные телетермальные (или осадочные?) месторождения свинцово-цинковых, флюоритовых и баритовых руд типа Юго-Восточный Миссури — Тристейт — Иллинойс, урано-ванадиевых руд штатов Юта и Колорадо и одно небольшое месторождение алмазов — Пайк — в штате Арканзас, связанное с кимберлитовой трубкой ниже-верхнемелового возраста.

Главные типы месторождений Канадского щита, развитых в пределах Канады и США, представлены следующими группами месторождений полезных ископаемых (Пахолков, 1949).

1. Железородные месторождения района оз. Верхнего расположены в основном на территории США и частично заходят в Канаду. Тип оруденения метаморфогенный, приуроченный к железистым кварцитам гуронского возраста и отчасти архея.

2. Золоторудные месторождения, представленные золото-кварцевыми высокотемпературными гидротермальными жилами главным образом в Канаде (районы Иеллоунайф, Поркьюпайн, Керкленд-Лейк) и частично в США (Хомстейк). Генетически эти месторождения связаны с альгоманскими и более поздними килларнейскими гранитами. По содержанию золота Канадский щит уступает только Африканскому; здесь ежегодно добывается 200—250 т золота.

3. Медно-никелевые (с примесью платины и палладия) ликвационные месторождения района Садбери, дающие до 80% мирового производства никеля капиталистических стран и около 50% производства платины и палладия.

4. Редкометалльные пегматиты, связанные с альгоманскими и другими гранитами; в пегматитах широко развита литиевая минерализация, менее — бериллиевая и тантало-колумбитовая. Ряд крупных месторождений известен в Канаде (в провинциях Квебек, Манитоба и к северу от Большого Невольничьего озера), а также в шт. Дакота, США (Блэк-Хилл и др.).

5. Колчеданные месторождения полиметаллических (Сулливан) и медно-цинковых (Флин-Флон, Норанда, Шеррит-Гордон) руд крупного масштаба; дающие не только свинец, цинк и медь, но попутно также значительные количества золота, серебра, кадмия, индия. Все они залегают среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ докембрия. Условия образования их не совсем ясны — одни геологи связывают минерализацию с гранитоидами, другие — с проявлениями древнего вулканизма.

6. Крупные месторождения урана пятиэлементной (Co—Ni—Bi—Ag—U) формации в районе Большого Медвежьего озера и ряд месторождений ураново-смолоквой формации с гематитом в районе оз. Атабаска. Возраст месторождений Большого Медвежьего озера 1400 млн. лет, возраст других месторождений колеблется от 600 до 1910 млн. лет, подтверждая наличие нескольких ураноносных металлогенических эпох.

7. Золото-ураноносные кварциты и конгломераты района Блайнд-Ривер к северу от оз. Гурон (Holmes, 1958). Здесь сосредоточены огромные запасы урана (среднее содержание UO_3 0,12%), по добыче которого район Блайнд-Ривер занимает первое место в мире; попутно извлекается немного золота (среднее содержание 1 г/т).

По типу Блайнд-Ривер относится к метаморфизованным ископаемым россыпям, сходно с Витватерсрандом; абс. возраст оруденения Блайнд-Ривера 2600—2200 млн. лет.

8. Месторождения ильменита и титаномагнетита среди анортозитовых массивов докембрийского возраста (Сент-Урбэн, Аллард-Лейк и др.).

9. В верхнекембрийском — каменноугольном чехле платформы штатов Миссури, Оклахома и Канзас развиты стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд телетермального (или осадочного) генезиса.

10. В осадочном чехле штатов Юта и Колорадо среди песчаников и конгломератов позднего палеозоя до третичного периода включительно, но главным образом в толщах триаса и юры, сосредоточены значительные месторождения урано-ванадиевых руд, представленные карнотитом и роскоэлитом. В отношении условий образования этих месторождений единой точки зрения нет: одни геологи считают месторождения сингенетическими, осадочными, другая группа обосновывает их эпигенетический характер и связь с молодым (третичным) магматизмом.

В связи с активизацией отдельных участков щита (провинция Квебек, штат Мичиган и др.) и внедрением интрузий ультраосновных-щелочных пород образуются месторождения карбонатитов с ниобиево-редкоземельной минерализацией (Ока близ Монреала, о. Маниту и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вильсон М. Е. Классификация и корреляция докембрия Канадского щита. — В сб.: Новости зарубежной геологии, вып. 31. Изд. ВСЕГЕИ, 1962, с. 3—40.

Минеральные ресурсы США. — В сб.: Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 20. М., Госгеолиздат, 1952, с. 113—296. Авт.: М. С. Розин, Е. В. Орлова, С. А. Первушин, Е. И. Сырова.

Пахолоков В. Д. Минеральные ресурсы Канады. М., Госгеолиздат, 1949, 67 с. (Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 11.)

Geology and Economic Minerals of Canada. — «Econ. Geol.», report, 1970, No. 1, Dep. of energy, mines and resources Canada, Ottawa, p. 838.

Holmes S. W. The Uranium — bearing conglomerates of the Blind River — Algoma area. — «Canad. Min. Journ.», 1958, vol. 79, No. 4, p. 103—108.

Sarcia J. Géologie prévisionnelle et géochronologie. (Distribution géochronologique des principales minéralisations du Bouclier Canadien). — «Bull. du BRGM», 1967, No. 2, p. 76—79.

Turneure F. S. Metallogenic provinces and epochs. — «Econ. Geol.», Fiftieth Anniversary vol., 1955, p. 38—98.

АФРИКАНО-АРАВИЙСКИЙ ЩИТ

Африкано-Аравийский щит и его платформа охватывают территорию почти всего Африканского материка, кроме сравнительно небольших областей на северо-западе и крайнем юге, представленных складчатыми зонами; к Африканскому же щиту относят Аравийский полуостров и о. Мадагаскар, которые геологически связаны с ним. Общая площадь Африканского щита около 30 млн. км².

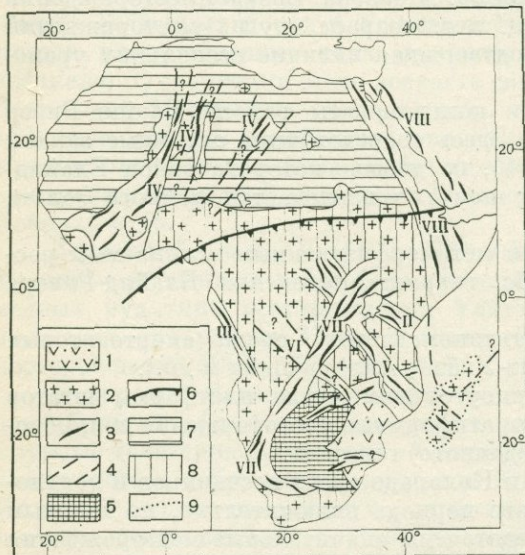


Рис. 7. Схема тектонического развития Африки в докембрии (протерозойский — нижнерифейский этапы). По Е. С. Колотухиной.

1 — нуклеарное ядро; 2 — гранитизированный катархейско-архейский фундамент; 3 — складчатые пояса: I — Шамвайский (2650 млн. лет), II — Кавирондий-Кибали (2650 млн. лет), III — Майумбе (> 2000 млн. лет), IV — Фарузийско-Вирримийский (> 2000 млн. лет), V — Убендий-Рузизийский (1650 млн. лет), VI — Лукоши (1850 млн. лет), VII — Каратве-Анколе-Кибара-Урунди-Дамарский (1050—800 млн. лет), VIII — Красноморско-Индоканский (1000—800 млн. лет); 4 — предполагаемые границы складчатых поясов; 5 — Южно-Африканская архейская протоплатформа; 6 — протоафриканский лимнемент (по Е. Krenkel, 1957); 7 — Северо-Африканская протерозойская платформа; 8 — область нижнерифейской стабилизации; 9 — предполагаемое местоположение о. Мадагаскар

мечено ее продолжение на юг к Мозамбикской зоне гранитоидных «байкальских» интрузий, связанных с рифейской реактивизацией. «Молодые» граниты, развитые вдоль Камерунского рва и в Нигерии, везде сопровождаются редкометальной минерализацией.

Минеральные богатства Африканского щита разнообразны и обильны; Африка занимает первое место в мире по добыче золота (60% добычи капитали-

заций). В южной части континента установлены признаки древнейшего этапа зарождения Африканской платформы, ее нуклеарной стадии, выраженной образованиями Себаквийско-Булавайского цикла (3,5—3 млрд. лет). Выделена стадия гранитизации (3,0—2,5 млрд. лет) первичных зеленокаменных формаций нуклеарной стадии — образование огромных полей гранито-гнейсов и мигматитов; стадия раскалывания в начале архея нуклеарных структур с образованием геосинклинальных трогов и далее формирование в конце архея первой крупной протоплатформы (рис. 7).

В Северной Африке развит мощный осадочный чехол, из-под которого лишь местами выступают древние гранитизированные породы нуклеарных структур. Окончательная платформенная стабилизация Северного, или Средиземноморского, по Е. Кренкелю, блока Африки произошла раньше, чем в Центральной и Южной Африке.

Подтверждается наличие вдоль побережья Красного моря установленной Г. М. Шюрманном (Schürmann, 1961) эвгеосинклинали и на-

стических стран), алмазов (95% добычи), кобальта (80% добычи), платины и палладия (50% добычи), одно из ведущих мест по добыче урана, тантала, ниобия, бериллия, лития, германия, циркония, цезия, элементов редких земель и многих других полезных ископаемых (Furon, 1961; Kun, 1965).

По Е. Кренкелю (Krenkel, 1957) Африканский щит-платформу можно разделить на два крупных блока: северный — Средиземноморский и южный — Гондванский; граница между ними проходит по крупному линеamentу, по линии от Гвинейского залива на западе до залива Аден на востоке. Южный блок в свою очередь можно подразделить на два крупных региона: Центральную и Южную Африку, различающихся геологическим строением.

На основании исследований геологов, работавших в Африке (Р. Фюрон и др., 1958 г.), и имеющихся определений абсолютного возраста пород принимается следующая схема стратиграфии докембрия Африки: докембрий I, или катархей (3500—2700 млн. лет); докембрий II, или архей (2700—2000 млн. лет); докембрий III, или протерозой (2000—1300 млн. лет) и докембрий IV, или рифей (1300—600 млн. лет).

По географическим признакам и геологическому строению выделяются четыре крупных региона: Северная Африка, Центральная Африка, Южная Африка, Восточная Африка с о. Мадагаскар.

Северная Африка (Западная Сахара, АРЕ), а также Саудовская Аравия покрыты осадочным чехлом рифейских и более молодых отложений, из-под которых местами выступают массивы докембрийского складчатого фундамента: Регибатский щит, Туарегский щит и ряд более мелких. Самая древняя здесь серия докембрия — Суггарий — представлена гнейсами, амфиболитами, чарнокитами, кварцитами, мигматизированными гранитами. Выше несогласно залегает Фарузий — конгломераты, сланцы, филлиты, риолиты и андезиты.

В Западной Африке наиболее древней является формация Дагомий, сложенная кристаллическими сланцами, гнейсами, мигматитами, чарнокитами (формация эта сопоставима с Суггарием Сахары.) Выше несогласно налегает серия Бирримия (2200 млн. лет) — кварциты, сланцы, вулканогены, а еще выше несогласно Тарквий (1950 млн. лет) — базальные конгломераты, песчаники и кварциты с горизонтами золотоносных конгломератов.

Центральная Африка (главным образом Заир). Наиболее древние породы представлены гнейсами и сланцами формаций Западного Нила и Бому (3500—3200 млн. лет). Выше залегает формация Банзивилль, сложенная рассланцованными кварцитами, хлоритовыми сланцами и филлитами. В южной части Заира наиболее древними являются формации основания щита Касаи (до 3300 млн. лет) и формации Калундве (2650 млн. лет), сложенные гнейсами, мигматитами, кварцитами, итабиритами.

Над этими древнейшими комплексами резко несогласно располагается группа Кибара — Урунди (850—1150 млн. лет), с которой связаны крупные пегматитовые месторождения олова, тантала, ниобия, лития, бериллия и др. На отложениях этой группы резко несогласно залегают более молодые отложения, среди которых широко развиты и имеют важное металлогеническое значение отложения группы Катанга (520—630 млн. лет). Последние представлены конгломератами, песчаниками, кварцитами, сланцами и доломитами, являются рудовмещающими для медных месторождений мирового значения в провинции Катанга (Заир) и Замбии, а также для промышленных концентраций кобальта, цинка, свинца, кадмия, германия, селена и урана. Общая мощность отложений группы Катанга 4—6 км.

Южная Африка (Намибия, ЮАР, Южная Родезия и др.).

В Южной Родезии выделяются три системы пород докембрия (снизу вверх): 1) Себаквийская (3390 млн. лет) — железистые кварциты, магнезиальные породы, мраморы, гранулиты и гранито-гнейсы; 2) Булавайская (2850 млн. лет) — конгломераты, базальты, дациты, кварциты, яшмы, ультраосновные интрузии; 3) Шамвайская (2650 млн. лет) — конгломераты, песчаники, граувакки, филиты.

В Южно-Африканской Республике в основании докембрия залегает древнейший комплекс Свазиленд (3500 млн. лет); над ним расположены породы системы Витватерсранд (1913—2020 млн. лет, по Шуберу — 2540 млн. лет) — конгломераты, песчаники, кварциты. К ней приурочены знаменитые золото- и ураноносные конгломераты.

Выше залегает Трансваальская система сланцев, кварцитов и доломитов, прорванная интрузией буйшвельдского комплекса (1950 млн. лет).

Среди доломитов этой свиты залегают месторождения свинца и цинка, ванадия и флюорита.

В Намибии и Южно-Африканской Республике (Намакваленде) значительные площади заняты более молодыми толщами Дамара (800—1000 млн. лет) и Отави (760 млн. лет). Эти отложения, сложенные кварцитами, сланцами, доломитами, являются рудовмещающими. Система Дамара прорвана гранитами, с которыми связаны редкометалльные пегматиты (с бериллом, лепидолитом и др.) абсолютного возраста 800 млн. лет; в доломитах системы Отави залегает медно-свинцово-цинковое богатое германием месторождение Цумеб и ряд месторождений ванадия (Абенаб-Вест и др.).

Наиболее молодой, венчающей разрез докембрия Южной Африки, является система Ватерберг (630 млн. лет), сложенная обломочным материалом и потоками основных лав.

Остров Мадагаскар. Наиболее древними на острове являются породы системы Андрой, сложенной парагнейсами, мраморами, пироксенитами, чарнокитами. Выше расположена система Графит с обильным графитом в лептинитах, гнейсами, сланцами, мигматитами. Абсолютный возраст по монациту определен в 2430 млн. лет. После значительного перерыва образовались отложения системы Вогибори — гнейсы, сланцы, мраморы. К системе Вогибори приурочены поля редкометалльных пегматитов с бериллом и редкими землями. Возраст системы 2170 млн. лет, а пегматитов значительно моложе — 485 млн. лет.

На метаморфическом фундаменте с угловым несогласием залегает серия Цидолино (1050—1125 млн. лет) — мраморы, сланцы, кварциты, рассеченные жилами медно-свинцовых руд.

Древнейшее катархейское ядро Южной Родезии слагается себаквийско-булавайским комплексом (3390—3000 млн. лет), с которым связаны коренные золоторудные месторождения и редкометалльные пегматиты с бериллиево-литиевой минерализацией. К катархею относятся также древнейшие комплексы Додома-Ниянзия в Танзании (3255—2850 млн. лет), Свазиленд в ЮАР (3500 млн. лет), Западного Нила и Бому в северо-восточной части Республики Заир (3200—3400 млн. лет).

Сформированные в катархее жесткие блоки позже претерпевают раздробление; вдоль них образуются узкие геосинклинальные трюги — прогибы, в которых отлагаются мощные толщи осадков, сходных с геосинклинальными. К отложениям такого типа относятся мощные складчатые системы Шамвай в Южной Родезии, Кавирондий-Кибали в Заире, Майумбе в Анголе (возраст их колеблется в пределах 2750—2650 млн. лет).

На жестком гранитизированном фундаменте образовалась древнейшая платформенная структура — «протоплатформа» с чехлом терригенных, отчасти вулканогенных и карбонатных систем: Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль. Конгломераты систем Доминион-Риф и Витватерсранд золото- и ураноносны, абс. возраст их 3200—2000 млн. лет.

В конце протерозоя возникла новая серия разломов, которая пересекла архейские и нижнепротерозойские складчатые пояса и раздробила платформу. Разломы главным образом северо-северо-восточного простирания, что совпадает с направлением молодых нарушений зоны Великих Африканских разломов — рифтов (Дикси, 1959).

Вдоль такой зоны разлома и прогиба отлагались мощные толщи геосинклинальных осадков, смятых в линейные складки и прорванных гранитными интрузиями, с которыми связаны редкометальные и оловоносные пегматиты большого промышленного значения (Li—Be в пегматитах Намибии и Капской провинции ЮАР, Li—Be и Ta—Nb в пегматитах Заира и Руанди).

Определения абс. возраста дают цифры от 1200—1350 до 800—1000 млн. лет, что отвечает нижнему рифею.

Более молодые отложения системы Катанга относятся к чехлу верхнерифейской платформы; с ними связаны мирового значения месторождения медного пояса, а также крупные концентрации кобальта, свинца, цинка, кадмия, германия, урана. Формационным аналогом системы Катанга в Намибии является система Отави.

Северная часть Африканского континента, так называемый Средиземноморский (по Е. Кренкелю) блок, консолидировалась раньше, чем южная, или Гондванская, часть Африки. Древнейшим основанием в пределах северного блока служат отложения системы Суггарий, установленные в Туарегском щите, в Западной Сахаре. В конце суггарийского цикла жесткие блоки претерпели глубокие расколы, вдоль которых возникли геосинклинальные трюги; в этих прогибах отложились мощные вулканогенно-осадочные толщи Фарузия, впоследствии смятые в складки и прорванные гранитными интрузиями (батолиты Фарузия и Бирримия), внедрявшимися в конце архея — начале протерозоя.

Крупные гранитные интрузии спаяли отдельные блоки и способствовали консолидации этого участка земной коры и превращению его в Северо-Африканскую платформу. На породах Фарузия несогласно залегают риолиты и обломочные породы серии Нигрития, которая относится к верхам докембрия и входит в состав рифейского осадочного чехла платформы.

Восточная часть Африканского континента характеризуется совершенно иным тектоническим развитием и представляет собой рифейскую складчатую зону, образовавшуюся в прогибе, который охватывал юго-западную часть Саудовской Аравии, восточную часть АРЕ, Северо-Восточный Судан, Северо-Восточную Эфиопию и Северное Сомали. Этот пояс сложен эвгеосинклинальными вулканогенными и обломочными формациями, прорванными синорогенными (1000 млн. лет, граниты Шэт) и посторогенными (480—600 млн. лет, граниты Гаттария) гранитоидами. На юге этот пояс увязывается с «Мозамбикским поясом» и западной частью о. Мадагаскар, где также известны гранитоиды с абсолютным возрастом 480—650 млн. лет. Вся эта зона представляет собой реактивизированную рифейскими движениями часть протерозойского фундамента платформы.

Сходные зоны глубинных разломов проходят из Центральной Сахары в Северную Нигерию и Камерун, где установлены щелочные граниты (485—480 млн. лет), характеризующие верхнерифейскую реактивизацию Северо-

Африканской платформы. Зона Центрально-Африканского грабена и Восточно-Африканская зона рифтовых долин, к которым приурочены интрузии нефелиновых сиенитов и связанные с ними крупнейшие месторождения карбонатитов, развивались в период от докембрия и нижнего палеозоя до третичного времени включительно, в связи с периодическим омоложением древних разломов и неоднократным внедрением интрузий (Дикси, 1959).

На Африканском континенте очень широко развиты гранитоидные интрузии, среди которых выделяются «древние» граниты, входящие в состав докембрийского фундамента, и «молодые» граниты нижнекембрийского и более молодого возраста, сформировавшиеся в активизированных зонах. С «древними» гранитами связаны многие редкометалльные пегматитовые поля с бериллием, тантало-колумбитом, минералами лития.

Все интрузии «молодых» гранитов приурочены к двум тектоническим зонам верхнерифтовой реактивизации. Первая зона проходит от Северной Нигерии на север в Западную Сахару, вторая — протягивается от АРЕ вдоль побережья Красного моря и далее на юг, вдоль Индийского океана. Для «молодых» гранитов (435—540 млн. лет — нижний кембрий?) характерно развитие кольцевых структур и концентрическое строение, повышенная щелочность, наличие в них колумбитовой и касситеритовой минерализации (в Нигерии, Центральной Сахаре, АРЕ, Судане, Эфиопии, Сомали, Саудовской Аравии, Малагасийской Республике). Абсолютный возраст этих гранитов колеблется в пределах 435—540 млн. лет (нижний кембрий?). С гранитоидами о. Мадагаскар (485 млн. лет) связаны пегматиты с практически интересной минерализацией урана, тория, бериллия, ниобия, тантала и редких земель.

В Южной, Центральной и Восточной Африке широко развиты интрузии щелочных пород, для которых также характерно кольцевое строение и связь с платформенной стадией развития континента. Внутри бушвельдского магматического комплекса с его разнообразием пород от ультраосновных до кислых и щелочных последние являются наиболее молодыми и связаны с последватербергской щелочной фазой внедрения. С щелочным комплексом Спидкоп (возраст моложе Карру и домеловой) связаны месторождения карбонатитов.

В Намибии, Восточной Африке и восточной части Республики Заир, в Уганде и Кении известны ультраосновные-щелочные интрузивы, которые нередко сопровождаются карбонатитами; время их образования от карру до палеогена. Щелочные комплексы с карбонатитами имеют линейное расположение (рис. 8) и тяготеют к зонам крупных разломов — рифтов.

Среди месторождений Африканского щита выделяются следующие главные группы.

- I. Месторождения среди массивов гранитоидов.
- II. Редкометалльные гранитные пегматиты.
- III. Карбонатитовые месторождения.
- IV. Месторождения, связанные с основными и ультраосновными интрузиями.
- V. Метаморфогенные месторождения железных, марганцевых и золото-урановых руд.
- VI. Стратиформные месторождения меди, кобальта, урана, свинца и цинка в породах чехла платформы.
- VII. Месторождения алмазов, связанные с кимберлитами.

К первой группе месторождений среди гранитоидных массивов относятся колумбитоносные граниты Северной Нигерии. Кроме колумбита граниты

содержат касситерит, монацит, циркон, торит, ксенотим, также служащие объектом извлечения. Колумбит связан с биотитовым «молодым» гранитом плато Джос; разрабатывается главным образом кора выветривания гранитов с содержанием колумбита до 2 кг/т. В связи с тем, что установлена связь обогащенных колумбитом участков с альбитизацией и зонами дробления, наиболее обоснована точка зрения не о собственно магматическом, а о метасоматическом генезисе колумбитовой минерализации, связанной с процессом альбитизации гранитов (Северов, 1962).

Ко второй группе относятся многочисленные редкометальные гранитные пегматиты Африки, которые группируются в ряд поясов (рис. 9).

Родезийско-Трансваальский пояс редкометальных пегматитов (2000—3000 млн. лет) является наиболее древним. В пределах пояса, в Южной Родезии, расположено наиболее известное месторождение Бикита, крупнейшее в мире по содержанию берилла, лепидолита, петалита и поллуцита.

Центрально-Африканский пояс охватывает Уганду, Заир, Руанди, Намибию и ЮАР. Граниты и связанные с ними пегматиты, содержащие берилл, тантало-колумбит, касситерит и литиевые минералы, имеют абсолютный возраст 800—1200 млн. лет. Наиболее известны здесь месторождения Бусанга и Манано (провинция Катанга, Заир), Северное Лугулу (провинция Киву, Заир), Карибид (Намибия), Намакваленд (ЮАР).

Восточно-Африканско-Мадагаскарский пояс связан с «молодыми» гранитами конца рифея — нижнего кембрия с абсолютным возрастом 480—550 млн. лет. К гранитам приурочены редкометальные пегматиты, несущие практически важную минерализацию урана, тория, тантала, ниобия, бериллия, лития, редких земель.

Нигерийско-Сахарский пояс с щелочными гранитами байкальского цикла также сопровождается пегматитами (с Be-Li-Ta-Nb-минерализацией), но последние малоизвестны и не имеют практического значения.

Марокканско-Малийский пояс редкометальных пегматитов с литиевой и берилл-тантало-колумбитовой минерализацией частью связан с гранитами архейского возраста, частью же, вероятно, с «молодыми» гранитами верхне-рифейского возраста.

Карбонатитовые месторождения Африки связаны с ультраосновными щелочными комплексами и представляют большой интерес как источники ниобия, циркония, редких земель. Одной из особенностей карбонатитовых месторождений Африки является их большой возрастной диапазон — от докембрия до палеогена — и тяготение к зоне Великих Африканских разломов — рифтов (рис. 10).

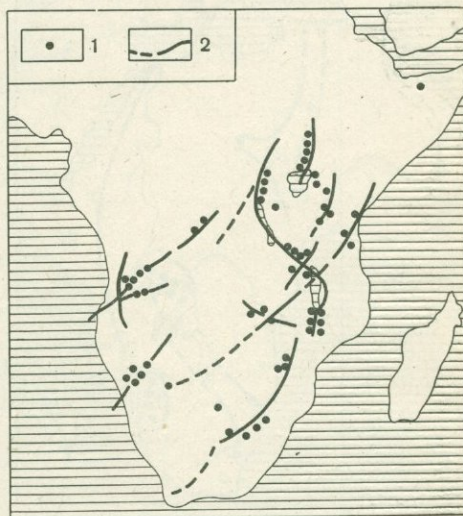


Рис. 8. Карта распространения карбонатитовых (преимущественно ниобийсодержащих) комплексов Африки. По Д. Н. Кьюну (Куп, 1964).

1 — карбонатит-щелочные комплексы;
2 — линии разломов

Наибольшее количество карбонатитовых месторождений находится в Заире, Руанде, Уганде, Кении, Танзании, Родезии и Замбии. Наиболее крупными месторождениями являются Луэш (провинция Киву, Заир) — пирохлоровое месторождение типа Баррейру-ди-Араша в Бразилии и Каронге в Бурунди — месторождение бастнезита, аналогичное Маунтин-Пас в Калифорнии, США.

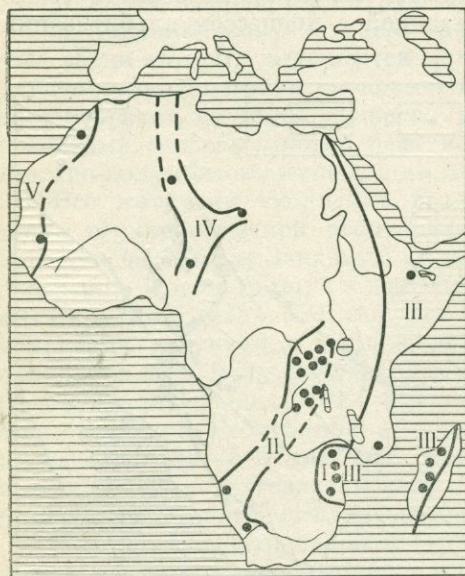


Рис. 9. Схема расположения месторождений редкометалльных пегматитов Африки по структурным поясам. По С. Е. Колотухиной и др. (1964).

Структурные пояса: I — Родезийско-Трансваальский, II — Центрально-Африканский, III — Восточно-Африканско-Мадагаскарский, IV — Нигерийско-Сахарский, V — Марокканско-Малийский

руд типа железистых кварцитов (в Трансваале), марганцевых руд (Нсута в Гане, Постмасбург в ЮАР) и золото-ураноносных конгломератов (Витватерсранд в ЮАР). Особенно большое значение имеет месторождение Витватерсранд в ЮАР, которое разрабатывается уже более ста лет и в настоящее время дает ежегодно более 700 т золота (половина мировой добычи капиталистических стран) и до 4—5 тыс. т урана при содержаниях соответственно 10—11 г/т и 0,01% (Liebenberg, 1960). Кроме золота и урана конгломераты Витватерсранда содержат также монацит, циркон, ксенотим, иридоосмин, рутил, циртолит, алмазы, которые могут приобрести практическое значение. Источником материала конгломератов Витватерсранда являлись, вероятно, породы катархея, среди которых залегали золотоносные кварцевые жилы и ураноносные пегматиты.

К осадочным породам группы Катанга (верхний рифей) в Республике Заир и Замбии приурочены месторождения меди мирового значения, а также промышленные концентрации кобальта, цинка, свинца, кадмия, германия, урана и селена. В группе Катанга выделено три системы (снизу вверх): Роан, Боль-

Среди щелочных и карбонатитовых комплексов Африки выделяют три разновозрастные группы: 1) внедрившиеся после нижнего докембрия и до Карру; 2) внедрившиеся после Карру и до палеогена; 3) палеогеновые и современные комплексы.

Месторождения, связанные с основными и ультраосновными комплексами, известны в ЮАР и Южной Родезии, где они приурочены к бушвельдскому комплексу и Великой Дайке. К гипербазитам этих магматических комплексов приурочены огромные концентрации собственно-магматических руд хромита (Селукве в Южной Родезии, Бушвельдская группа в ЮАР) и ликвационные месторождения медно-никелевых сульфидных руд с примесью кобальта, платины и палладия, приуроченные к горизонту Меренского (бронзититы и анортозиты) Бушвельдского лополита (район Рюстенбурга и др.). По добыче хромита указанные месторождения занимают одно из ведущих мест в мире, а по масштабу извлечения платины и палладия (суммарно 10 т в год) — первое место среди капиталистических стран.

Следующая, очень важная группа рудных месторождений Африки относится к метаморфогенному типу и включает крупнейшие концентрации железных

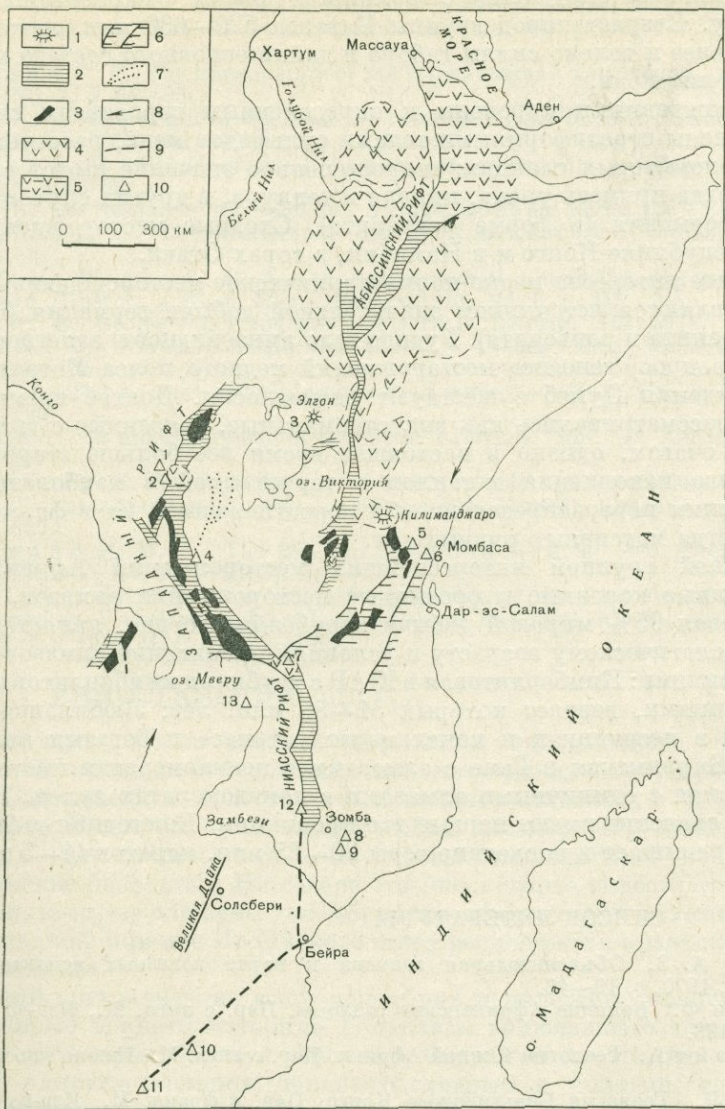


Рис. 10. Структурная карта Африканских рифтов. По Р. Б. Мак-Коннелу (1951 г.).

1 — действующие вулканы; 2 — опущенные участки; 3 — поднятые участки; 4 — вулканические породы вне рифтов; 5 — вулканические породы рифтов; 6 — главные уступы сбросов; 7 — виргация Карагве-Анколе; 8 — направление движения отдельных блоков щита; 9 — предполагаемое продолжение зоны рифтов; 10 — месторождения карбонатов, дополнительно нанесенные С. Е. Колотухиной: 1 — Рутскуру, 2 — Луаш, 3 — Тороро, 4 — Каронге, 5 — Мрима, 6 — Узамбара, 7 — Мбей, 8 — Чилва, 9 — Тундулу, 10 — Цалабора (Лулекоп), 11 — Спизкоп, 12 — Канганкунде, 13 — Исока

шого Конгломерата и серии Мвашия и Кунделунгу. Медно-кобальтовое оруденение приурочено к системе Роан, представленной песчаниками и доломитами; свинцово-цинковое оруденение с германием связано с карбонатными породами Кунделунгу. Возраст пород группы Катанга 520—630 млн. лет; все граниты района древнее и только силлы габбро и дайки основного состава моложе отложений системы Роан.

Месторождения приурочены к определенным горизонтам системы Роан и представлены стратиформными телами сульфидов меди, рассеянных в песчаниках и доломитовых сланцах; второстепенное значение имеют сульфиды кобальта, иногда примесь урана, никеля и теллура, в других случаях — кадмия; селена и германия (в форме реньерита). Сходные месторождения известны также в Республике Конго и в Намибии, в горах Отави.

Наиболее интересно медно-полиметаллическое месторождение Цумеб, руды которого являются источником значительной добычи германия (присутствует в виде германита и реньерита). Рудное тело линзовидное и залегает среди доломитов. По вопросу генезиса месторождений медного пояса Катанги — Замбии и месторождения Цумеб существуют разногласия. Долгое время эти месторождения рассматривались как гидротермальные, связанные с гипотетическим гранитным очагом, однако в настоящее время все больше сторонников сингенетического накопления металлов в терригенной и карбонатной фациях, с последующим перераспределением и переотложением их в форме эпигенетических, иногда массивных рудных тел.

Последней группой интереснейших месторождений Африки являются многочисленные коренные и россыпные месторождения алмазов, по которым Африка, давая 95% мировой добычи зарубежных стран, является монополистом. По геологическому возрасту и условиям проявления алмазов выделяются четыре провинции: Кимберлитовая в ЮАР с трубками кимберлитов и коренными месторождениями, возраст которых 51—55 млн. лет; Любिलाшская в Заире с алмазами в песчаниках и конгломератах триаса и богатых аллювиальных россыпях; Бирримская в Гане с алмазами в конгломератах протерозоя; Витватерсрандская с единичными алмазами в конгломератах архея. Важное промышленное значение имеют первые две провинции. Ежегодная добыча алмазов в Африке превышает в последние годы 20—25 млн. каратов (4—5 т).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алейнер А. З. Объяснительная записка к карте полезных ископаемых Африки. Л., ВСЕГЕИ, 1970, с. 19—43.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 13—123.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 454 с.
- Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. Пер. с франц. М., Изд-во иностр. лит., 1958, с. 477—507.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964, 304 с.
- Меньшиков Н. Н. Сахара. Основные черты геологического строения Сахары. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1956, т. 31, вып. 6, с. 3—11.
- Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 85—94.
- Тугаринов А. И. Геохронология Западной Африки и Северо-Восточной Бразилии. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1336—1349.
- Шейманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959, 63 с. (Труды ВНИИ-1, вып. 49).

Agard J. The carbonatites and the silicate and carbonate rocks associated with the massif of alkali rocks of Tamazert (High Atlas of Midelt, Marocco) and problems of their genesis. *Int. Geol. Congr. Rept.* 21—st Sess., Norden, 1960, pt. 13, Copenhagen, p. 293—303.

Daniilo A. J. E. Epochs and provinces minérogénétiques de l'Ethiopie (Afrique orientale). *Chronique des mines et de la recherche minière.* 34^e année, No 351, mars 1966, p. 87—104.

Davidson C. F. The present state of the Witwatersrand controversy. — «*Min. Mag.*» 1960, vol. 102, No. 2, p. 84—95.

Davis K. A. The origin of the Roan — Antelope copper deposit of Northern Rhodesia. — «*Econ. Geol.*», 1954, vol. 49, No. 6, p. 575—615.

Douglas G. V. Origin of the Rhodesian copper deposits. — «*Econ. Geol.*», 1956, vol. 51, No. 4, p. 391—392.

Furon R. Les ressources minérales de l'Afrique. 2-eme éd. Paris, 1961, 284 p.

Haughton S. H. The stratigraphic history of Africa south of the Sahara. London, 1963, 365 p.

John T. U., Paulo K. L. A note of occurrence of columbite in the younger granites of the Jos Plateau, Nigeria. — «*Geol. Mag.*», 1954, vol. 91, No. 3, p. 245—248.

Krenkel E. Geologie und Bodenschätze Afrikas. Leipzig, 1957, 597S.

Kun D. N. Die Niobkarbonatite von Afrika. — «*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*», 1961, H 6, S. 124—135.

Kun D. N. The mineralogetic provinces of Africa. — «*Econ. Geol.*», 1963, vol. 58, No. 5, p. 774—790.

Kun D. N. The mineral resources of Africa, Elseviers Publ. Co. Amsterdam — London, 1965, 740 p.

Liebenberg W. R. On the origin of uranium, gold and osmiridium in the conglomerates of the Witwaterstrand goldfields. — «*Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.*», 1960, vol. 94, No. 2, p. 831—867.

Schürmann H. M. E. The Riphean of the Red sea area. *Geol. fören i Stockholm förhandl.*, vol. 83, h. 2, No: 505, 1961, p. 109—128.

Schneiderhöhn H. Zur Erforschungsgeschichte der Erze der Tsumeb — Mine und der geologischen Verhältnisse des Otaviberghlands, Süd-West Afrika. — «*Neues Jahrb. Mineral. Monatsch.*», 1958, H. 6, S. 125—136.

ИНДОСТАНСКИЙ ЩИТ

Индостанский щит расположен на территории одноименного полуострова Азии и занимает площадь более 3 млн. км², включающую государства Индию, Пакистан и Бангладеш; к Индостанскому же щиту относятся о. Шри Ланка.

Полуостров Индостан представляет собой плоскогорье, сложенное породами древнего кристаллического щита, частью перекрытыми покровами базальта (деканские базальты). На севере это плоскогорье пересекается Виндийскими горами, которые сложены докембрийскими метаморфическими породами; на северо-западной окраине Индийского щита расположена архейская складчатая цепь Аравалли.

Индийский щит в течение всего докембрия и палеозоя являлся составной частью огромного южного материка Гондваны, включавшего также Африку, Аравийский полуостров, Южную Америку, Западную Австралию и, вероятно, Антарктиду — отсюда элементы большого сходства в геологическом строении и металлогении этих областей (Кришнан, 1954).

В докембрии Индийского щита Д. Н. Вадья (Wadia, 1953) и другие исследователи выделяют две группы пород: архейскую и более молодую — протерозойскую (Пурана). Архейская группа в свою очередь подразделяется на древнейшую систему гранито-гнейсов и чарнокитов нижнего архея и Дарварскую систему кристаллических сланцев, кварцитов и слоистых роговиков верхнего архея. Гранито-гнейсы и парагнейсы нижнего архея широко развиты в Бенгалии, где они прорваны интрузиями гранитов и щелочных пород. С гранитными пегматитами знаменитого Бенгальского пояса связаны крупнейшие в мире месторождения мусковита и значительные месторождения берилла.

В Южной Индии (Траванкор) и на о. Шри Ланка широко развиты гиперстеновые граниты — чарнокиты нижнеархейского возраста с пегматитами, содержащими монацит, циркон, ильменит и другие ценные минералы, которые рассеяны также в виде аксессуарных минералов среди чарнокитов. Разрушение чарнокитов и связанных с ними пегматитов привело к образованию богатых прибрежных морских россыпей, которые разрабатываются главным образом на монацит (здесь развит чералит — разность монацита, содержащая до 31% ThO_2 и до 4,1% UO_2).

Верхняя часть архея представлена Дарварской системой метаморфизованных осадочных пород, прорванных гранитными интрузиями, дайками долеритов и других глубинных пород. Породы Дарварской системы широко распространены в провинции Майсор, южных частях провинций Бомбей и Мадрас; развиты также в Нагпуре, Бихаре, в хр. Аравалли и горных хребтах Ассама. Для Дарварской системы характерно богатое и разнообразное оруденение: железное, марганец, золото, медь, свинец, уран, пегматиты с бериллом, танталоколумбитом, минералами лития. Возраст пород системы Дарвар, по немногим определениям, устанавливается в пределах 2450—2300 млн. лет.

На породах архея резко несогласно залегает более молодая серия протерозойских пород (Пурана), которая подразделяется на нижнюю систему — Куддапах и верхнюю — Виндия. Породы системы Куддапах широко развиты в Мадрасе, Центральных провинциях и Читтапуре. Они сложены песчаниками и сланцами, известняками, силлами основных пород (с последними связаны крупные месторождения асбеста и барита), железистыми кварцитами с залежами гематита. Все эти породы прорваны дайками базальта, которые рассматриваются как материнские породы по отношению ко вторичным месторождениям алмазов (в конгломератах рудников Голконды).

Верхняя часть системы Куддапах представлена свитой кварцитов и сланцев с прослоями известняков, вмещающих залежи свинцовых руд; в самом верху встречаются прослои гематитовых сланцев, местами с промышленными залежами железной руды. Системе Куддапах подчинены также некоторые второстепенные месторождения штокверковых медных и марганцевых руд. Возраст системы определен условно путем сопоставления с альфонком Канадского щита.

Наиболее молодой толщей докембрия Индии является осадочная свита Виндия, развитая на северной окраине щита — в Виндийских горах. Свита Виндия сложена известняками, сланцами, песчаниками и конгломератами. В районе Корнул этой свите подчинены алмазоносные породы — темные железистые или полевошпатовые грубозернистые песчаники и конгломераты Банагапалли.

В пределах Индостанского щита расположены крупнейшие метаморфогенные месторождения богатых железных и марганцевых руд, по запасам которых Индия уступает только СССР (Орлова, Розин, 1950; Рао, 1964). Железные руды, представленные железистыми кварцитами и подчиненными им залежами массивных гематитовых или магнетитовых руд, залегают среди пород Дарварской системы и отчасти системы Куддапах. Наиболее известны и эксплуатируются в крупных масштабах месторождения высококачественных гематитовых руд районов Сингбхум и Маюрбхандж — сырьевая база черной металлургии Индии.

Марганцевые месторождения Индии также метаморфогенного генезиса связаны с гондитовой свитой Дарварской системы. Гондиты представляют собой осадочные породы, богатые марганцем, впоследствии метаморфизованные в спессартин-родонитовую породу. Процессы древнего выветривания последней

привели к концентрации марганца в форме богатых браунит-псиломелановых залежей. Крупные месторождения этого типа разрабатываются в районах Балагат, Бандара, Нагпур (центральные провинции), а также в штатах Бихар и Орисса.

Месторождения цветных металлов Индии имеют сравнительно небольшое значение. Медные руды приурочены к породам Дарварской системы и разрабатываются в округе Сингбхум, где представлены жилами или штокверками сульфидов меди. Свинцово-цинковые руды известны в Мадрасе, Раджастане и Бихаре, где они подчинены известнякам или кристаллическим сланцам виндийской системы.

Большое экономическое значение имеют бокситовые месторождения Индии, которые относятся к типу глиноземистых латеритов, возникших в связи с выветриванием базальтовых покровов. Наиболее крупные месторождения находятся в центральных штатах, в районах Балагхата и Джабалпура.

Индия относится к странам, которые на протяжении последних ста лет дают небольшую, но устойчивую добычу золота — ежегодно 10 т, главным образом из золото-кварцевых жил района Колар в Майсуре (Nabayanaswami e. a., 1960). Рудные жилы залегают среди кварцитов и известняков Дарварской системы, прорванных гранитами, с которыми генетически связаны кварц-арсенопирит-золоторудные жилы мощностью 1—1,5 м, в раздувах до 10 м с содержанием золота 5—50 г/т (в среднем 14—16 г/т). Разработки достигли в настоящее время глубины 4 км — это самые глубокие рудники мира.

Большой интерес представляют алмазы Индии. Месторождения алмазов известны в Восточном Декане, Хайдарабаде, в центральных штатах и далее на север до Виндийского хребта. В настоящее время основные разработки алмазов производятся в окрестностях г. Панна, где установлены кимберлитовые трубки, и в междуречье Маханади — Годавари, а в древности известны были копи Голконды в Мадрасе. Алмазы добывают из конгломератов виндия и из современного аллювия, частью из недавно открытых коренных месторождений, причем ежегодная добыча не превышает 2—3 тыс. каратов.

Из широко известных алмазов, добытых в Индии, можно назвать Питт (410 каратов), Великий Могол (280 каратов), Орлов (193 карата), Куинур (186 каратов). Индийские алмазы большей частью совершенно чисты и прозрачны. Встречаются также исключительной красоты красные, зеленые, синие и черные алмазы.

Первоисточниками алмазов считаются изверженные породы Куддапахской системы (верхний протерозой или синий) — основные оливинсодержащие дайки и силлы и щелочные породы, пироксениты и пикриты системы Дэли (аналог Куддапахской системы). В районе г. Панна установлены алмазоносные кимберлитовые трубки рифейского возраста, но есть и более молодые (мезозойские?).

Из других драгоценных камней некоторое значение имеет добыча рубинов и сапфиров из докембрийских мраморов района Могок в Бирме (рубины) и гнейсов и пегматитов Кашмира (сапфиры). Берилл и его драгоценные разновидности — изумруд и аквамарин — связаны с пегматитами, секущими кристаллические породы нижнего архея и Дарварской системы. Гранитные пегматиты Бенгалии, Раджастана, Бихара являются не только крупными поставщиками мусковита, но попутно дают значительные количества берилла, по добычке которого Индия занимает одно из ведущих мест в мире.

На юге Индостанского щита в Траванкоре и на о. Шри Ланка разрабатываются россыпи монацита, циркона, рутила и ильменита, причем по добычке монацита (основное сырье на торий) Индия прочно занимает первое место

в мире. Наконец, для Шри Ланка большое экономическое значение имеют пневматолитового типа месторождения крупночешуйчатого графита, представленные жилами и штокверками среди гнейсов, интродуцированных гранитами и пегматитами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 424 с.
- Орлова Е. В., Розин М. С. Минеральные ресурсы Индии, Пакистана, Бирмы, Цейлона, Вьетнама, Камбоджи и Лаоса. М., Госгеолиздат, 1950, 132 с. (Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 17).
- Brown J., Coggin, Deу A. K. India's mineral wealth. London. Oxford Univ. Press, 1955, 761 p.
- Nabayanawami S., Ziauddin M., Ramachandra A. Structural control and localization of gold-bearing lodes, Kolar gold field, India. — «Econ. Geol.», 1960, vol. 55, No. 7, p. 1429—1459.
- Rao P. V. Geology and Mineral resources of India. Intern. Geol. Congr., XXII session. India, 1964, 44 p.
- Wadia D. N. Geology of India. London, 1953, 531 p.

ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ЩИТ

Западно-Австралийский щит и его платформа занимают западную и центральную части материка, окаймляясь с востока складчатыми зонами герцинского и каледонского (на юго-востоке) возраста. Общая площадь щита около 5 млн. км².

Древнейшие породы Западно-Австралийского щита представлены архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и зеленокаменными породами, интродуцированными гранитными массивами, сопровождающимися многочисленными пегматитовыми жилами с золото-редкометалльной минерализацией (район Пилбара в Западной Австралии и др.). Возраст пегматитов этих районов установлен в 2700 млн. лет, для них характерна тантал-ниобиевая, бериллиевая и литиевая минерализация, что сближает их по типу с редкометалльными пегматитами Африки.

На архейский фундамент несогласно налегают более молодые толщи протерозойского возраста: серия Москито, представленная конгломератами, сланцами, филлитами, прорванными интрузиями гранитов, и серия Нулладжайн, сложенная кислыми вулканогенными породами, кварцитами, доломитами. С серией Москито связаны золоторудные кварцевые жилы района Калгурли, а более молодая серия Нулладжайн подстилается золотоносными конгломератами.

В Западной Австралии от Филипп-Ривер на юге до Марбл-Бар на севере протягивается зона золоторудных месторождений, залегающих среди зеленокаменных и осадочных пород докембрия, интродуцированных гранитоидами (месторождения Норсмен, Леонора, Вилюн и др.).

С протерозойскими толщами связаны многочисленные и очень крупные метаморфогенные месторождения железных руд типа железистых кварцитов с залежами богатых руд, а также месторождения свинцово-цинковых, медных и урановых руд (рис. 14). Возраст протерозойских толщ определяется интервалом 1800—1600 млн. лет.

Наибольший интерес среди рудных районов и месторождений Австралийского щита представляют следующие (Беляевский, 1969; Вильнер, 1949):

1. Провинция редкометалльных пегматитов Западной Австралии в районе Пилбара, архейского возраста, с тантало-ниобиевой, бериллиевой и литиевой минерализацией, а также золотом.

2. Золоторудная провинция Западной Австралии с золото-кварцевыми жилами, связанными с протерозойскими гранитоидами (рудные поля Калгурли, Кулгарди, Мурчисон, Йилгарн), и сходная по типу оруденения провинция Северной Австралии (Кимберлей и др.).

3. Железородная провинция Западной и Южной Австралии с крупными метаморфогенными месторождениями (Айрон-Ноб, Айрон-Монарх и др.) среди

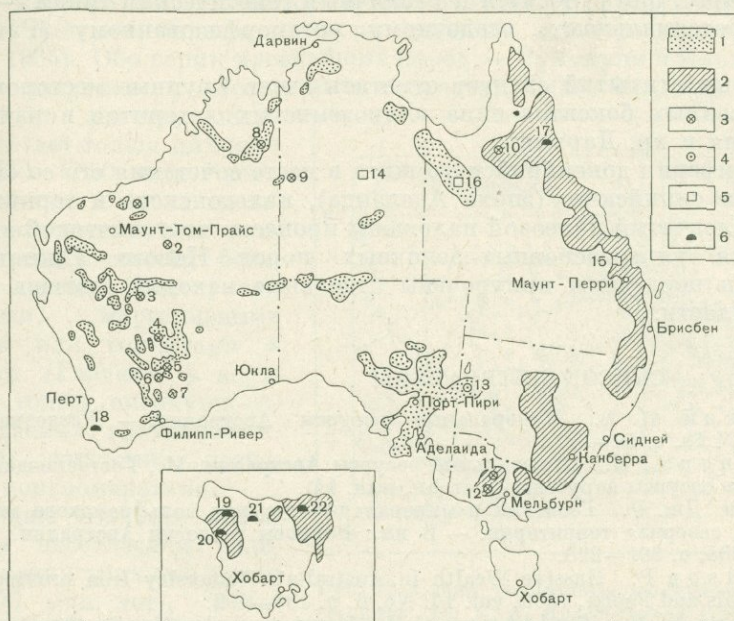


Рис. 11. Основные рудные месторождения Австралийского щита. По А. Б. Эдвардсу.

1 — докембрийские рудные зоны; 2 — послекембрийские рудные зоны; 3 — месторождения золота: 1 — Марбл-Бар, 2 — Джимблебар, 3 — Уилуна, 4 — Леонора, 5 — Калгурли, 6 — Кулгарди, 7 — Норсмен, 8 — Холс-Крик, 9 — Танами, 10 — Кройдон, 11 — Бендиго, 12 — Балларат; 4 — месторождения свинца, цинка и серебра: 13 — Брокен-Хилл; 5 — месторождения меди: 14 — Маунт-Айза, 15 — Маунт-Морган, 16 — Клонкарри; 6 — месторождения олова: 17 — Гербертон, 18 — Гринбушес, 19 — Маунт-Бисчоп, 20 — Зиан, 21 — Розбери, 22 — Дерби

толщ протерозоя; по запасам богатых железных руд Австралия стоит в одном ряду с Индией и Бразилией. Новые крупнейшие месторождения открыты в пределах хребтов Офталмия и Хамерсли (месторождения Маунт-Том-Прайс, Маунт-Ньюмен и др.).

4. Медно-никелевая (с Co, Pt и Pd) провинция Юго-Западной Австралии в районе г. Перт, где выявлены очень крупные месторождения ликвационного типа (Камбалда, Куинана и др.), связанные с основными — ультраосновными комплексами протерозоя.

5. Свинцово-цинковая провинция Брокен-Хилл в юго-восточной части щита, среди верхнеархейских или нижнепротерозойских отложений, представленных гнейсами, андалузитовыми и ставролитовыми сланцами.

Месторождение Брокен-Хилл является крупнейшим в мире по запасам свинца и одним из наиболее крупных по запасам цинка. В сходных геологических условиях находится и второе очень крупное месторождение Австралии Маунт-Айза в Квинсленде, которое разрабатывается на медные и свинцово-

цинковые руды. Г. Шнейдерхён считает месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза древними аналогами Раммельсберга; возраст оруденения 1700—1300 млн. лет; по С. М. Ричардсу (Richards, 1966), генезис их вулканогенно-осадочный.

6. Австралийский щит богат урановыми рудами, которые известны на севере (Рам-Джангл на п-ове Арнемленд) и на юге (Маунт-Пейнтер, Рэдиум-Хилл и Олари); они относятся к различным генетическим типам — пегматитовому, гидротермальному, осадочному метаморфизованному (Parkin, Glasson, 1954).

Из новых открытий следует отметить очень крупные месторождения высококачественных бокситов типа глиноземистых латеритов в районе залива Карпентария и хр. Дарлинг.

На периферии докембрийского щита в месте сочетания его со складчатыми структурами синийского (эпоха Аделаида), каледонского и гердинского возраста на складчатый палеозой наложены процессы тектонической активизации и внедрения ультраосновных-щелочных пород Нового Южного Уэльса. Вероятно, к последним приурочены отдельные находки алмазов в аллювии рек этой области.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляевский Н. А. Минеральные ресурсы Австралии. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 10, с. 59—62.

Вильнер А. И. Минеральные ресурсы Австралии. М., Госгеолиздат, 1949, 77 с. (Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 14).

Райан Дж. Р. Геология и минеральные ресурсы вольфрамового месторождения Хетчес-Крик, северная территория. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. Пер. с англ. М., «Мир», 1965, с. 201—228.

Davidson P. Massive Wealth in Australia's Hamersley Iron province. — «Journ. of Mines, Metals and Fuels», 1969, vol. 17, No. 6, p. 189—192.

Fischer N. H., Sullivan C. I. Uranium exploration in the Rum Jangle province (Australia). — «South Afr. Min. and Eng. Journ.», 1955, No. 66, pt. 1, p. 133—155.

Geology of Australian ore deposits. Sec. ed., edited by John Mc. Andrew, Australia, 1965, 547 p.

Parkin L. W., Glasson K. R. Geology of the Radium Hill uranium area, South Australia. — «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, p. 815—825.

Petrascheck W. E. Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. — Mineralium deposita, No. 1, 1968, S. 56—65.

Richards S. M. The banded iron formation of Broken hill, Australia, and their relationship to the lead — zinc orebodies. — «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, No. 1, p. 72—96.

ГВИАНСКИЙ ЩИТ

Гвианский щит расположен в Южной Америке к северу от р. Амазонки; он охватывает территорию Восточной Венесуэлы, Юго-Восточной Колумбии, Северо-Западной Бразилии, Гайаны, Суринама и Французской Гвианы общей площадью более 1 млн. км².

По С. Е. Колотухиной и др. («Геология м-ний...», 1968) — это наиболее древний элемент тектонической структуры Южной Америки. В его строении участвуют нижнепротерозойская платформа и складчатые пояса, сформировавшиеся еще в архее и нижнем протерозое. В конце архея или в начале протерозоя эта территория была полностью консолидирована и перешла в платформенное состояние. От Бразильского щита, расположенного южнее Гвианского, последний отделен линеаментом восточно-северо-восточного простирания, вдоль которого проходит Амазонский прогиб (рис. 12).

Самые древние породы Гвианского щита относятся к серии Рупунуни, представленной гнейсами, чарнокитами, слюдяными сланцами, метакварцитами и зеленокаменными породами, прорванными гранитами серии Южная Саванна (абсолютный возраст гранитов, определенный урано-ториево-свинцовым методом, установлен в 2300 млн. лет). Аналогом группы Рупунуни является развитая во Французской Гвиане серия Иль-де-Кайенн, представленная амфиболитовыми кварцитами, гнейсами и мигматитами с абсолютным возрастом около 4000 млн. лет, определенным по циркону ториево-свинцовым методом (Chubert, 1964). Обе серии древнейших пород — Рупунуни и Ильде-Кайенн — относят к катархею с абсолютным возрастом 3000—4000 млн. лет.

Выше по разрезу несогласно залегает толща нижнего архея (3000—2550 млн. лет), представленная в низах железистыми кварцитами или итабиритами, содержащими богатые руды железа (Венесуэла), аргиллитами, марганцевыми филлитами или гондитами и доломитами (Гвиана); в верхней части толща сменяется основными лавами, граувакками, риолитами, дацитами, песчаниками и конгломератами.

На толще нижнего архея с угловым несогласием залегают отложения верхнего архея (2550—1900 млн. лет), представленные главным образом конгломератами, песчаниками, кварцитами, биотит-роговообманковыми гнейсами. Отложения нижнего и верхнего архея резко несогласно перекрыты мощной толщей чередующихся косослоистых песчаников, кварцитов, яшм, сланцев, конгломератов, слагающих формацию Рораима (1900—1700 млн. лет) — чехол платформы нижнего протерозоя (рис. 13).

Разрез Гвианского щита венчается долеритовой формацией, дайками и силами долерита (диабазов, габбро), абсолютный возраст которых 1700 млн. лет (установлен по слюдам кали-аргоновым и рубидиево-стронциевым методами).

Судя по резким несогласиям в разрезе, происходило по крайней мере три мощных орогенеза: Хилейский на границе катархея и нижнего архея, Гвианский — на границе нижнего архея и верхнего архея и Карибский — на границе верхнего архея и нижнего протерозоя. Орогенические движения сопровождалась каждый раз внедрениями гранитоидов, причем установлено, что наиболее важное металлогеническое значение имели так называемые «молодые», или карибские, граниты, которые внедрялись в две фазы с абсолютным возрастом 2200 и 1900 млн. лет.

Главные месторождения редкометалльных пегматитов Гвианского щита, несущие танталит-колумбитовую, бериллиевую и литиевую минерализацию,

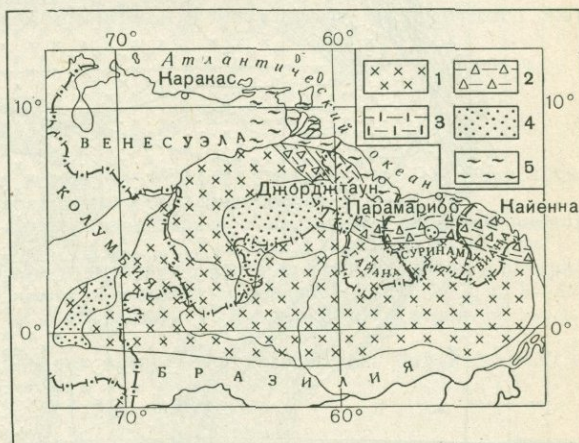
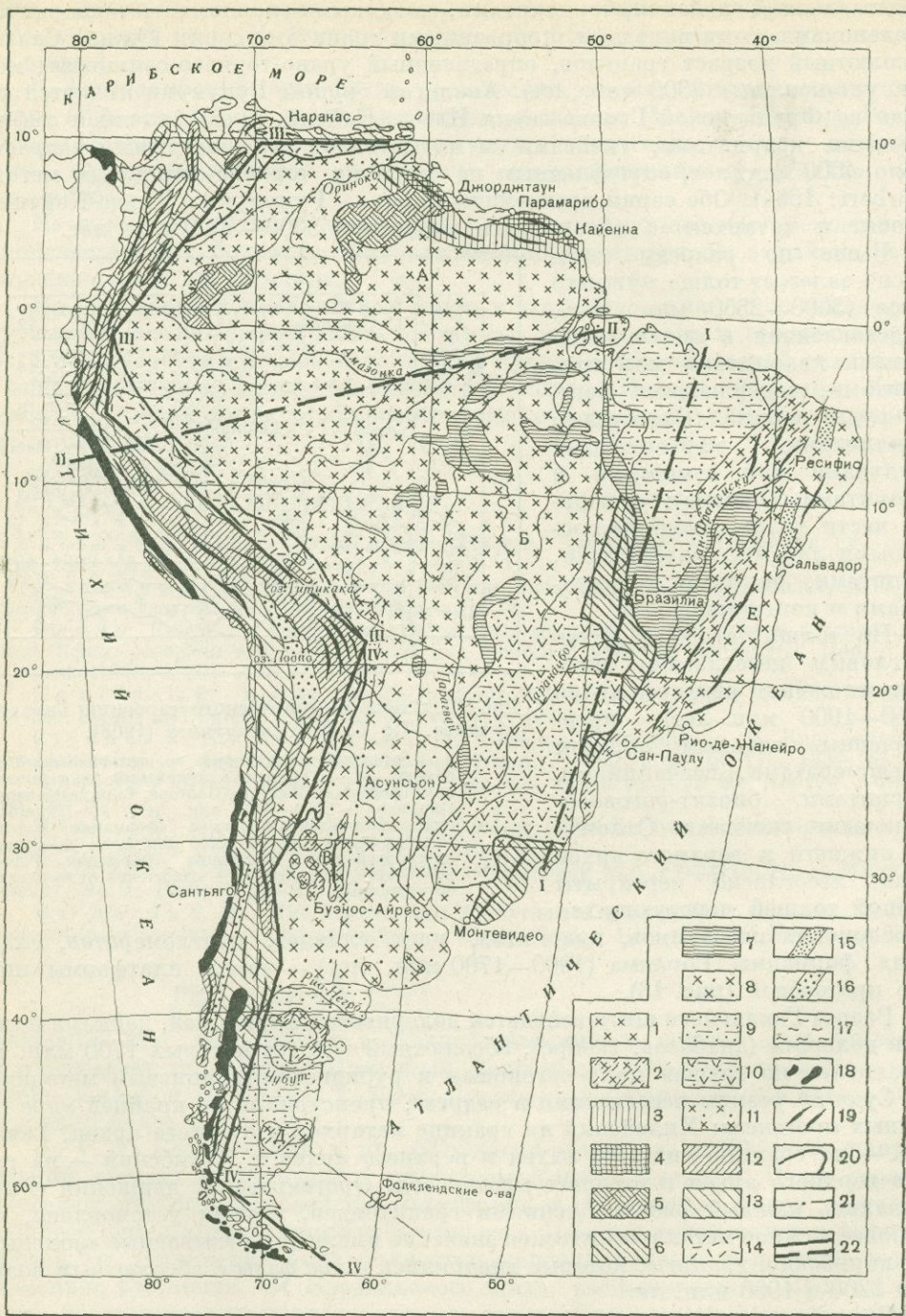


Рис. 12. Схема тектонического строения Гвианского щита. По С. Е. Колотухиной (1968).

1 — катархейско-архейский гранито-гнейсовый фундамент; 2 — Гвианский архейский орогенический пояс (формации Иматака-Пастора, Барама-Мазаруни, Парамака — 2550—2590 млн. лет); 3 — Карибский нижнепротерозойский пояс (формации Бартика, Розебел-Орапу — 1900—2200 млн. лет); 4 — нижнепротерозойская платформа (формация Рораима 2000—1700 млн. лет); 5 — отложения от меловых до четвертичных



а также главные рудопоявления золота связаны с карибскими гранитами (Ферсман, 1947). С толщей железистых кварцитов (итабиритов) и марганцевых филлитов (гондитов) нижнего архея связаны крупные месторождения богатых метаморфогенных руд железа (Эль-Пао в Венесуэле и др.) и многочисленные метаморфогенные месторождения марганцевых руд (рудный пояс, протягивающийся от р. Амазонки до Центральной Венесуэлы, месторождения Гайаны).

Некоторый интерес представляют россыпи алмаза, которые разрабатываются в Венесуэле и Гайане; коренной источник алмазов до сих пор не известен.

Огромное экономическое значение имеют очень крупные месторождения бокситов Суринама и Гвианы, образовавшиеся в результате латеритного выветривания пород докембрия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 6—29.

Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1966, № 3, с. 3—48.

Ферсман А. Е., Коган Б. И. Минеральное сырье зарубежных стран. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1947, 566 с.

Chubert V. Géochronologie. — Ages absolus du Précambrien guyanais. — С. г. Acad. sci., t. 258, No. 1—2, 1964, p. 631—634.

БРАЗИЛЬСКИЙ ЩИТ

Бразильский щит расположен в Южной Америке, к югу от р. Амазонки; он охватывает территорию Бразилии (кроме крайнего севера страны), Парагвая, Уругвая, Аргентины (почти целиком, кроме западной части, входящей в состав Андийской складчатой зоны), а также восточную половину Боливии. Общая площадь Бразильского щита около 9 млн км².

Рис. 13. Схема тектонического строения Южной Америки. По С. Е. Колотухиной с использованием тектонических схем Штидле, Харрингтона, Г. Грабера и М. В. Муратова.

1 — докембрийские щиты и массивы (нерасчлененный катархей, архей и протерозой, от 4000 млн. лет); А — Гвианский, Б — Центрально-Бразильский, В — Пампийский, Г — Патагонский, Д — Десеадо, Е — Восточно-Бразильский; 2 — зоны верхнерифейской — пострифейской реактивизации архейского фундамента (900—350 млн. лет); 3 — складчатый пояс архея (формации Иматака — Пастора, Барама — Мазаруни, Парамака; 2550—2590 млн. лет); 4 — складчатый пояс нижнего протерозоя (формации Бартина, Розебел-Орапу; 1900—2200 млн. лет); 5 — чехол протоплатформы (формация Рорайма; более 1700 млн. лет); 6 — складчатый пояс верхнего протерозоя (формации Карандай, Итакокуми; 1350—550 млн. лет); 7 — чехол древней платформы (формации Бамбуи, Баррозо, Прадос, Асунги, Бодокона, Итапукуми; до 550 млн. лет); 8—11 — платформенные прогибы: 8 — Амазонский прогиб с глубоко залегающим дорифейским основанием, заполненный отложениями от верхнего рифея до кайнозоя, 9 — прогибы Сан-Франсиску — Паранаиба — Мараньян и Патагонский с верхнепалеозойским основанием, заполненные отложениями преимущественно гондванской серии, 10 — Паранский прогиб с верхнерифейским — нижнепалеозойским основанием, заполненный отложениями гондванской серии и мезозойскими осадками с мощными покровами лав, 11 — Чако-Пампасский прогиб с неглубоко залегающим дорифейским основанием, заполненный мезо-кайнозойскими отложениями. 12—14 — Андийская складчатая система: 12 — ядра складчатых герцинид, 13 — глыбово-складчатый пояс мезозойских и палеогеновых отложений, 14 — передовой прогиб Анд; 15 — 16 — грабены: 15 — грабены Байя на щите, заполненные меловыми отложениями, 16 — грабены в Андийской складчатой системе, заполненные неогеновыми отложениями; 17 — прибрежные прогибы, заполненные неогеновыми отложениями; 18 — андийские гранитоиды; 19 — простирание осей складок; 20 — границы структурных единиц; 21 — границы зоны реактивизации; 22 — линейменты (глубинные разломы): I — Сан-Франсиску, II — Амазонский, III — Перуанско-Боливийский, IV — Аргентинский

Стратиграфия докембрия Бразильского щита изучена пока очень слабо и базируется главным образом на исследованиях в горнорудных районах шт. Минас-Жерайс на востоке и штатов Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба на северо-востоке страны.

Согласно сводной работе С. Е. Колотухиной и др. («Геология м-ний...», 1968), предлагается следующая стратиграфическая схема докембрия.

Самые древние породы (нижний архей) относятся к серии Мантикейра, представленной кварц-биотит-олигоклазовыми гнейсами и плагиоклаз-амфиболитами с гранатом; эти породы гранитизированы во время орогенеза, абсолютный возраст которого 2500 млн. лет.

На нижнеархейских породах со значительным несогласием залегают породы серии Барбасена, представленные кварц-сланцевыми сланцами и гнейсами, возникшими, вероятно, за счет кварцитов и граувакк; вверху разреза преобладают кварциты, граувакки, туфы и диабазы, выделяемые иногда в отдельную формацию Лафайети, с которой связаны марганцевые руды, представляющие собой «шляпы» марганецсодержащих силикатно-карбонатных пород. Кварциты, богатые родонитом, аналоги гондитов Индии, представляют и здесь материнские породы марганцевых руд.

Возраст серии Барбасена (включая формацию Лафайети) находится в интервале моложе 2500 млн. лет — древнее 1350 млн. лет, так как граниты последнего возраста ее метаморфизуют. Большинство исследователей Бразилии относят эту серию к верхнему архею.

На породах верхнего архея резко несогласно налегает более молодая серия Минас, которую относят к нижнему альгонкию. К серии Минас приурочены важнейшие месторождения железа, золота и других полезных ископаемых, и поэтому она изучена наиболее детально.

В ней выделены формации (снизу вверх): Караса (базальные конгломераты, кварциты, филлиты, сланцы), Итабира (железистые кварциты с богатыми гематитовыми рудами железа и доломиты), Пирасикаба (филлиты, кварциты, доломиты, граувакки, метаморфизованные эффузивы и туфы). Общая мощность серии Минас 7 км, возрастной интервал ее 1650—1340 млн. лет (граниты формации Итабириму с возрастом 1340 млн. лет прорывают эту серию).

Считают, что аналогом серии Минас в шт. Байя является серия Жакобина; в центре штата для серии Жакобина характерны мощные кварциты и конгломераты (золото- и ураноносные, сходные по типу с витватерсрандскими в Южной Африке и блайндриверскими в Канаде), а по р. Сан-Франсиску — филлиты с подчиненными прослоями итабиритов.

Выше серии Минас несогласно залегают формация Лаврас (кварциты, филлиты, конгломераты верхнего докембрия), а на ней также несогласно формация Бамбуи (известняки, глинистые сланцы, песчаники верхнего докембрия — нижнего палеозоя), а еще выше снова несогласно формация Томбадор (песчаники и сланцы нижнего палеозоя).

Таким образом, серия Лаврас целиком относится к верхнему рифею (венду), серия Бамбуи в своей нижней части, вероятно, принадлежит венду, а в верхней — нижнему палеозою.

По С. Е. Колотухиной, отложения серий Лаврас и Бамбуи литологически очень сходны с отложениями группы Катанга в Африке, которые по возрасту отвечают вендскому комплексу и низам нижнего палеозоя.

За пределами шт. Минас-Жерайс на огромных территориях штатов Мату-Гросу и Гояс развиты породы гнейсового фундамента нерасчлененного архея;

они представлены гнейсами, переходящими в амфиболиты и мигматиты, а часто также чарнокитами.

В штатах Сеара, Риу-Гранди-ду-Норти, Параиба и Пернамбуку широко развита более молодая серия пород Сеара, сложенная слюдяными сланцами, кварцитами, конгломератами, известняками и мергелями (часто скарнированными). Серия Сеара подверглась гранитизации и рассечена многочисленными телами пегматитов с весьма интересной бериллиево-танталовой и уранинитовой минерализацией. Определения абсолютного возраста пегматитов, сделанные по ураниниту, дают цифры от 460—510 до 780 млн. лет. Согласно этим определениям, возраст серии Сеара определяется как верхний рифей.

В западной части шт. Мату-Гросу среди архейских пород кроме древних гранитоидов известны «молодые» калиевые граниты, вытянутые в полосу субмеридионального простирания и сопровождающиеся пегматитами. В последних обнаружена интересная минеральная ассоциация: топаз, колумбит, берилл, монацит, флюорит, редко фергусонит. Прибрежная высококристаллическая зона Бразилии имеет скорее всего архейский возраст: к западу от нее верхнерифейские движения вызвали процессы реактивизации, в связи с которыми находят интрузии щелочных гранитоидов и связанных с ними пегматитов.

Редкометалльные минеральные ассоциации пегматитовых провинций Восточной и Северо-Восточной Бразилии с преобладанием берилла и тантало-ниобатов, часто урансодержащих, удивительно сходны с минеральными ассоциациями в редкометалльных пегматитах и гранитоидах Восточно-Африканско-Мадагаскарского и Нигерийско-Сахарского поясов («Геология м-ний...», 1968). Формирование этих поясов развития «молодых» гранитоидов и пегматитов приурочено не к геосинклиналям, а связано с верхнерифейской и более поздней реактивизацией уже на платформенной стадии развития жестких консолидированных складчатых структур, рассеченных долгоживущими глубинными разломами.

Абсолютный возраст щелочных гранитоидов и связанных с ними редкометалльных пегматитов этих поясов в Африке колеблется от 600 до 480 млн. лет. Для Центральной пегматитовой провинции Бразилии в шт. Минас-Жерайс абсолютный возраст пегматитов, залегающих среди пород верхнего архея или нижнего альгонкиа, в среднем около 550 млн. и 360 млн. лет; для пегматитов плато Борборема абсолютный возраст в среднем 500 млн. лет.

Таким образом, Бразильский щит состоит из архейских ядер и складчатых поясов, образовавшихся в результате алгоманского (среднепротерозойского) и ассинтского (байкальского) складкообразований. Окончательная консолидация и переход к платформенному этапу развития здесь произошли гораздо позднее, чем на Гвианском щите, в конце рифея.

Для структуры и металлогении Бразильского щита очень важное значение имеют четыре линеамента: Амазонский восточно-северо-восточного простирания; Сан-Франсиску северо-северо-восточного простирания от г. Сан-Луис на севере до г. Порту-Алегри на юге; Аргентинский, параллельный предыдущему и проходящий по территории Южной Боливии и Аргентины; Перуанско-Боливийский северо-западного простирания.

Все эти линеаменты были заложены на Бразильском щите еще в докембрии и представляют собой, вероятно, долгоживущие глубинные разломы, вдоль которых развивались ослабленные зоны, многократно активизировавшиеся в ходе геологической истории развития Южно-Американской платформы. Параллельно главным линеаментам на Бразильском щите в архее, протерозое

и рифее формировались складчатые пояса и сводовые поднятия и прогибы платформенного чехла.

Выделяют пять главных прогибов Бразильской платформы: Амазонский, Сан-Франсиску-Парнаиба-Мараньян, Паранский, Чако-Пампасский (Ла-Платский) и Патагонский. В них отлагались мощные толщи осадков, начиная с венда и нижнего палеозоя и кончая кайнозойем.

Крупными тектоническими структурами — линеаментами — обусловлено распределение почти всех редкометалльных пегматитовых и карбонатитовых месторождений Бразильского щита. Древнейшими гранитоидными интрузиями Бразильского щита являются гранодиориты Энженьеру-Коррейя в шт. Минас-Жерайс, абсолютный возраст которых 2600 млн. лет (нижний протерозой). Ассоциирующие гранодиоритами пегматиты не несут редкометалльной минерализации.

Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды широко развиты в Бразилии (в шт. Минас-Жерайс, Рио-де-Жанейро, Риу-Гранди-ду-Сул, Сеара, Параиба и Риу-Гранди-ду-Норти), а также в Аргентине.

Граниты группы Итабириту шт. Минас-Жерайс имеют абсолютный возраст 1340 млн. лет, а сходные граниты западной части «Железорудного четырехугольника» — 1360 млн. лет. Н. Герц и др. (Herz e. a., 1961) считают, что граниты этой возрастной группы произошли за счет региональной гранитизации при мобилизации растворов, обусловивших перекристаллизацию вмещающих глинистых пород и древних гранитоидов. Пегматиты, связанные с этими гранитами, не содержат редкометалльной минерализации.

Более молодые гранитоиды «Железорудного четырехугольника» Минас-Жерайс имеют абсолютный возраст 550—450 млн. лет; вне пределов «Железорудного четырехугольника» с этими гранитоидами ассоциируют редкометалльные пегматиты. В центральной пегматитовой провинции Минас-Жерайс пегматиты приурочены к этим гранитам, образование которых ряд авторов связывает с калиевым метасоматозом.

Определения абсолютного возраста пегматитов этой провинции дают различные цифры в пределах 926—340 млн. лет (наиболее надежные определения 520—510 млн. лет); таким образом устанавливается связь пегматитов с гранитоидами конца верхнего протерозоя (рифее) и палеозоя. В Северо-Восточной Бразилии на плато Борборема граниты и связанные с ними редкометалльные пегматиты имеют абсолютный возраст около 500 млн. лет. На крайнем юге Бразилии в шт. Риу-Гранди-ду-Сул абсолютный возраст гранита рапакиви был определен в 506 млн. лет.

Сходные с описанными выше калиевые гранитоиды развиты и в центральной части Пампинских сьерр Аргентины — в провинциях Ла-Риоха, Катамарка, Сан-Хуан, Сан-Луис и Кордова. Эти гранитоиды внедрялись в конце верхнего протерозоя и в нижнем палеозое; с ними связаны редкометалльные пегматиты с минерализацией (берилл, сподумен, тантало-ниобаты), очень сходной с пегматитами шт. Минас-Жерайс и плато Борборема в Бразилии. Абсолютный возраст уранинита из пегматита рудника Сан-Виторио, определенный урано-свинцовым методом, дал цифру 385 млн. лет, что соответствует нижнему девону.

В Юго-Восточной Боливии, близ границы с Бразилией, описаны верхнепротерозойские (?) калиевые граниты, которые сопровождаются аплитами, пегматитами и золотоносными кварцевыми жилами. В пегматитовых телах развита редкометалльная минерализация: колумбит, берилл, топаз, монацит, флюорит и редко фергусонит, причем берилл и колумбит представляют экономический интерес и эксплуатируются.

Таким образом, в пределах Бразильского щита широко развиты калиевые гранитоиды верхнепротерозойско-нижнепалеозойского возраста, связанные с процессами реактивизации и калиевого метасоматоза; именно к этим сравнительно молодым гранитоидам, приуроченным к глубинным разломам, секущим древний фундамент щита, приурочены многочисленные пегматитовые поля с редкометаллической минерализацией (рис. 14).

Реактивизация происходила вдоль некоторых линеаментов и

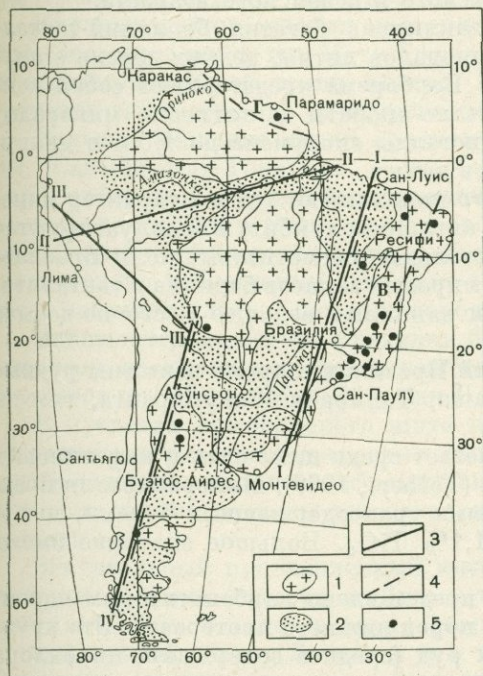


Рис. 14. Месторождения редкометаллических пегматитов Южной Америки. Составили А. Е. Первухина и Л. А. Григорьева.

1 — докембрийские щиты и массивы; 2 — платформенные прогибы; 3 — линеаменты: Г — Сан-Франсиску, II — Амазонский, III — Перуанско-Боливийский, IV — Аргентинский; 4 — границы структурных поясов; 5 — месторождения редкометаллических пегматитов
Структурные пояса: Г — Гвианский, В — Восточно-Бразильский, А — Аргентинский

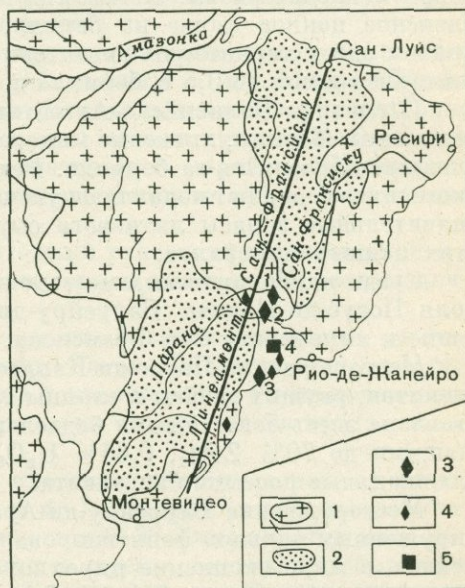


Рис. 15. Месторождения, связанные с карбонатитами и нефелиновыми сиенитами Бразилии. Составили А. Е. Первухина и Л. А. Григорьева.

1 — докембрийские щиты и массивы; 2 — платформенные прогибы; 3 — пироклоритовые месторождения, связанные с карбонатитами; 1 — Баррейру-ди-Араша, 2 — Тапира, 3 — Жакуширанга; 4 — рудопроявления, предположительно связанные с карбонатитами; 5 — бадделитовые месторождения в нефелиновых сиенитах; 4 — Посус-ди-Калдас

позднее; так, вдоль линеамента Сан-Франсиску в мезо-кайнозойе наблюдалось омоложение древнего нарушения и в связи с этим внедрение ультраосновных-щелочных комплексов, сопровождавшихся редкометаллической карбонатитовой минерализацией (рис. 15). Определения абсолютного возраста некоторых интрузивных массивов и карбонатитовых руд дают цифры 147—110 млн. лет для нефелиновых сиенитов Посус-ди-Калдас и 133—51 млн. лет для карбонатитов Баррейру-ди-Араша. Следовательно, устанавливается аналогия Бразильского щита с Африканским, вдоль Восточно-Африканских разломов внедрялись ультраосновные-щелочные комплексы с карбонатитами.

Ниже приводится очень краткая характеристика главных редкометалльных пегматитовых полей Бразильского щита и наиболее крупных карбонатитовых месторождений. Редкометалльные пегматиты концентрируются главным образом в трех крупных провинциях — шт. Минас-Жерайс, на плато Борборема и в Боливийско-Аргентинском поясе. Во всех трех провинциях редкометалльные пегматиты залегают среди кристаллических пород архея и нижнего протерозоя, но связаны с реактивизацией послерифейского и девонского возраста.

В пегматитах шт. Минас-Жерайс заключена богатая бериллий-тантало-ниобиевая минерализация с примесью минералов лития, редких земель с цирконом и касситеритом. Пегматиты плато Борборема представляют собой комплексное ценное сырье на берилл, тантало-ниобаты и литиевые минералы, причем здесь характерны гигантские кристаллы сподумена до 1,5 м в длину, танталита весом до 0,5 т, берилла до 1 м в длину.

Пегматиты Боливийско-Аргентинского пояса имеют тот же характер минерализации (берилл, литиевые минералы, тантало-колумбит) и эксплуатируются главным образом из-за берилла. Редкометалльные пегматитовые поля Бразильского щита содержат подавляющую часть мировых запасов берилла и танталита, значительные запасы литиевого сырья и занимают ведущее место по добыче этих ценных минералов.

Среди карбонатитовых месторождений Бразилии широко известны рудные поля Посус-ди-Калдас, Баррейру-ди-Араша, Тапира и Жакупиранга, тяготеющие к линеamentу Сан-Франсиску.

Месторождение Посус-ди-Калдас залегают среди щелочных и нефелиновых сиенитов, рвущих гнейсы и сланцы архея (Tolbert, 1966). Минерализация представлена здесь богатейшими бадделеитовыми урансодержащими рудами, содержащими до 70% ZrO_2 , 0,64% U_3O_8 и 1,1% TiO_2 . Большое значение имеют элювиальные россыпи бадделеита.

Месторождение Баррейру-ди-Араша представлено карбонатитовым ядром, окруженным кольцом фенитизированных пород нижнего протерозоя. Это крупнейшее в мире скопление пироклоровых руд (среднее содержание пироклора 6%, что соответствует 3% Nb_2O_5), с примесью магнетита, циркона, апатита и барита, редкоземельных и уран-торийсодержащих минералов. Концентраты, которые получают при разработке коренных пород и элювиальных россыпей, содержат (в %): 58 Nb_2O_5 , 0,1 Ta_2O_5 , 2 ThO_2 , 15 BaO , 5 TR и 4 TiO_2 .

Месторождение Тапира, аналогичное предыдущему, является вторым в мире после Баррейру-ди-Араша по масштабу концентрации пироклоровых руд; карбонатиты, связанные с щелочными породами, имеют здесь ясно выраженный взрывной (экструзивный) характер.

Месторождение Жакупиранга имеет кольцевую структуру с перидотитовым ядром, окруженным якупирангитами (щелочными ультрабазитами) и пироксенитами. Карбонатиты богаты пироклором, бадделеитом, апатитом и сходны с месторождениями щелочных комплексов Африки — Сукулу (Уганда), Дорова (Южная Родезия) и Палабора (ЮАР). Большая часть карбонатитовых месторождений Бразилии, как и однотипные африканские, имеет кольцевую структуру и интрузивный характер карбонатитов.

Что касается месторождений Бразильского щита, залегающих среди пород архейского и нижнепротерозойского фундамента и возникших сингенетически с ними, следует выделить прежде всего большую группу метаморфогенных месторождений железных (Итабира и др.) и марганцевых руд (Морро-де-Мина и др.), а также месторождение золото- и урансодержащих конгломератов и кварцитов (Жакобина).

Наиболее крупные месторождения железных руд Итабира, Итабирита и Парапебо находятся в центральной части шт. Минас-Жерайс и относятся к типу железистых кварцитов с залежами гематитовых руд, подчиненных толще Минас нижнепротерозойского возраста. Запасы богатых метаморфогенных железных руд Бразилии (с содержанием железа более 50%) превышают 15 млрд. т и они интенсивно разрабатываются. По общим запасам железных руд Бразилия уступает только СССР и Индии.

Крупные месторождения марганцевых руд также метаморфогенного генезиса сосредоточены в шт. Мату-Гросу, Байя и Минас-Жерайс, где подчинены нижнепротерозойской толще Минас. По запасам и добыче марганцевых руд Бразилия занимает одно из ведущих мест в мире.

Большое значение имеют крупные месторождения силикатных никелевых руд (Сан-Жозе-ду-Токантис в шт. Гояс, Ливраменту в шт. Минас-Жерайс и др.), связанные с корой выветривания ультраосновных массивов докембрия; содержание никеля в рудах достигает 5%; кроме никеля попутно добываются кобальтовые (асболоновые) руды, также связанные с корой выветривания. Сравнительно небольшими запасами обладают хромитовые руды, залегающие среди массивов ультраосновных пород.

Исключительно богата Бразилия бокситовыми рудами типа глиноземистых латеритов, возникших за счет выветривания массивов, главным образом щелочных пород шт. Минас-Жерайс и Сан-Паулу.

В пределах Бразильского щита известны также многочисленные месторождения золотоносных кварцевых жил (Морру-Велью, Пассагем и др.), кварц-касситеритовых и кварц-вольфрамитовых жил и штокверков; с этими коренными месторождениями связаны аллювиальные россыпи золота, касситерита, вольфрамита.

Значительный промышленный интерес представляют алмазоносные аллювиальные россыпи (бассейн р. Диамантину и др.), которые начали разрабатываться с 1730 г. и дали за время разработок почти 30 млн. каратов алмазов. В годы второй мировой войны и в настоящее время ежегодно добывается 30 тыс. каратов алмазов и по добыче этого ценного минерала Бразильский щит занимает второе место в мире после Африканского щита.

Алмазы в Бразилии найдены в конгломератах и песчаниках докембрия и в аллювии рек. На Бразильском щите установлены кимберлитоподобные породы, но коренные источники алмазов в ряде районов пока доподлинно неизвестны. Основные породы в докембрии внедряются дважды — в эпоху образования формаций Минас, когда они представлены базальтами и диабазами, и несколько позднее, в эпоху Итаколуми в виде диабазов и древнейших из известных нам алмазоносных кимберлитов.

В конце триаса — начале юры происходят излияния платобазальтов бассейна р. Параны, а также в районе Рораймо в Венесуэле и в Гайане. С этими базальтами ассоциируют щелочные-ультраосновные лимбургиты, мончикиты и другие породы, в том числе кимберлиты западной части шт. Минас-Жерайс.

Таким образом, в Бразилии устанавливаются две формации алмазоносных пород: докембрийская (развитая также в Индии и частично в Южной Африке) и мезозойская (широко развитая также в Африке и Сибири).

В шт. Байя разрабатывается месторождение урано- и золотосодержащих кварцитов с линзами конгломератов, подчиненное серии Жакобина (рассматривается как аналог серии Минас, но единственный довод за это — прослой итабиритов — не может считаться веским). В оруденелых породах присутствуют

пирит (в среднем 3—5%), хлорит, кварц, самородное золото и уранинит, последний в мелких неокатанных зернах. Максимальное содержание золота и урана приурочено к линзам пирита среди серицитизированных пород. Среднее содержание золота в руде 12,8 г/т, урана — 0,015%. По данным А. Бэтмана и П. Рамдора, месторождение Жакобина относится к метаморфогенному типу.

В последнее время обнаружены представляющие промышленный интерес крупные свинцово-цинковые месторождения в породах чехла Бразильского щита — месторождения Жануария и Вазанти, представленные жилами и метасоматическими телами в доломитах и глинистых сланцах Бамбуи (верхний докембрий — нижний палеозой). В рудах месторождения Вазанти установлена примесь германия, кадмия, платины, а зоны окисления этих свинцово-цинковых месторождений богаты ванадием; по этим признакам они сходны с известными стратиформными полиметаллическими месторождениями Намибии в горах Отави (Цумеб и др.).

Наконец, чтобы закончить металлогеническую характеристику Бразильского щита, следует отметить прибрежные морские россыпи вдоль побережья Атлантического океана, которые разрабатываются с целью извлечения монацита (источник тория и редкоземельных элементов), циркона, ильменита, попадающих в россыпи в результате разрушения гранитоидных пород щита и связанных с ними пегматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др.
- Bateman I. D. Uranium — bearing auriferous Reefs at Jacobina, Brazil. — «Econ. Geol.», 1958, vol. 53, No. 4, p. 417—425.
- Cox D. P. Regional environment of the Jacobine auriferous conglomerate, Brazil. — «Econ. Geol.», 1967, vol. 62, No. 6, p. 773—780.
- Grabert H. Zur Tektogenese Nordost Brasiliens. Z. Deutsche Geol. Ges. 111, t. 3, 1960, S. 619—631.
- Herz N., Hurley P. M., Pinson W. H., Fairbairn H. W. Age measurements from a part of the Brazilian shield. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1961, vol. 72, No. 7, p. 1411—1419.
- Tolbert G. E. The uraniferous zirconium deposits of the Pocos de Caldas plateau, Brazil. U. S. Geol. Surv. Bull., 1966, No. 1185-C, 28 p.

АНТАРКТИЧЕСКИЙ ЩИТ

Антарктический щит и его платформа — седьмой¹ континент Земли с площадью континентальной плиты около 14 млн. км², представляют собой осколок Гондваны (рис. 16) и по геологическому строению сходны с Бразильской, Африканской, Индостанской и Западно-Австралийской платформами. Значительная часть (70%) площади Антарктиды представлена дорифейским кристаллическим фундаментом, сложенным различными гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными гранитоидами, чарнокитами и габбро. На этом фундаменте залегает осадочно-вулканогенная формация рифея — нижнего палеозоя (рис. 17).

¹ Согласно П. С. Воронову, мы принимаем существование семи континентов Земли: Азия, Европа, Северная Америка, Южная Америка, Африка, Австралия, Антарктида.

Определения абсолютного возраста пород фундамента (Воронов, 1961) дают цифры от 1600—1500 до 450—500 млн. лет для различных участков, что позволило некоторым исследователям как гетерогенный, образованный в четыре этапа — от начала верхнего протерозоя до нижнего палеозоя включительно. Однако, как отмечает М. Г. Равич (1966), кристаллический фундамент Антарктиды однороден, а по геолого-петрографическим особенностям (гнейсы, чарнокиты) относится к типичным архейским образованиям. В связи с этим цифры абсолютного возраста, полученные для пород фундамента, очевидно, не соответствуют истинному возрасту формирования магматических и метаморфических пород, отражая влияние последующих процессов (гранитизация, глыбовые перемещения блоков фундамента), приведших к значительному омоложению возраста пород.

Более достоверны и совпадают с истинными возрастными значениями абсолютного возраста более молодых пород: среднепалеозойских платформенных гранитоидов (320—350 млн. лет), верхнепалеозойских нефелиновых сиенитов (185—200 млн. лет), триасовых долеритов (165—175 млн. лет), мезозойских гранитоидов Антарктического полуострова (75—100 млн. лет) и кайнозойских базальтовых вулканитов (9—10 млн. лет).

Гнейсы и сланцы фундамента интенсивно смяты в складки широтного простирания и расчленены разломами северо-восточного и северо-западного простирания на ряд глыб. С запада докембрийская платформа Антарктиды окаймляется складчатыми сооружениями сначала герцинского, а затем мезокайнозойского возраста. По последним данным (Воронов, 1968), массив Винсон в Западной Антарктиде (горы Элсуэрта) представляют собой не герцинское, а альпийское складчато-глыбовое сооружение.

В пределах Антарктиды известны покровы триас-юрских траппов мощностью более 1000 м, а также базальты неогенового и четвертичного (вулкан Эребус) возраста; в районе моря Росса установлена мощная угленосная толща пермо-карбона, сходная с угленосной толщей Карру в Африке или тунгусской на Сибирской платформе. Относительно металлогений Антарктиды имеются лишь отрывочные сведения о наличии здесь редкометальных пегматитов

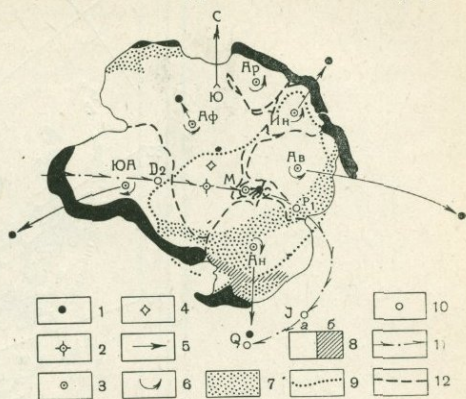


Рис. 16. Предполагаемая группировка глыб южных материков в теле Гондваны перед началом ее распада в юрском периоде. По П. С. Воронову (1968).

1 — современное положение центра тяжести континентальных плит осколков Гондваны; 2 — вычисленное положение их общего центра тяжести, нанесенное относительно современных контуров Африки; 3 — *прежнее положение центров тяжести* рассматриваемых континентальных плит в теле Гондваны; 4 — общий центр тяжести фигуры Гондваны; 5 — генеральное направление перемещения центров тяжести осколков Гондваны в мезо-кайнозойское время; 6 — направления поворотов осколков Гондваны; 7 — зоны проявлений герцинской складчатости и орогенеза; 8 — зоны проявлений альпийского орогенеза и складчатости; а — установленные, б — предполагаемые; 9 — контуры максимального распространения палеозойского оледенения Гондваны; 10 — предполагаемое положение южного географического полюса: D_2 — в среднем девоне, P_1 — в нижней перми, J — для юры, Q — в настоящее время; 11 — траектория предполагаемого перемещения южного географического полюса со среднего девона до наших дней, нанесенная по палеоклиматическим и палеомагнитным данным относительно современного пространственного положения контуров Африки; 12 — современные контуры континентальных плит главных осколков Гондваны: Ин — Индия, М — Мадагаскар, ЮА — Южная Америка, Аф — Африка, Ар — Аравия, Ав — Австралия, Ан — Антарктида

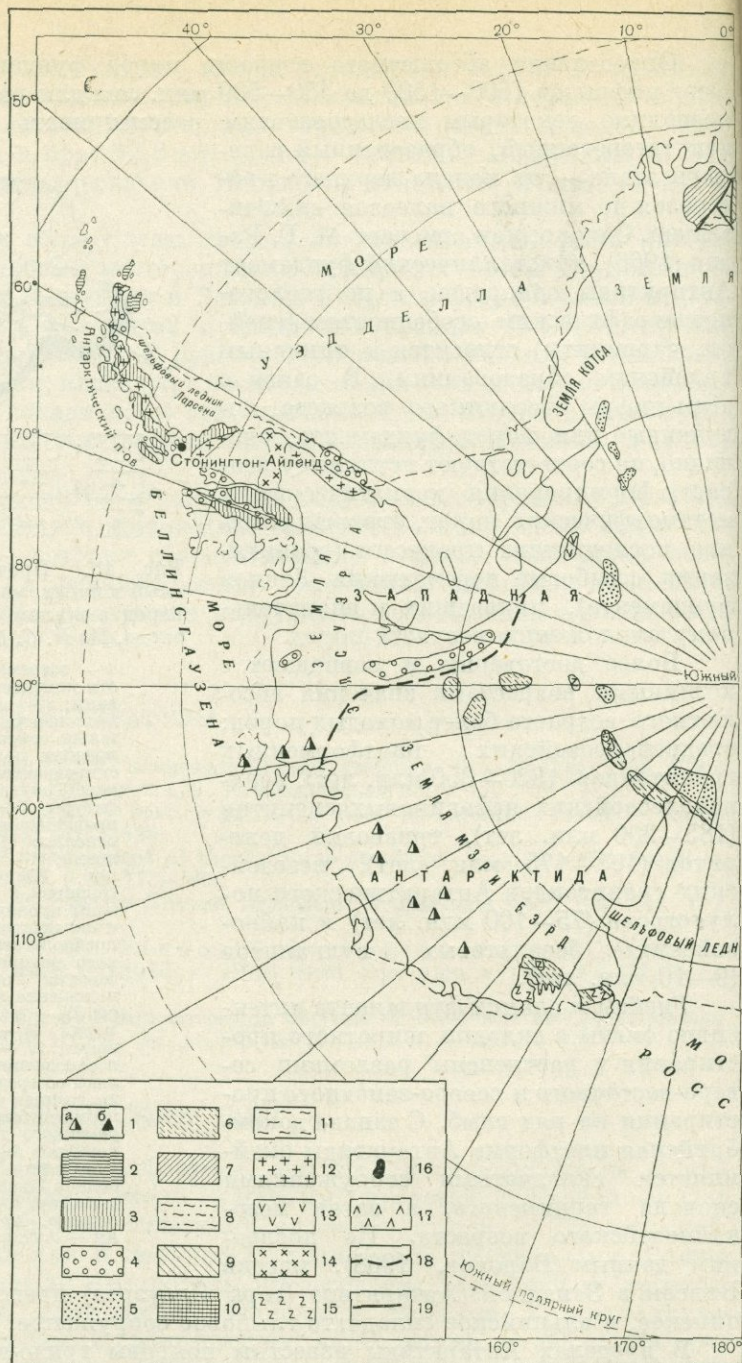
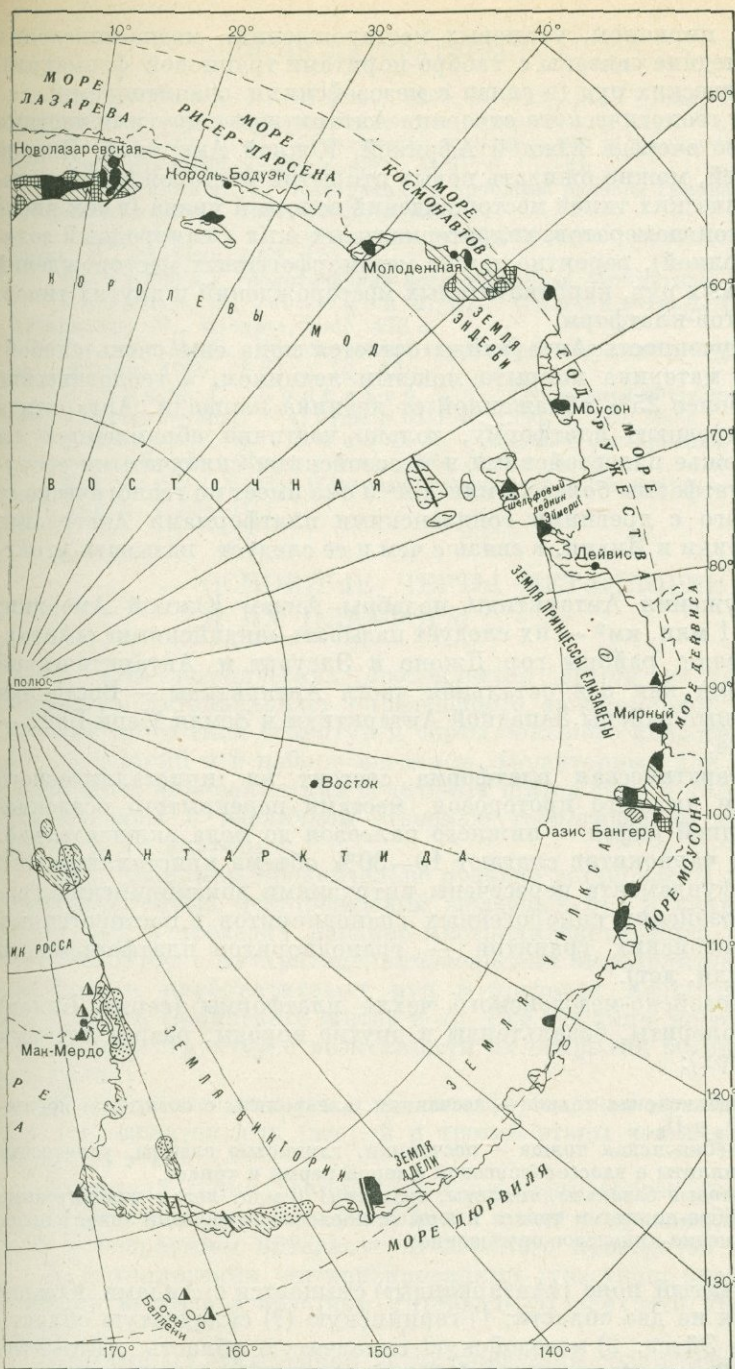


Рис. 17. Схематическая геологическая карта Антарктиды. Масштаб 1 : 20 000 000. Составили

Кайнозой: 1 — вулканы: а — океанические базальты, б — щелочные базальты; 2 — терригенные в альпийской складчатой зоне; 4 — терригенные отложения в герцинской и альпийской складчатых зонах палеозой; 6 — терригенные и карбонатные отложения в древнекаледонском складчатом фундаменте скандинавских образований (в кристаллическом фундаменте платформ); 8 — мигматизированные гранитные пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации; 10 — мигматизированные и граниты гранулитовой фации с прослоями мраморов и кальцифилов; 11 — нерасчлененные мигматизированные и граниты; 12 — андийский габбро-гранитный комплекс (мезо-кайнозойские); 13 — дифференцированные инт амфиболовые и слюдяные граниты и гранодиориты (нижнепалеозойские); 16 — чарнокиты (докембрические); 17 — чарнокиты (докембрические); 18 — чарнокиты (докембрические); 19 — разломы



М. Г. Равич, Л. В. Климов, Д. С. Соловьев (1965 г.).

и вулканогенные отложения. Палеозой — мезозой: 3 — терригенные и вулканогенные отложения нах; 5 — угленосные и терригенные отложения с силами трапфов в чехле платформы. Рифей — нижний платформы; 7 — терригенные и вулканогенные отложения в основании чехла платформы. Дорифей — амфиболитовые и биотитовые гнейсы амфиболитовой фации; 9 — мигматизированные и гранитизированные кордьеритовые, силлиманитовые, гранатовые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы нитизированные гнейсы и кристаллические сланцы гранулитовой фации. Интрузивные формирования габброидов (верхнепалеозой-нижнемезозойские); 14 — слениты (средне-верхнепалеозойские); 15 — 17 — анортозиты (докембрийские). Прочие обозначения: 18 — граница «гондванской» антаркти-

с бериллом, ниобием, цирконом, урановых месторождений, медно-никелевых сульфидных руд (последние связаны с габбро-норитами траптовой формации), медных и полиметаллических руд (в связи с мезозойскими гранитоидами).

Судя по аналогии геологического строения Антарктиды с другими частями Гондваны, и в первую очередь Южной Африкой, Южной Америкой, Индией и Западной Австралией, можно ожидать новых открытий месторождений алмазов, различных генетических типов месторождений золота и урана (в том числе золото-ураноносных конгломератов, гидротермальных жил с самородным золотом или урановой смолкой), вероятно также метаморфогенных месторождений железных и марганцевых руд, карбонатитовых месторождений и других типов, характерных для щитов-платформ.

Геологическая изученность Антарктиды остается пока еще очень слабой, ибо 95% территории материка покрыто мощным ледником, а геологические съемки охватили не более 25% обнаженной от ледника площади. Антарктида представляет собой древнюю платформу, только частично обрамленную на Тихоокеанском побережье палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями. Площадь платформы более 12 млн. км² и она имеет по геологическому строению много общего с древними гондванскими платформами Австралии, Южной Америки, Африки и Индии, в связи с чем и ее следует называть «гондванской».

Складчатые сооружения Антарктиды подобны Андам Южной Америки, имеют площадь более 1 млн. км² — их следует называть «андийскими» («Антарканды»), они охватывают районы гор Джонс и Элсуэрт и Антарктический полуостров, в то время как вся остальная часть Антарктиды — Восточная Антарктида, центральные районы Западной Антарктиды и Земля Мери Бэрд — относятся к платформе.

Гондванская Антарктическая платформа состоит из кристаллического фундамента архея или нижнего протерозоя, местами перекрытого осадочно-вулканогенной формацией рифея — нижнего палеозоя до мела включительно. Интрузивные массивы чарнокитов слагают 10—30% объема кристаллического фундамента. Породы фундамента пересечены интрузиями докембрийских гранитоидов, нижнепалеозойских синорогенных гранодиоритов и посторогенных гранитов, среднепалеозойских гранитов — гранодиоритов платформенного характера (350—320 млн. лет).

Среди среднепалеозойско-мезозойского чехла платформы (серия Бикон) развиты песчаники, долериты, базальтоиды и другие породы, разрез которых следующий (снизу вверх):

1. Нижнебиконская толща — песчаники, алевролиты с остатками пресноводных рыб D₂ и D₃.
2. Верхнебиконская толща — песчаники, глинистые сланцы, угленосные отложения, тиллиты с глоссоптерисовой флорой перми и триаса.
3. Толетовые базальты, тиллиты, траппы (170 млн. лет) с долеритовыми силлами и габбро-норитами триаса и юры (с последними связано значительное по масштабу медно-никелевое оруденение).

Андийский складчатый пояс («Антарканды») смыкается с Андами Южной Америки и распадается на две области: 1) герцинскую (?) складчатую область гор Элсуэрт и Берега Эйтса, 2) мезозойскую складчатую область Антарктического полуострова, Земли Александра I и примыкающих к ней островов. Характерны глыбовые движения (геосинклинальной складчатости, как и в Андах, нет) и интрузии габбро и гранитов верхнего мела (100—75 млн. лет).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антарктика. М., «Наука», 1969, с. 125—144. (Докл. Комиссии 1967 г. АН СССР. Междугос. комиссия по изучению Антарктики.)
- Воронов П. С. Абсолютный возраст пород и структура Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антарктич. экспед.», 1961, № 31, с. 15—21.
- Воронов П. С. Антарктида и проблема распада Гондваны. — «Информ. бюл. Сов. антарктич. экспед.», 1967, № 65, с. 44—57.
- Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. М., «Наука», 1968, 122 с.
- Новейшие геологические исследования в Антарктиде. М., «Мир», 1966, 205 с.
- Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М., «Недра», 1965, 470 с.
- Равич М. Г. Геологическое строение Антарктиды. — «Информ. бюл. Сов. антарктич. экспед.», 1966, № 57, с. 28—42.
- Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геология и петрология центральной части гор Земли Королевы Мод. — «Труды НИИГА», 1966, т. 141, 290 с.
- Ушаков С. А., Хаин В. Е. Строение Антарктиды по геолого-геофизическим данным. — «Вестник Моск. ун-та», 1965, № 1, с. 3—27.
- Шалимов А. И. Полезные ископаемые Антарктики. — «Информ. бюл. НИИГА», 1958, вып. 8, с. 53—61.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЩИТОВ И ИХ ПЛАТФОРМ

Обзор металлогенических особенностей щитов и их платформ с несомненностью устанавливает определенные закономерности в развитии минерализации этого типа структур и черты большого сходства в отношении рудных месторождений и в наборе металлов, характерных для щитов и их платформ. Различия в минерализации отдельных щитов скорее количественные и в основном связаны с различной степенью геологической изученности отдельных щитов и их платформ.

Так, например, сравнительно недавно установлены крупные концентрации метаморфогенных месторождений железных руд и ликвационных медно-никелевых руд в пределах Западно-Австралийского щита, ликвационных медно-никелевых руд в Антарктиде, алмазонасных кимберлитов в пределах Сибирской платформы, карбонатитовых руд в пределах Африканского, Бразильского, Канадского, Сибирского щитов и др. Все эти типы месторождений характерны для данных структур и возможности их открытия во многих случаях прогнозировались.

В металлогении щита и его платформы, как правило, четко различаются три последовательных (второй и третий этапы частично накладываются друг на друга) этапа:

- 1) металлогения архейского и нижнепротерозойского фундамента щита;
- 2) металлогения платформенного чехла с вулканогенно-осадочными породами в возрастном интервале от верхнего протерозоя до мезо-кайнозоя;
- 3) металлогения активизированных участков щита и его платформы, имевшая место в возрастном интервале от верхнего протерозоя до мезо-кайнозоя.

Каждый из этих этапов характеризуется специфичным комплексом пород и минерализацией. С архейским — нижнепротерозойским этапом развития фундамента щита связано широкое развитие различных гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев и кварцитов, прорванных древнейшими гранитоидами и основными — ультраосновными породами.

К породам фундамента щитов приурочен ряд практически очень важных типов месторождений:

а) метаморфогенных руд железа среди железистых кварцитов и подчиненных им тел массивных руд (Кривой Рог и КМА в СССР, оз. Верхнее в США, Итабира в Бразилии, крупные месторождения Индии, Австралии, Китая, Южной Африки);

б) метаморфогенных руд марганца среди гондитов и кварцитов протерозоя Индии, Бразилии, Намибии и Южно-Африканской Республики;

в) золото-ураноносных кварцитов и конгломератов (Блайнд-Ривер в Канаде, Витватерсранд в ЮАР, Жакобина в Бразилии, м-ния Австралии, Скандинавии и др.);

г) редкометалльных пегматитов (с тантало-колумбитовой, бериллиевой, литиевой, урано-ториевой минерализацией) и высокотемпературных гидротермальных золото- и ураноносных кварцевых жил.

Редкие металлы, уран и золото связаны генетически с древнейшими гранитоидами и являются вероятными первоисточниками золота и урана в кварцитах и конгломератах (месторождений типа «в»). Редкометалльные пегматиты и золотоносные кварцевые жилы особенно широко развиты в пределах Африканского, Канадского, Бразильского, Западно-Австралийского и Индостанского щитов, но характерны также для всех других щитов.

Платформенный чехол, перекрывающий архейский — нижнепротерозойский фундамент щита представлен комплексом осадочных (песчаники, сланцы, конгломераты, в меньшей мере известняки и доломиты) и вулканогенных (диабазы, траппы, порфириды, их пирокластические разности) пород в широком возрастном интервале от верхнего протерозоя (или рифея, синия) до мезокайнозойских и четвертичных включительно. Во многих местах этот комплекс прорван интрузиями протерозойских и главным образом более молодых гранитоидов, базитов — ультрабазитов и щелочных пород; последние, а также часть гранитоидов и базитов — ультрабазитов приурочены к разломам и связаны с реактивизацией щита и его платформы.

Среди пород платформенного чехла расположены месторождения, имеющие мировое значение:

а) стратиформные (осадочные или телетермальные?) месторождения медных руд среди песчаников и сланцев системы Катанга (верхний протерозой) в Заире и Замбии и примерно одновозрастные с ними месторождения Удокан в Читинской области СССР и Уайт-Пайн в Канаде; некоторые из этих месторождений (в Заире) являются одновременно крупными поставщиками кобальта, свинца и цинка, кадмия, германия, селена и урана, руды которых тесно связаны с основным металлом — медью;

б) стратиформные месторождения свинцово-цинковых и флюоритовых руд в карбонатных толщах кембрия — карбона (Миссури-Миссисипи в США, месторождения Намибии, Бразилии, СССР и др.);

в) колчеданные (медные, полиметаллические, серноколчеданные) месторождения среди вулканогенных толщ протерозойского возраста в пределах Канадского щита (Флин-Флон, Норанда, Шеррит-Гордон, Сулливан?), Западно-Австралийского щита (Брокен-Хилл, Маунт-Айза и др.), Балтийского щита (Болиден, Оутокумпу, Парандово и др.), связанные, вероятно, с древним вулканизмом и представляющие эксгалационно-осадочные образования;

г) медно-никелевые (с примесью Co, Pt, Pd и др.) ликвационные месторождения, связанные с базитами — ультрабазитами главным образом протерозойского (в Африке, Канаде, Австралии, частью в СССР) и реже мезозойского

(в СССР и Антарктиде) возраста. К этой группе относятся знаменитые месторождения Садбери в Канаде, Рустенбург в ЮАР, Мончегорск-Печенга в СССР, Перт в Австралии (все протерозойского возраста) и Норильск-Талнах в СССР, Инсизва в ЮАР, месторождения Антарктиды (нижнемезозойского возраста).

Минерализация, связанная с реактивизацией чехла платформы и подстилающего его фундамента, обусловлена разломами, вдоль которых внедряются гранитоиды и щелочные-ультраосновные комплексы и располагаются месторождения, связанные с ними. Возраст реактивизации, интрузивных комплексов и генетически тесно с ними связанных месторождений различный, он укладывается обычно в три главные возрастные группы: рифей — кембрий, девон, мезо-кайнозой.

С так называемыми «молодыми» (рифейскими и более молодыми) гранитоидами связаны многочисленные и весьма крупные поля редкометалльных пегматитов Африки, Бразилии и других щитов, многие гидротермальные месторождения золота, урана, свинца и цинка, молибдена.

С щелочными-ультраосновными комплексами, часто типа «кольцевых интрузий», связаны крупнейшие месторождения карбонатитовых руд в пределах Африканского, Бразильского, Канадского и других щитов, в которых сосредоточены огромные запасы ниобия, циркония, редких земель, апатита, флогопита и других ценных полезных ископаемых (месторождения Баррейру-ди-Араша, Посус-ди-Калдас, Тапира и Жакупиранга, тяготеющие к линеamentу Сан-Франсиску в Бразилии; месторождения Луэш, Каронге и др., тяготеющие к зоне Великих Африканских разломов; Маунтин-Пас и Ока в пределах Канадского щита и др.).

Возраст названных месторождений карбонатитовых руд находится в широком интервале — от рифея до палеогена включительно, отражая многократное проявление процессов активизации.

С процессами активизации и внедрением ультраосновных-щелочных пород — кимберлитовых трубок — связаны и все крупные месторождения алмазов в пределах Африканского, Бразильского, Сибирского, Индостанского и других щитов. Возраст кимберлитов главным образом мезо-кайнозойский (мел, палеоген), но известны и более древние кимберлиты — верхнепалеозойского и рифейско-нижнепалеозойского возраста.

В пределах щитов и их платформ широко развиты следующие генетические группы месторождений: метаморфогенные руды железа, марганца, золота и урана; ликвационные руды никеля и меди с примесью кобальта, платины и палладия; редкометалльные пегматиты с бериллом, танталом, ниобием, литием, оловом, ураном и торием; редкометалльные карбонатиты с ниобием, цирконом, редкими землями, флогопитом, апатитом; стратиформные месторождения меди, свинца и цинка с кобальтом, германием, кадмием, ураном; колчеданные месторождения медных и полиметаллических руд; гидротермальные месторождения золота (в кварцевых жилах) и урана (в ассоциации с Co, Ni, Bi, Ag или с медью или с гематитом); алмазоносные кимберлиты.

Многие из названных типов месторождений специфичны только для щитов и их платформ, или развиты главным образом в их пределах, отсутствуя или будучи слабо развиты в складчатых подвижных поясах. В результате щиты и их платформы необычно богаты железом, марганцем, золотом, ураном, никелем, кобальтом, платиной, палладием, бериллием, ниобием, цирконием, редкими землями, в меньшей мере медью, свинцом, цинком, германием; из неметаллических полезных ископаемых характерны алмазы и флогопит, в меньшей мере — апатит и графит.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Складчатые подвижные и совпадающие с ними металлогенические пояса возникают на месте геосинклинальных прогибов и выражены обычно в современном рельефе горными хребтами, более или менее размытыми. Наиболее крупными и богатыми металлами и другими полезными ископаемыми являются два глобальных пояса — Средиземноморский и Тихоокеанский, которые действительно опоясывают Земной шар: первый — в широтном направлении, второй — в близмеридиональном. Несколько меньшее значение имеют следующие складчатые пояса: Уральский, Таймырский, Алтае-Саянский, Казахстанский, Среднеазиатский (в СССР), Западно-Европейский, Норвежско-Аппалачский, Атласский, Капский, Кам-Юньнаньский, Восточно-Австралийский и Аргентинский.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Средиземноморский металлогенический пояс охватывает бассейн Средиземного моря в пределах стран Южной Европы и Северо-Западной Африки, распространяясь далее на восток в Малую Азию, Кавказ — Закавказье, Иран, Афганистан, Северную Индию (Гималаи), Индонезию, вплоть до островов Банка и Биллитон, где он смыкается с Тихоокеанским поясом (рис. 18). Протяжение этого пояса почти точно широтное, общее протяжение около 18 тыс. км при средней ширине пояса 800—1000 км. Пространственно он совпадает с громадной геосинклиналью Тетиса, в пределах которой наиболее интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации происходили в мезокайнозой.

В пределах Средиземноморского пояса можно отметить следующие рудные районы (с запада на восток): юго-восток Испании и Пиренеи, где известны крупные палеогенового возраста полиметаллические месторождения (Картахена-Массарон и др.), а также значительные месторождения ртути (в провинции Альмерия); что касается крупнейшего в мире ртутного месторождения Альмаден на юге Новой Кастилии, заключенного в осадочной толще силура, то в связи с противоречивыми данными о возрасте оруденения (верхний палеозой или мезо-кайнозой) относить его к альпийскому Средиземноморскому поясу можно лишь условно.

Значительные и разнообразные месторождения известны в альпийской зоне Северной Африки — в Алжире, Тунисе, Северном Марокко, где наибольшую ценность представляют крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Бу-Беккер-Туисси, Мибладен, Зейда и др.), метасоматические месторождения железных руд (Джерисса, Уенца и др.), эксгальционно-осадочные месторождения марганца (Имини, Бу-Арфа и др.), а также промышленные концентрации сурьмы и ртути, проявления реальгар-аурипигментных руд.

Сравнительно бедной металлами страной является Италия, где известны лишь крупные месторождения ртути и сурьмы в провинции Тоскана на склонах четвертичного вулкана Монте-Амиата; небольшое значение имеют также полиметаллические месторождения районов Массы-Маритима и Райбл; железно-

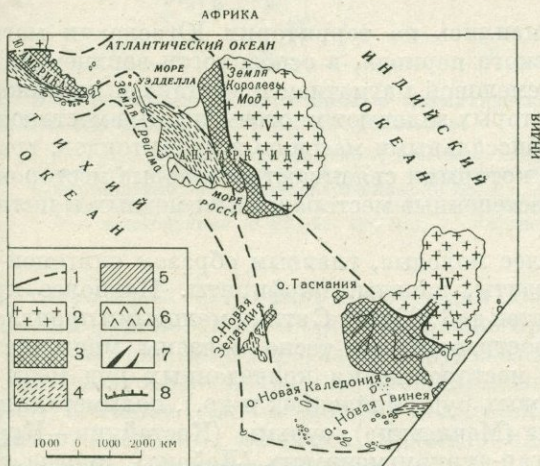
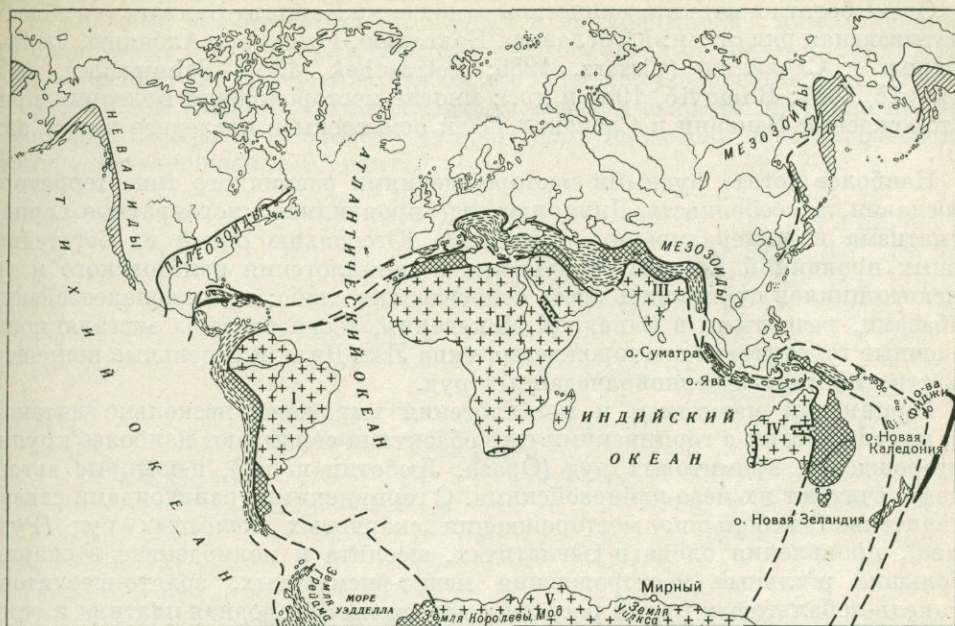


Рис. 18. Положение Средиземноморского пояса по отношению к осколкам Гондваны. По В. Н. Соболевской (1965).

1 — внешние границы древних кратонов Гондваны; 2 — древние платформы системы Гондваны: I — Бразильская, II — Африкано-Аравийская, III — Индийская, IV — Австралийская, V — Антарктическая; 3 — байкальская и палеозойская складчатости в обрамлении Гондваны, местами выходящие на поверхность в областях развития альпийской складчатости средиземноморского типа; 4 — зоны распространения альпид средиземноморского типа, развивающихся на палеозойской складчатости (южная половина тихоокеанского обрамления); 5 — области развития кайнозойской складчатости, связанной с регенерированной мезозойской складчатостью (северная половина тихоокеанского обрамления); 6 — области проявления молодого (кайнозойского) базальтового вулканизма в Антарктиде; 7 — глубоководные желоба; 8 — разломы

рудные скарновые поля о. Эльба, марганцевые месторождения Лигурии и никель-кобальтовые в Альпах.

Очень богата в металлогеническом отношении Карпато-Балканская область, охватывающая ряд стран: Югославию, Болгарию, Румынию, Албанию, Грецию, Венгрию и Словакию (Cissarz, 1956; Petraschek, 1963; Schumacher, 1954; Janковић, 1967; Ramoviћ, 1968 и др.); многие месторождения Болгарии и ряда месторождений Венгрии и Словакии были осмотрены в последнее время автором).

Наиболее богата рудными месторождениями различного типа территория Югославии, в особенности Динариды, где проявились многократные периоды магматизма и минерализации, сделавшие Югославию одной из богатейших рудных провинций Европы. Магматизм и металлогения каледонского и герцинского циклов проявились здесь относительно слабо; с нижнепалеозойскими диабазами, развитыми в Западной Македонии, тесно связаны эксгальционно-осадочные гематитовые месторождения типа Лан-Диль и отдельные концентрации стратиформных серноколчеданных руд.

Герцинский магматизм и металлогения выражены несколько интенсивнее; многие авторы с герцинскими гипербазитами связывают наиболее крупные месторождения хромитовых руд (Ораза, Люботин и др.), некоторые авторы, однако, считают их мезо-кайнозойскими. С герцинскими гранитоидами связаны сравнительно небольшие месторождения скарновых железных руд (Рудна Глава), проявления олова в пегматитах, шеелита и молибденита в скарнах, небольшие жильные месторождения медно-висмутовых, золото-шеелитовых и никель-кобальтовых руд; в россыпях встречены самородная платина и осмистый прирды.

Наиболее интенсивно проявились на территории Югославии магматизм и металлогения мезо-кайнозойского периода, в особенности верхнемелового — палеогенового возраста. Верхнемеловой магматизм представлен протяженными поясами гипербазитов, среди которых залегают многочисленные месторождения хромитовых руд, а также гипабиссальными массивами гранитоидов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, с которыми связывают скарновые месторождения железных руд, некоторые второстепенные месторождения медных и полиметаллических руд.

Очень широко развиты более молодые, главным образом олигоцен-миоценовые субвулканические андезиты, дациты, порфириды. Наиболее крупные массивы занимают площадь от сотен до 1500 км². С этими молодыми проявлениями магматизма генетически и пространственно тесно связаны многочисленные и весьма важные для страны месторождения колчеданных руд меди (Бор), медно-молибденовых штокверковых руд (Майданшек и др.), полиметаллических руд (Трепча-Стари), молибдена (Мачкатица), сурьмы (Костайник—Крупани), ртути (Авала, Идрия?), реальгар-аурипигментовых (Лойана), иногда таллийсодержащих руд (Алшар); встречены также отдельные сравнительно небольшие месторождения золота, никель-кобальтовых, висмутовых и вольфрамовых (шеелитовых) руд. Все эти месторождения — гидротермальные субвулканические с переходами иногда в плутонические, в тех случаях, когда вмещающие оруденение эффузивы и экструзии на глубину постепенно переходят в плутонические интрузивные массивы.

Несколько особняком стоят месторождения железных (гематитовых) (Вареш) марганцевых (Цер и Чевлянович) серноколчеданных (Боровица) руд, залегающие среди вулканогенно-осадочной толщи триаса и отнесенные к эксгальционно-осадочному типу.

В Черногории с порфиритами триаса тесно связаны месторождения свинцово-цинковых руд и ртути; крупное ртутное месторождение Идрия в Крайне некоторыми исследователями также связывается с порфиритами триаса.

Рудоносные магматические комплексы и приуроченная к ним минерализация охватывают и территории соседних с Югославией стран — Албании, Болгарии и Греции, где выдерживается тот же характер оруденения (рис. 19).

В Северной Албании с гипербазитами мезозоя связаны довольно крупные месторождения хромита, а среди вулканогенов палеогена залегает медноколчеданное месторождение Мердита.

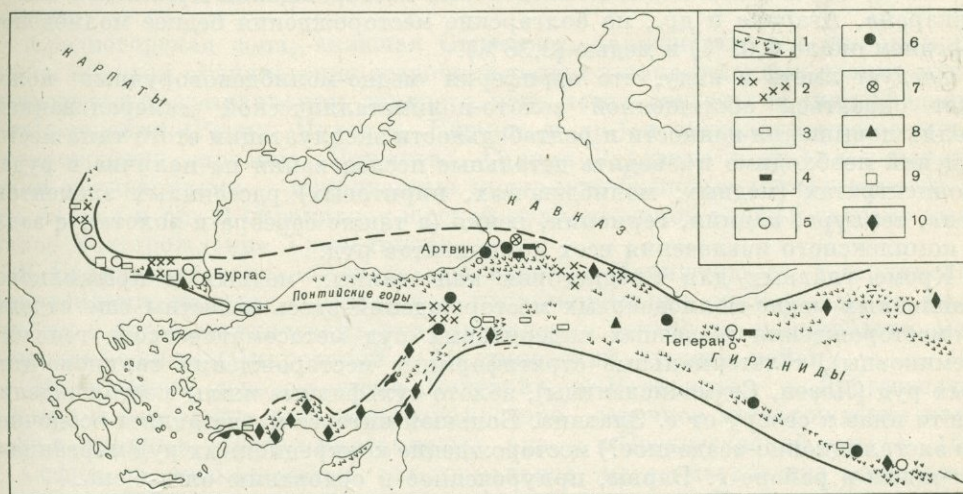


Рис. 19. Верхнемеловые — палеогеновые магматические (металлогенические) рудные районы Средиземноморских стран. По М. Рамовичу.

1 — андезиты, андезито-базальты, базальты, спилиты, туфы; 2 — гранодиориты, банатиты, сенинты, габбро-диориты; 3—10 — месторождения: 3 — железорудные (гематитовые), 4 — марганцевые, 5 — медноколчеданные (с Zn, Pb, Ag, Au, Sb, As и Ge), 6 — полиметаллические (с Ag, Au, Mo, Sb, As, Ge, Cd), 7 — свинцово-цинковые (с Ag, Bi, Cd, Sb, As, Ge), 8 — золоторудные (с Sb, As, Mo, Ba), 9 — магнетитовые, 10 — хромитовые (с Ni Pt)

На территории Народной Республики Болгарии наиболее интересными в отношении рудоносности являются Среднегорская и Родопская зоны. В пределах Среднегорья широко развиты вулканизм и субвулканические интрузивы верхнемелового возраста, представленные порфиритами, андезитами, дацитами, а также гипабиссальные интрузии гранитоидов — гранодиоритов, монзонитов, кварцевых диоритов, вероятно олигоцен-миоценового (по мнению ряда геологов, ларамийского) возраста.

С вулканизмом и субвулканическими малыми интрузиями верхнемелового возраста тесно связаны многочисленные и промышленно важные месторождения медноколчеданных руд Среднегорья (Радка, Челопеч, Елшица и др.) с рудами, богатыми медью и содержащими повышенные количества серебра и золота. По составу руд и условиям их залегания (штоки, линзы, штокверки среди серицитизированных эффузивов в тесной пространственной связи с малыми субвулканическими интрузиями) эти месторождения являются аналогами Закавказских колчеданных месторождений — Маднеули в Грузинской ССР, Шамлуг и Алаверди в Армянской ССР и др.

С верхнемеловым вулканизмом связаны также сравнительно небольшие, но промышленные месторождения эксгальционно-осадочных руд марганца, приуроченные к контактам мергелей и перекрывающих их порфиритов верхнего мела (месторождения Пожарево, Голяма Раковица и др.).

С гранитоидными массивами олигоцен-миоценового (по другим данным ларамийского?) возраста связаны крупные месторождения бедных прожилково-вкрапленных медных руд типа «рогрһугу соррет» с примесью молибдена. К этому типу относятся эксплуатируемые месторождения Медет, Влайков-Врых, Асарел, а также жильные месторождения медно-молибденовых руд Росен и Вырли-Бряг — все это аналоги медно-молибденовых месторождений Армянской ССР — Каджарана, Агарака и др., но болгарские месторождения беднее молибденом (в среднем около 0,01%) и медью (0,36%).

Следует иметь в виду, что периферия медно-молибденоворудных полей может оказаться обогащенной золото-полиметаллической минерализацией. В целях повышения ценности и рентабельности эксплуатации этого типа месторождений необходимо проводить детальные исследования на наличие в рудах и концентратах (медных, молибденовых, пиритовых) рассеянных элементов: селена, теллура, кадмия, германия, рения (а также серебра и золота), с задачей комплексного извлечения всех компонентов руд.

Кроме главных для Среднегорья колчеданных медных и прожилково-вкрапленных медно-молибденовых месторождений здесь известны еще отдельные месторождения железных сидеритовых руд метасоматического генезиса (Кремиковцы), телетермальные стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд (Лозен, Седмочисленицы), золото-сульфидные жилы месторождения Свишти плаз к северу от г. Златица. Большой интерес представляет осадочное (или эксгальционно-осадочное?) месторождение конкреционных руд марганца — Оброчиште в районе г. Варны, приуроченное к основанию олигоцена.

Что касается Родопской рудной зоны, то, представляя активизированный участок древнего срединного массива с гранитоидами и щелочными малыми интрузивами миоценового возраста, она характеризуется богатыми полиметаллическими месторождениями Маданского и Маджарского рудных полей с жильными и метасоматическими концентрациями руд, крупными месторождениями флюорита, значительными перспективами по урану и особенно золоту.

Перспективность территории НРБ в целом на золото несомненна; она определяется не только историческими данными о добыче золота в древности, не только названиями городов и местностей (Златица, Златка, Златишки и др.), но и фактом наличия золота в аллювии ряда рек и в рудах многих сульфидных месторождений (Челопеч, Радка, Елшица, медно-порфирового месторождения Медет, полиметаллических месторождений Родоп, сульфидных жилах месторождения Свиштиплаз, в районе месторождения Чипровци на его участке Копиловци-Кюм и в других местах).

Вне рудных зон Среднегорья и Родоп следует отметить рудоносные комплексы гранитоидов герцинского возраста в северо-западной части Болгарии, с которыми в районе Чипровци — Мартиново связаны скарные месторождения с магнетитом, шеелитом и висмутином и наложенное на скарны более позднее гидротермальное полиметаллическое и золото-сульфидное оруденение. В юго-восточной части страны (Странджа) интерес представляют колчеданные месторождения (Граматиково и др.), приуроченные к вулканогенной толще средне-верхнеюрского возраста, вероятно более древние по сравнению с колчеданными месторождениями Среднегорья.

И. Йовчев (1965) выделяет на территории НРБ три основные структурно-металлогенические зоны (с юга на север): Родопскую, Среднегорскую и Балканскую (с Краиштидами).

Родопская зона представляет собой срединный древний массив, нарушенный разрывами, вдоль которых внедрялись олигоцен-миоценовые гранитоиды, андезиты, дациты; с ними связано богатое полиметаллическое оруденение Маданского, Маджаревского, Давидковского районов, выраженное жилами и метасоматическими телами. Здесь же широко развита флюоритовая минерализация (Михалково), частью связанная с плиоценовыми трахиандезитами (рудник Славянка), ряд рудопроявлений меди, мышьяка, сурьмы, марганца, золота.

Среднегорская зона, включая Странджу, характеризуется широким развитием меловой вулканогенно-осадочной толщи и ларамийскими гранитоидами; с андезитовым вулканизмом верхнего мела тесно связаны медноколчеданные месторождения (Радка, Челопеч, Елшица и др.) и эксгальционно-осадочные месторождения марганца (Пожарево, Голяма Раковица и др.), а с ларамейскими гранитоидами — вкрапленные медно-молибденовые месторождения Медет, Асарел и др. В Страндже с юрской вулканогенной толщей связано колчеданное месторождение Граматиково.

В Балканской зоне, объединенной вместе с Краиштидами, с герцинскими гранитоидами связаны скарновые и гидротермальные месторождения магнетитовых и полиметаллических руд, проявления вольфрама и молибдена, меди, мышьяка, золота (Чипровский — Мартиновский рудный район).

На крайнем северо-востоке Болгарии в Варненском и Добруженском районах к основанию олигоцена приурочено осадочное месторождение карбонатных, главным образом марганцевых руд, а в Среднегорской зоне, в районе г. София, разрабатывается телетермальное метасоматическое сидеритовое (с примесью барита, марганца, свинца) месторождение Кремиковци, не имеющее видимой связи с магматизмом (возраст оруденения считается послекюрским, но доверхнемеловым).

Продолжение рудоносных зон Болгарии и особенно Югославии прослеживается на юг, на территории Греции, в Гелленидах. Здесь известны довольно крупные месторождения хромита, залегающие среди гипербазитовых массивов мезозойского возраста. С гранитоидами ларамийского возраста и с более молодыми олигоцен-миоценовыми субвулканическими интрузиями связаны многочисленные нередко крупные месторождения полиметаллических руд (Лаврион), железных руд (Халкидонский полуостров и др.), медноколчеданных руд (Отрис), молибдена (Аконополис), а также небольшие месторождения сурьмы (на островах Хиос, Лесбос и др.) и эпитермальных руд золота (бассейн р. Струмы). Последние контролируются меридиональным Струминским разломом, на северном продолжении которого уже на территории Болгарии мы рекомендуем искать неизвестные пока что здесь эпитермальные месторождения золота.

К северо-северо-востоку от описанных рудоносных территорий Югославии и Болгарии располагаются альпийские структуры Карпат, охватывающие территории Румынии (Трансильвания), частично Венгрии (горы Матра) и Словакии. Здесь господствует субвулканический магматизм мио-плиоценового возраста, представленный экстрюзиями и вулканическими жерлами фельзитов, андезитов, дацитов, трахитов, с которыми очень тесно связана низкотемпературная гидротермальная минерализация — главным образом золото-серебряная (с теллуридами), частью полиметаллическая и ртутно-сурьмяная.

Локально развиты также верхнемеловые — палеогеновые гранитоидные интрузивы и того же возраста субвулканические и эффузивные образования; с первыми связаны сравнительно небольшие железорудные месторождения сидеритовых руд (Рудобанья в Венгрии) и магнетитовых скарновых руд (Банат в Румынии), со вторыми — месторождения медноколчеданных руд (Матрабания в Венгрии).

Основную ценность представляют низкотемпературные месторождения золота, расположенные частью в пределах Словакии (Банска Штьявница,

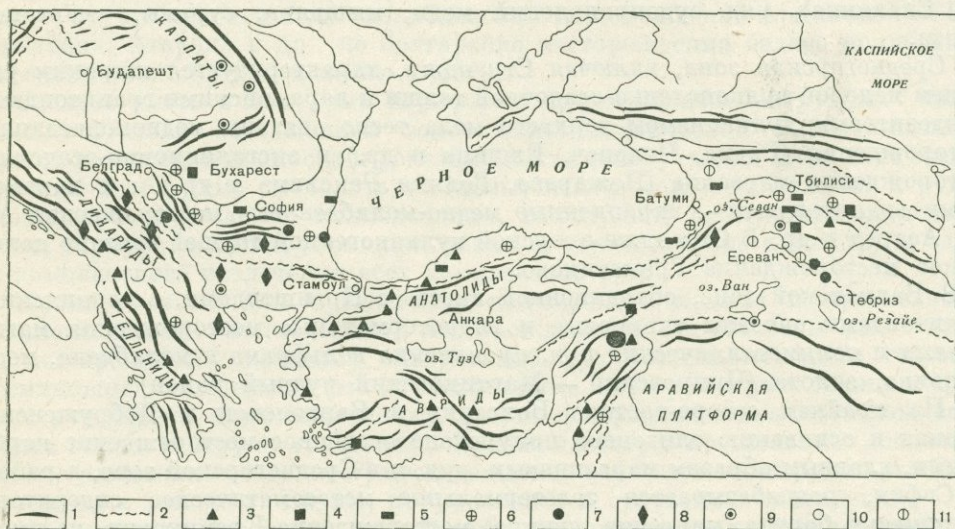


Рис. 20. Структурно-металлогеническая схема Балкан, Анатолии и Кавказа — Закавказья.

1 — главные складки; 2 — главные зоны разлома; 3—11 — главные рудные месторождения; 3 — хромита, 4 — железа, 5 — марганца, 6 — меди, 7 — меди и молибдена, 8 — свинца и цинка, 9 — золота, 10 — сурьмы и ртути, 11 — мышьяка

Кремница, Шемнитца, Злата Ида и др.), а главным образом в Румынии (Трансильвания и Западные Карпаты), где давно эксплуатируются известные месторождения Нагибания, Фельзобания, Бая-Маре, Брад-Златна и др. Второстепенное значение имеют небольшие эпитермальные месторождения сурьмы, ртути, реальгар-аурипигментовых руд, известные в Словакии, Трансильвании и Банате.

Рудоносные структуры Балкан протягиваются в южном — юго-восточном направлении в Малую Азию, где они охватывают о. Кипр, Анатолию, Армянское нагорье, Северный Кавказ — Закавказье, и прослеживаются далее на восток (рис. 20). В Республике Кипр среди серпентинизированных массивов гипербазитов известны значительные месторождения хромита (Тродосский массив), а толще андезитов верхнемелового и палеогенового (?) возраста подчинены линзы и штоки медноколчеданных руд довольно крупных месторождений Скоуриотисса и Мавровуни.

В пределах Малой Азии богаты рудными месторождениями альпийские складчатые структуры Анатолид и Понтид, с одной стороны, и Таврид — с другой, окаймляющие первые с севера, а вторые — с юга жесткие палеозой-

ские срединные массивы Центральной и Восточной Анатолии (Лидийско-Карийский, Ликаонский и другие массивы).

В Анатолидах и Тавридах широко развиты гипербазиты верхнемелового возраста, с которыми связаны очень крупные месторождения хромита (Дагарды, Гулеман и др.).

С ларамийскими движениями связаны внедрения гранитоидных массивов и обусловленные ими месторождения скарновых магнетитовых руд (Диврик), ряд месторождений полиметаллических руд (Бальямаден, Кебанмаден, Гюмюшане и др.). Широко развиты также юрские — меловые вулканогенные толщи и одновозрастные с ними субвулканические малые интрузивы порфириров, альбитофириров, а в ряде районов известны очень молодые миоцен-олигоценные — плиоценовые экструзии фельзитов, дацитов, трахитов.

С субвулканическими малыми интрузивами мелового возраста и частью палеогена связаны довольно крупные эксплуатируемые месторождения медно-колчеданных руд — Эрганимаден, Мургул (Дзансул), Кварцхана и др. В контакте верхнемеловых мергелей и перекрывающих их порфириров расположены эггалационно-осадочные, сравнительно небольшие, но все же промышленные месторождения марганцевых руд — Эрегли, Картла, Кевуль и другие, сходные с такими же месторождениями Болгарии и Закавказских республик.

Из других рудных месторождений Турции заслуживают упоминания месторождения сурьмы (Турхал), ртути (Карабурун), реальгар-аурипигментовых руд (Кагызман), молибдена (Кескинмаден); есть указания о разработке в древности золотого рудника Боздаг (Ширвандаг) в бассейне оз. Ван.

В пределах палеозойских срединных массивов Анатолии сравнительно недавно обнаружены крупные месторождения вольфрамита (в районе Бруссy) и флюорита, проявления урана; имеются также старые данные о разработках оловянных руд. Вероятно, все эти полезные ископаемые (W, Sn, U, флюорит) связаны с процессами активизации срединных массивов.

К северо-востоку и востоку от рудной области Малой Азии уже в пределах СССР расположены богатые металлами провинции Северного Кавказа и Закавказских республик (Азербайджанская ССР, Армянская ССР, Грузинская ССР) и примыкающая к ним с юга область Карадага (в Иране).

Геологическое строение и металлогения этого обширного района изучены детально большим коллективом геологов (Азизбеков, 1961, 1964; Асланян, 1958; Афанасьев, 1958; «Итоги...», 1962; Белоусов, 1939; Варданянц, 1939, 1955; Габриелян, 1959, 1970; Гамкрелидзе, 1957, 1966; Грушевой, 1945; Дзоцеидзе, 1968; Заридзе, Татришвили, 1959; Кашкай, 1956, 1965; Кузнецов, 1951; Мкртчян, 1958; Паффенгольц, 1959; Ренгартен, 1939; Саакян, Лягин, 1944; Смирнов, 1960; Твалчрелидзе, 1961, 1972; Хаин, 1969; Харчук, 1959; Хрущов, 1958; Чичинадзе, 1945; Эфендиев, 1957 и др.).

В течение тридцати лет (1942—1972 гг.) металлогению, главным образом Малого Кавказа, детально изучал автор настоящей работы. Большой и Малый Кавказ представляют собой крупные антиклинории северо-западного — юго-восточного простирания, имеющие каждый свои особенности, поэтому рассматриваются они отдельно.

В пределах Большого Кавказа магматизм и эндогенные рудные процессы, связанные с ними, проявлялись неоднократно, но с различной интенсивностью — в среднем и верхнем палеозое и особенно сильно в мезо-кайнозое.

В каледонский этап образовались три комплекса магматических пород и соответственно сопровождающей их минерализации. С нижнепалеозойскими эффузивами преимущественно основного состава связаны небольшие

колчеданные проявления, с гипербазитами и базитами нижнего палеозоя — проявления хромита (Беденское) и титаномагнетита, с плагиогранитами — пегматиты и аплиты со слабой олово-вольфрамовой и молибденовой минерализацией (Белягидон и др.). Таким образом, каледонский магматизм и минерализация отвечают главным образом ранней, частью поздней стадиям геосинклинального развития.

Значительно полнее и интенсивнее развит герцинский этап, представленный тремя стадиями развития. В раннюю стадию сформировалась мощная среднепалеозойская (девон — нижний карбон) вулканогенная толща порфиров и спилит-кератофиров, вмещающая медноколчеданные и медно-цинковые месторождения Урупское, Худес, Бескес и др. (рис. 21).

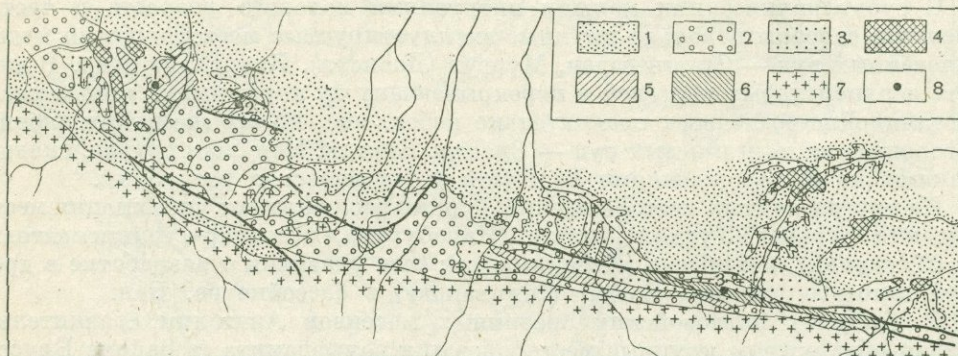


Рис. 21. Схема расположения палеозойских вулканогенных комплексов северо-западной части Большого Кавказа.

1 — мезозойские отложения; 2 — верхнепалеозойские отложения; 3 — докембрийские нижне- и среднепалеозойские отложения; 4 — вулканогенный комплекс нижнего палеозоя; 5 — вулканогенный комплекс нижнего и среднего девона; 6 — вулканогенный комплекс нижнего карбона; 7 — интрузивные породы разного возраста и состава; 8 — колчеданные месторождения (по В. И. Смирнову и Т. Я. Гончаровой, 1960 г.): 1 — Бескесское, 2 — Урупское, 3 — Худесское

Для колчеданных месторождений Большого Кавказа характерны следующие черты: залегание среди вулканогенных толщ среднего палеозоя, прорванных малыми интрузиями альбитофиров, с которыми тесно ассоциируют рудные тела; линзообразная или пластообразная форма рудных тел, рассланцованных так же интенсивно, как и вмещающие их вулканогенные толщи; массивное строение руды, состоящей в основном из пирита и халькопирита с примесью сфалерита, галенита, блеклых руд и других сульфидов; наличие в висячем и лежащем боках рудных тел признаков гидротермального изменения вмещающих пород (серицитизация, хлоритизация, окварцевание). По всем этим признакам колчеданные месторождения Большого Кавказа сходны с колчеданными месторождениями Урала, в особенности Среднего Урала, к которым они близки и по возрасту.

Вопрос генезиса колчеданного типа месторождений вообще и, конечно, Урала и Большого Кавказа в частности, является нерешенным и дискуссионным. По мнению В. И. Смирнова и Т. Я. Гончаровой (1960 г.), это оруденение эксталяционно-осадочного типа, сингенетическое с вмещающими породами; по мнению почти всех других исследователей, оно отнесено к гидротермальным образованиям малых глубин, т. е. эпигенетическое и связано с глубинным оча-

гом вмещающих вулканогенов и малых интрузий альбитофиров; с последними оруденение тесно ассоциирует в пространстве.

Бесспорно, что как и на Урале, колчеданные месторождения Большого Кавказа образовались до проявления главной фазы герцинской складчатости и в то же время они не древнее девона (по определениям М. М. Рубинштейна абсолютный возраст оруденения 324—374 млн. лет). В эту же стадию проявились тигербазиты и базиты с хромитовой минерализацией.

В среднюю стадию внедрились крупные интрузивы гранитов, с которыми тесно ассоциируют месторождения редкометальных пегматитов и отдельные высокотемпературные месторождения и проявления вольфрама, молибдена, олова, мышьяка (арсенопирита), висмута — Кти-Теберда, Чегем и др.

В позднюю стадию внедрились малые гипабиссальные интрузии гранодиорита, гранит-порфира, сиенит-порфира и другие, с глубинным очагом которых связано свинцово-цинковое оруденение месторождений Тызыл, Эльбрус, Чочукулак и др. В целом большого промышленного значения герцинская металлогения не имеет и только Урупское медноколчеданное месторождение представляет значительный интерес.

Киммерийский этап развития Большого Кавказа также представлен тремя стадиями — ранней, средней и поздней.

В раннюю стадию — в нижней и средней юре — образовался вулканогенно-осадочный комплекс спилито-кератофиров с проявлениями колчеданного оруденения; сюда же относятся среднеюрские штоки и дайки диабазов, формирующие известные диабазовые пояса Большого Кавказа. В тесной пространственной и парагенетической связи с диабазами находятся медно-пирротиновые и медно-пирротин-полиметаллические (с примесью кобальта в виде линнеита) месторождения Кахетии в Грузии, Закатальского района в АзССР и Дагестане, среди которых Филлизчайское месторождение в Азербайджане является очень интересным.

В среднюю стадию внедрились гранитоидные интрузии типа Келасурского массива в Абхазии, Эльджуртинского (?) в районе Тырнауза (последний большинством авторов считается третичным). Для Келасурского массива определенно установлен верхнеюрский возраст (массив прорывает породы байоса и перекрыт толщей кимериджа), а определения абсолютного возраста интрузивов района Тырнауза дают противоречивые цифры.

С Келасурским и другими массивами связано главным образом полиметаллическое оруденение, а также рудопроявления молибденита, арсенопирита, касситерита, шеелита и золота. К поздней стадии предположительно относятся малые интрузии диабазов, диоритов, кератофиров Северной Осетии и соседних районов Грузии, где развито полиметаллическое оруденение предкекелловейского возраста (Садон, Згидское, Тхмори и др.).

Альпийский этап развития Большого Кавказа представлен двумя стадиями — поздней и конечной. В позднюю стадию, в палеогене, имеет место внедрение гранитоидных комплексов Нижней Сванетии, Тырнаузского и Теплинского, с которыми связано скарновое молибденит-шеелитовое рудное поле Тырнауза и ряд месторождений арсенопирит-редкометальной высокотемпературной гидротермальной формации с месторождениями арсенопирита (Цанское), касситерита, шеелита и золота (Чорохи, Зесхи и др.).

Конечная постскладчатая стадия представлена внедрением многочисленных малых интрузий липаритов, дацитов, альбитофиров, которые контролируются региональными тектоническими разломами, заложенными частично еще в юре и омоложенными в мио-плиоцене. В тесной пространственной связи

с этими наиболее молодыми малыми интрузиями и вдоль тех же тектонических структур формировались низкотемпературные полиметаллические и редкометалльные рудные формации. Сюда относятся таллийносные полиметаллические месторождения Квайса и др., реальгар-аурипигментовые Лухуми и Кодисдзир, ртутные Ахей, Талахиани, Хпек, Перевальное, Сахалинское и др., антимонит-ферберитовые Зопхито, Ноцара.

Рудоносные магматические комплексы и связанные с ними рудные формации Большого Кавказа сведены в табл. 2.

Малый Кавказ, так же как и Большой Кавказ, представляет собой крупный антиклинорий, вытянутый в северо-западном — юго-восточном направлении, с докембрийскими и палеозойскими комплексами гранитоидов и кристаллических сланцев в ядре и вулканогенно-осадочными толщами юры, мела и палеогена — неогена на крыльях антиклинали.

Каледонский и герцинский циклы магматизма и металлогении на Малом Кавказе представлены очень слабо и устанавливаются только предположительно. Главными циклами магматизма и металлогении здесь являются киммерийский и в особенности альпийский, в течение которых создавались основные богатства области.

В результате обобщения накопленного большим коллективом геологов материала по рудным месторождениям Малого Кавказа, АрмССР и смежных областей ГрузССР и АвССР автором еще в 1943—1944 гг. была предпринята первая попытка выразить этот материал картографически, путем составления металлогенической карты с нанесением месторождений различных рудных формаций на геолого-структурную основу; собранный фактический материал объективно и очень отчетливо выявил первичную поясовую зональность в распределении различных рудных формаций на территории Малого Кавказа в зависимости от геолого-структурных особенностей. Были установлены три взаимно параллельных рудных пояса общекавказского северо-западного — юго-восточного простирания: Сомхето-Карабахский с господством колчеданной формации; складчатой зоны Армении с интенсивным развитием медно-молибденовой формации; Севанский с типичным для него хромитовым оруденением. Каждый из этих поясов прослеживался по простиранию, правда с перерывами, на 300—400 км при ширине в десятки километров.

Последующее детальное и целеустремленное изучение отдельных рудных поясов подтвердило специфику их оруденения и привело к открытию ряда новых месторождений. Удалось также выявить наложение золоторудной минерализации на Севанский хромитовосный пояс и доказать, что специфика оруденения связана с особенностями геологического строения отдельных поясов и обособлением в пространстве минерализации различных этапов развития структур Малого Кавказа.

Эти этапы геологического и металлогенического развития Малого Кавказа представляются в следующем виде.

Киммерийский период представлен ранней и средней стадиями развития. В раннюю стадию, в средней и верхней юре, происходило накопление мощной вулканогенно-осадочной толщи спилито-кератофирового и порфиритового состава с второстепенной ролью туфопесчаников и карбонатных пород и внедрением малых субвулканических интрузий порфиров и альбитофиров.

Среди вулканогенно-осадочной толщи среднеюрского возраста и в тесной пространственной и парагенетической связи с субвулканическими малыми интрузиями альбитофиров и порфиров образовались достаточно известные ме-

сторождения серноколчеданных (Чирагидзор), медноколчеданных (Алаверди, Шамлуг, Кафан, Кедабек и др.), барит-полиметаллических (Ахтала) руд с примесью золота и серебра и ряда рассеянных элементов. Этот комплекс пород и минерализация колчеданного типа обособляются в пределах Сомхето-Карабахского пояса (на территории АрмССР его Алаверди-Кафанского отрезка) и отсутствует в соседних, расположенных южнее, где в течение всей юры имел место геосинклинальный режим.

В среднюю стадию в пологоскладчатые структуры Сомхето-Карабахского пояса внедряются массивы гранодиоритов — кварцевых диоритов верхнеюрского — нижнемелового возраста (Кохб, Цав, Дашкесан и др.), с которыми тесно связаны скарновые месторождения магнетитовых руд (Дашкесан, Цакери-дош, Мисхана, Шишкерт и др.), гидротермальные месторождения кобальта (Дашкесан), проявления меди, полиметаллических руд и барита. Территориально минерализация средней стадии располагается в пределах Сомхето-Карабахского рудного пояса в тех же районах, для которых наиболее типично колчеданное оруденение.

Мезозойский возраст магматизма и оруденения этого пояса подтверждается многочисленными определениями абсолютного возраста интрузивных и околорудноизмененных пород. Так, возраст субвулканических кварцевых плагиопорфиров Алавердского рудного района определен калий-аргоновым методом в 162—165 млн. лет (граница байоса и бата), малых субвулканических интрузий альбитофиров в 141 ± 6 млн. лет, Ахпатской гипабиссальной интрузии плагиогранитов в 142 ± 6 млн. лет (верхняя юра); гранодиориты и кварцевые диориты Кохб-Шнохского массива показали абсолютный возраст 128—133 млн. лет (нижний неом). В то же время определения абсолютного возраста по серицитам околорудноизмененных пород колчеданных месторождений дали цифры 136—155 млн. лет; очевидно, истинными являются здесь минимальные значения, а повышенные цифры обусловлены сохранившимися реликтами вмещающих пород. Таким образом, устанавливается верхнеюрский — неомский возраст колчеданного оруденения, наиболее близкий к возрасту субвулканических малых интрузий альбитофиров, с которыми колчеданные месторождения тесно ассоциируют пространственно и связаны парагенетически (общностью очага).

Время формирования серноколчеданных, медноколчеданных и барит-полиметаллических руд близко одновременно, без существенных перерывов; эти руды отвечают отдельным стадиям минерализации единого рудного процесса («Итоги определения . . .», 1962).

А л ь п и й с к и й п е р и о д представлен ранней, средней и конечной стадиями развития магматизма и минерализации.

Ранняя стадия выражена гипербазитами и габбро Севанского рудного пояса, внедрившимися в верхнемеловое время вдоль глубинного регионального разлома. Среди массивов гипербазитов залегают небольшие месторождения хромита (Шоржа, Джиль, Гей-Дара и др.), известны проявления платины, никеля, асбеста. Было высказано предположение о возможной связи с гипербазитами алмазов и, действительно, первые два десятка мелких кристалликов алмаза найдены в аллювии рек, размывающих дунит-перидотитовые массивы.

К ранней стадии относятся мелкие субвулканические интрузии гранодиорит-порфиров и дацитов, с которыми тесно пространственно и парагенетически связано колчеданное оруденение Болнисского района Грузии (в пределах Сомхето-Карабахского пояса) и Севанского пояса; в Болнисском районе

Рудоносные магматические комплексы и рудные формации Большого Кавказа

Магматический комплекс	Фаза складчатости	Стадия	Возраст	Рудная формация	Месторождения и проявления
Гранитоиды	Каледонская	Поздняя	O—S	Редкометалльные пегматиты с оловом, вольфрамом и молибденом	Белягидон и др.
				Скарновая с железом и вольфрамом (шеедит)	Проявления
Гипербазиты		Ранняя	O—S	Хромитовая	Беденское
Порфириты и спилиткератофиры с дайками альбитофиров	Герцинская	Ранняя	D—C ₁	Колчеданная	Урупское, Бескес, Худес и др.
Граниты (батолиты)		Средняя	C ₂₋₃	Редкометалльные пегматиты	Урух, Чегем, Черек
				Кварц-вольфрамит-молибденитовая	Кти-Теберда
Гранитоиды (малые интрузии)	Поздняя	C ₃ —P	Полиметаллическая	Эльбрус, Тызыл, Чочукулак и др.	

Малые субвулканические интрузии порфиров и диабазов	Климмерийская	Ранняя	$J_1—J_2$	Колчеданная (медно-пирротин-полиметаллический тип)	Филизчай, Белокапское, Артанское и др.
				Баритовая	Кутаисская группа и др.
		Средняя	J_3	Полиметаллическая, редкометальная	Проявления в Абхазии (р-н Келасури)
Малые интрузии керафиров, диоритов		Поздняя	J_3	Полиметаллическая	Садон, Згидское, Тхмори
Гранитоиды	Альпийская	Поздняя	Pg	Скарновая с молибденом и вольфрамом	Тырныауз
				Арсенопирит-редкометальная с оловом, вольфрамом, молибденом и золотом	Цанское, Чорохи, Зесхи и др.
Малые интрузии липаритов, дацитов, альбитофиров		Конечная	$N_1—N_2$	Подметаллическая, антимонит-ферберитовая, реальгар-аурипигментовая, киноварная	Квайса, Зопхито, Ноцара, Лухуми, Кодис-дзири, Ахей, Талахиани, Хпек, Перевальное, Сахалинское

возраст дацитов и оруденения (Маднеули, Цители Сопели) верхнемеловой, в пределах Севанского пояса (месторождения Чибухли, Тандзут) — верхнеэоценовый, по определениям абсолютного возраста калий-аргоновым методом 38—40 млн. лет.

Верхнемеловыми по возрасту и относящимися к ранней стадии альпийского периода являются широко развитые во всех трех Закавказских республиках небольшие эксгальционно-осадочные месторождения марганца (Молладжалинское и Эльворское в АзССР, Саригюх, Севкар, Сваранц в АрмССР, Тетрицхаро и др. в ГрузССР), а также единичные месторождения гематитовых руд (Чатахи в ГрузССР).

Средняя стадия развития выражена внедрением многочисленных интрузивов гранитоидов, представленных десятками массивов с обнаженной эрозией площадью от нескольких квадратных километров до 1000 км² для наиболее крупного из них — Мегринского плутона. Эти интрузивы рвут вулканогенно-осадочные толщи эоцена и частью олигоцена, внедряясь в три главные фазы: габбровую, монцонитовую, гранодиорит-гранитную. Внедрение интрузивов происходило в широком интервале времени от верхнего эоцена для габбровой и монцонитовой фаз (39—40 млн. лет) до олигоцена — миоцена для фазы порфировидных гранитов и гранодиоритов Каджарана (20—22 млн. лет).

С наиболее ранней габбровой фазой связаны концентрации титаномагнетитовых руд (Сваранц, Калакар и др.), выраженные мощными дайками магнетитовых оливинитов в Сваранце и массивами пироксенитов с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением и апатит-магнетитовым штокверком в Калакаре. С фазой монцонитов и граносиенитов связаны небольшие скарновые месторождения магнетитовых руд, проявления шеелитовых руд, медно-молибденовых и полиметаллических руд.

Наиболее интенсивное медно-молибденовое оруденение тяготеет к выходам интрузивных пород третьей, самой молодой фазы порфировидных гранодиоритов — гранитов и выражено среднетемпературной гидротермальной прожилково-вкрапленной минерализацией среди массивов монцонитов и граносиенитов, в меньшей мере кварцеворудными жилами, скарновыми зонами и участками брекчиевидных руд. Среди главных месторождений медно-молибденовых руд следует назвать Каджаран, Агарак, Анкаван и Дастакерт — все четыре в пределах складчатой зоны Армении (Памбак-Зангезурского рудного пояса на территории АрмССР). С медно-молибденоворудными полями тесно связана золото-полиметаллическая минерализация, располагающаяся на периферии рудных полей, в центральных частях которых развиты медно-молибденовые руды (Аткиз-Пхрут на периферии Каджаранского рудного поля, Тей-Личквас между рудными полями Агарак и Джиндара).

Можно говорить о единой медно-молибден-золото-полиметаллической рудной формации, образованной в результате единого рудного процесса, в начальные стадии минерализации которого отлагались медно-молибденовые руды, а в заключительные стадии — золото-полиметаллические.

Со средней стадией развития связаны также многочисленные интрузии верхнеэоценовых гранитоидов в бассейнах рек Мармарик, Арпа и др., с которыми ассоциируют скарновые железорудные месторождения магнетитовых руд высокого качества (Раздан, Ахавнадзор и др.), а также золото-сульфидных (Меградзор, Каялу-Гегарчин) и полиметаллических (Газма, Гююшане и др.) руд.

При полном выпадении на Малом Кавказе поздней стадии развития, выраженной обычно кислыми олово-вольфрамоносными гранитами, здесь интенсивно

проявлена конечная постскладчатая стадия, приуроченная к наиболее поздним (мио-плиоценовым) тектоническим нарушениям, пересекающим различные рудные пояса, или к приоткрывшемуся шву Севанского глубинного разлома.

Магматизм конечной стадии выражен многочисленными мелкими интрузиями умеренно кислых гранитоидов (дацитов, гранодиорит-порфиров и др.), с которыми тесно ассоциирует парагенетически и пространственно низкотемпературная гидротермальная минерализация: Зодское месторождение золото-теллурических руд, реальгар-аурипигментовые месторождения Дарридагское (Джульфа) и Сальварти, ртутные месторождения (Сариландж, Хосров, Советашен и др.), проявления сурьмы и др.

Своеобразно и пока не совсем ясно генетическое положение и возраст двух сравнительно недавно открытых и не полностью изученных месторождений — Тигранабердского медного в пределах Севанского пояса и Абовянского апатит-магнетитового в пределах Памбак-Зангезурского рудного пояса. Предварительно оба месторождения отнесены нами к конечной стадии развития, причем Тигранабердское связывается с очень молодыми структурами и магматизмом, наложенными на верхнемеловую вулканогенно-осадочную толщу, а Абовяское — с не вскрытой эрозией молодой интрузией габброидов или очагом эффузивов (возраст руд Абовянского месторождения по биотиту определен в 7 млн. лет, т. е. соответствует мио-плиоцену).

Рудоносные магматические комплексы и рудные формации Малого Кавказа сведены в табл. 3. Зональность в распределении отдельных типов руд и металлов имеет место внутри каждого рудного пояса, существенно отличаясь, однако, от универсальной схемы, предложенной В. Эммонсом.

В пределах отдельных рудных поясов отмечается и вертикальная, и горизонтальная зональность в расположении типов руд и металлов, специфичных для данного пояса.

Так, для Алаверди-Кафанского колчеданного пояса хорошо выражена вертикальная зональность с зонами (сверху вниз) гипогенного гипса и барита, полиметаллических, медноколчеданных, серноколчеданных руд, которые отвечают отдельным стадиям образования руд единой колчеданной формации. Для Памбак-Зангезурского пояса медно-молибденового оруденения (с подчиненной ролью золото-полиметаллического) четко выделяются две зоны: верхняя — золото-полиметаллическая и нижняя — медно-молибденовая, также отвечающие последовательности стадий развития единой медно-молибден-золото-полиметаллической формации. Для Севанского рудного пояса с типичной для него минерализацией золота в вертикальном разрезе рудных полей выделяются две зоны: верхняя золото-теллуридная и нижняя — золото-сульфидно-арсени-пиритовая.

Довольно четко в ряде случаев выражена и горизонтальная зональность с концентрацией вдоль более ранних структур, обычно в центральной части рудного поля, или вблизи главной рудоподводящей структуры минеральных агрегатов ранних стадий минерализации (медно-молибденовой, серно-, медно-колчеданной), которые сменяются в горизонтальном направлении на периферии тех же рудных полей или вдоль более поздних тектонических структур минеральными агрегатами более поздних стадий минерализации (золото-полиметаллической, барит-полиметаллической, золото-теллуридной).

Однако нигде не наблюдались случаи перехода на глубине медноколчеданной зоны в медно-молибденовую или тем более развития на глубоких горизонтах рудных полей минерализации олова или вольфрама —

Рудоносные магматические комплексы и рудные формации Малого Кавказа

Магматический комплекс	Фаза складчатости	Стадия	Возраст	Рудная формация	Месторождения и проявления
Лейкократовые граниты и кварцевые диориты	Герцинская	Поздняя	?	Медно-гематитовая, полиметаллическая, баритовая; в шлихах установлены золото, касситерит, вольфрамит	Проявления
Малые субвулканические интрузии альбитофиринов и кварцевых порфиров	Киммерийская	Ранняя	J ₂ —J ₃	Колчеданная с полиметаллами, пиритом, баритом	Алаверди, Шамлуг, Ахтала, Кафан, Кедабек, Чирагидзор, Таганлы
Гранитоиды		Средняя	J ₃ —Cg ₁	Скарновая (Fe), полиметаллическая, золото-сульфидная, арсенипирит-кобальтиновая	Дашкесан, Кохб, Шикахох, Воскепар—Качачкут, Мехмана

Гипербазиты	Альпийская	Ранняя	Cr ₂ —Pg ₁	Хромитовая (платиноиды, алмаз)	Шоржа, Гей-Дара
Малые интрузии порфиров		Ранняя	Cr ₂	Кремнисто-марганцевая (экстазиционно-осадочная)	Севкар, Саригюх, Молладжалинское, Эльворское и др.
Гранитоиды, субвулканические порфиры		Средняя и ранняя	Cr ₂ —Pg ₂	Скарновая (Fe), золото-сульфидная, колчеданная, титаномагнетитовая	Раздан, Меградзор, Тандаут, Чибухли, Маднеули, Сваранц
Гранитоиды		Поздняя	Pg ₃ —N ₁	Медно-молибденовая, золото-полиметаллическая	Каджаран, Агарак, Анкаван, Дастакерт, Личквас-Тей, Газма
Малые субвулканические интрузии дацитов, фельзитов, гранитпорфиров, диабазов		Конечная	N ₁ —N ₂	Золото-теллуровая (с серебром, висмутом), киноварная, реальгар-аурипигментовая, апатит-магнетитовая	Зодское, Сариландж, Советашен, Дарридагское, Абовянское

металлов, совершенно не характерных для металлогении описанной области в целом.

Рудные процессы на территории Малого Кавказа развиваются всегда многостадийно, подтверждая основные положения известной пульсационной теории С. С. Смирнова. Минеральные агрегаты отдельных стадий минерализации единого рудного процесса обособляются пространственно или накладываются друг на друга, совмещаясь или давая взаимные пересечения.

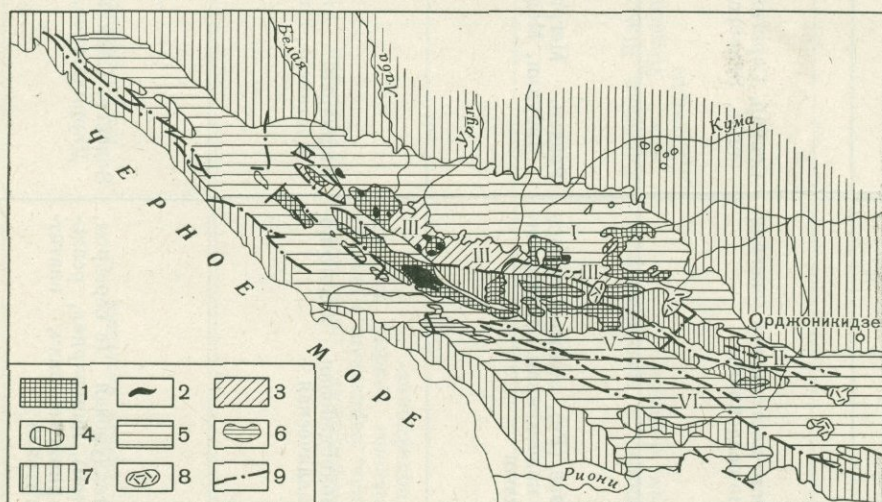


Рис. 22. Схема размещения главных рудных зон Большого Кавказа. По В. И. Смирнову.

1 — каледонский комплекс; 2 — каледонские интрузии; 3 — герцинский комплекс; 4 — герцинские интрузии; 5 — киммерийский комплекс; 6 — киммерийские интрузии; 7 — альпийский комплекс; 8 — четвертичные лавы; 9 — разломы.

Главные рудные зоны: I — зона палеозойских полиметаллических месторождений, II — зона мезозойских полиметаллических месторождений, III — зона палеозойских колчеданных месторождений, IV — зона месторождений редких металлов Главного хребта; V — зона месторождений редких металлов Рачи и Абхазии, VI — зона полиметаллических месторождений Закавказья]

Имеет место определенный порядок выноса элементов из магматического очага, обусловленный рядом факторов: концентрацией элемента в очаге, частичным давлением его летучих соединений, режимом становления и кристаллизации рудоносного интрузива и др. Обычно в районах развития колчеданного оруденения устанавливается такой порядок выноса элементов: S, Cu, Pb—Zn (с Ag, Au), Ba; в районах развития медно-молибденового оруденения: S, Cu, Mo, Pb—Zn (с Ag, Au); в районах золоторудной минерализации: S, As, Pb—Zn, Au—Te—Bi—Ag, Sb, Hg.

Ранний вынос серы обуславливает широкое развитие зон пиритизации (железо заимствуется из темноцветных компонентов вмещающих пород), в контурах которых локально развиваются продуктивные стадии минерализации.

Месторождения различных стадий развития и генетических типов обособлены во времени и в пространстве, они создают структурно-металлогенетические зоны — рудные пояса со своей спецификой минерализации, что подсказывает, где вести целеустремленные поиски определенных генетических типов месторождений и рудных формаций.

Так, в пределах Большого Кавказа выделяются с севера на юг следующие рудные зоны общекавказского простирания (рис. 22):

1. Предкавказская с убогой свинцово-цинковой минерализацией.
2. Передового хребта с колчеданным палеозойским медным оруденением.
3. Главного хребта с полиметаллическим и редкометалльным (W, Mo, As, Hg) оруденением.
4. Южного склона Большого Кавказа с медно-пирротин-полиметаллической и ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализацией.

5. Гагринско-Джавская с барит-полиметаллической, ртутной и редкометалльной минерализацией.

6. Дзирульская с пегматитами и осадочными рудами марганца на периферии интрузивного массива.

В пределах Малого Кавказа также с севера на юг выделяются следующие рудные зоны (рис. 23):

1. Сомхето-Карабахская (в пределах АрмССР Алаверди-Кафанская) с колчеданным и скарновым железорудным оруденением.

2. Севано-Акеринская (Севано-Амасийская) с хромитом и наложенной золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализацией.

3. Памбак-Зангезурская с медно-молибденовым оруденением.

4. Приаракская с телетермальным свинцово-цинковым и реальгар-аурипигментовым оруденением.

Рудные зоны Малого Кавказа и особенно четко Памбак-Зангезурская медно-молибденовая зона протягиваются далее через р. Аракс на юго-юго-восток в горы Карадага (Иран). Здесь известны крупные выходы гранитоидов — продолжение Мегринского плутона, среди массивов которых и в их экзоконтактных зонах развиты скарновые и гидротермальные месторождения медно-молибденовых руд (Мескане, Сюнгюн, Гулан и др.); большое значение имеют стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд (Озбах-Кух, Ангуран и др.); менее развиты полиметаллические месторождения с повышенной ролью золота и серебра, железорудные и шеелитосные скарны; известны также проявления ртутных, реальгар-аурипигментовых и сурьмяных руд. Весь этот комплекс рудных месторождений формировался в связи с магматизмом альпийского цикла от мела — верхнего эоцена — олигоцена до мио-плиоцена.

Большой интерес представляет другой рудный район в центре Ирана, в пустыне Анарек, где с третичными гранитоидами связаны крупные гидротермальные месторождения арсенидов никеля и кобальта, которые сопровождаются сульфидами меди, полиметаллическим оруденением и урановой смолкой. Здесь же известны промышленные месторождения антимонита. Из других рудных месторождений Ирана следует отметить небольшие хромитовые концентрации среди гипербазитов на юго-востоке страны, в Белуджистане, мелкие

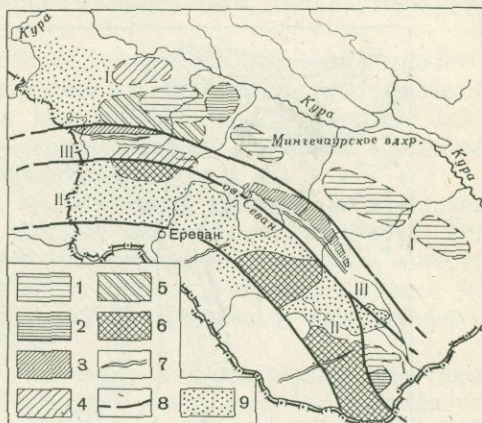


Рис. 23. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа.

Структурно-металлогенические зоны: I — Алаверди-Кафанская, II — Памбак-Зангезурская, III — Севано-Акеринская (Севано-Амасийская). Размещение оруденения в пределах отдельных стадий и металлогенических эпох. Киммерийская эпоха: 1 — колчеданное оруденение (ранняя стадия, $J_1 - J_2$); 2 — железо, золото (средняя стадия, $J_2 - C_1$). Альпийская эпоха: 3 — хромитовое оруденение (ранняя стадия, $C_2 - P_1$); 4 — колчеданное оруденение (ранняя стадия, $C_2 - P_1$); 5 — медь, полиметаллы (средняя стадия, P_2); 6 — медно-молибденовое оруденение (поздняя стадия, $P_2 - N_1$); 7 — золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение (конечная стадия, $N_1 - N_2$); 8 — границы рудных зон; 9 — площади, перекрытые покровами лав $N_2 - Q$.

гидротермальные жильные месторождения кристаллических пирролюзитовых руд среди палеогеновых андезитов (Робаткерим в районе г. Тегеран и др.), а также недостаточно достоверные указания на наличие оловянных руд в Карадаге и в районе хр. Эльбурс.

Из новых открытий следует отметить установление богатого меднорудного пояса в провинции Керман и далее в Юго-Восточном Пакистане, связанном

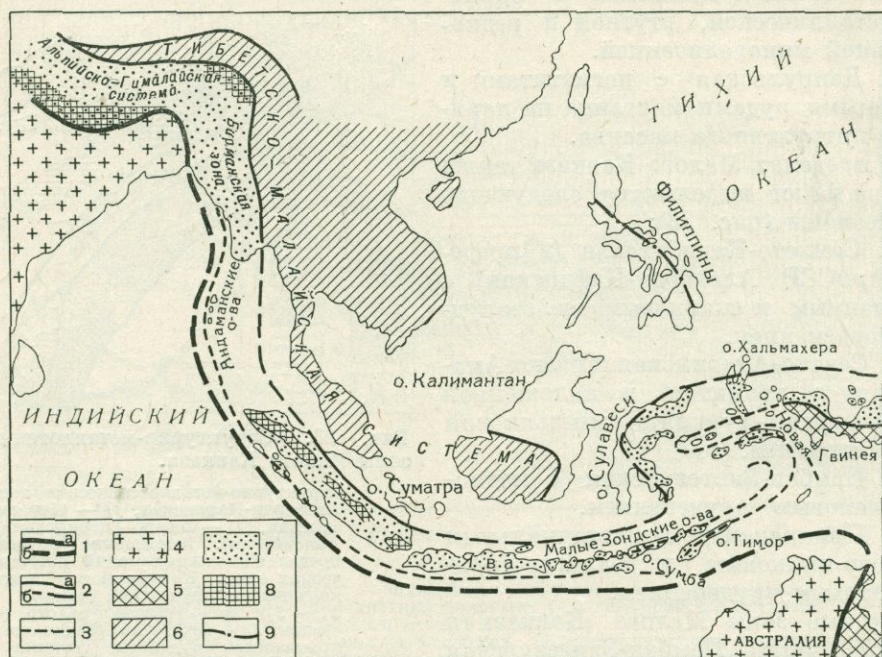


Рис. 24. Тектоническая схема Малайского архипелага. По В. Н. Соболевской (1966 г.).

1 — границы Гондваны (а — установленные, б — предполагаемые); 2 — границы альпийского складчатого пояса (а — установленные, б — предполагаемые); 3 — дуги Банда; 4 — древние кратоны; 5 — эпипалеозойские плиты; 6 — области развития мезозойской складчатости; 7 — области развития альпийской складчатости средиземноморского типа; 8 — палеозойды в альпийской складчатой зоне; 9 — разломы

с монцитовыми интрузиями палеогенового (?) возраста. Далее на восток Средиземноморский альпийский пояс охватывает территории Афганистана и юга Советской Средней Азии (Копетдаг, Памир), горных хребтов Гиндукуш и Гималаи, прослеживаясь на юго-восток в Бирму и Индонезию.

Металлогения территории Афганистана изучена слабо; здесь в связи с палеогеновыми и частью более древними гранитоидами известны скарновые месторождения железных руд, гидротермальные жильные месторождения меди, полиметаллических руд, сурьмы, серебра и золота (в районах Кабула и Кандагара).

В Туркменской ССР, в горах Копетдага с палеогеновыми гранитоидами связаны довольно крупные месторождения барита и виверита, известны проявления сурьмы и ртути; на Памире в генетической связи с мезозойскими и палеогеновыми гранитоидами развиты месторождения полиметаллических руд, золота и пьезокварца.

Очень мало сведений о рудных богатствах хребтов Гиндукуш и Гималаи, где известны относительно небольшие месторождения арсенидов никеля и кобальта (в Непале) и медных руд (в Афганистане, Северной Индии, Бутане). В Северной Бирме, в княжестве Шан, эксплуатируется крупное полиметаллическое месторождение Баудвин, приуроченное к вулканогенной толще нижнепалеозойского возраста; руды здесь массивные, вероятно колчеданного типа, необычно богаты свинцом и цинком и содержат примесь меди, никеля, кобальта, сурьмы, серебра.

Что касается олово-вольфрамоворудных районов Бирмы, они относятся уже к Тихоокеанскому металлогеническому поясу и здесь не рассматриваются.

Довольно богаты металлами острова Индонезии — Суматра, Ява, Сулавеси (Целебес), Калимантан (Борнео), — составляющие крайний восточный фланг Средиземноморского металлогенического пояса (рис. 24).

С молодыми палеогенового возраста гранитоидами связаны многочисленные месторождения медных руд, эпitherмальные месторождения золота (Реджанг-Лебонг на о. Суматра и др.); с гипербазитовыми массивами — месторождения железных руд латеритного типа (с примесью хрома, никеля, кобальта), силикатных никелевых руд на о. Сулавеси (Целебес) и месторождения алмазов о. Калимантан (Борнео).

Некоторый интерес представляют эксталяционно-осадочные пластовые месторождения пиролита на о. Ява (в районе Джокьякарты). Что касается богатых месторождений олова на о-вах Банка и Биллитон, то они представляют продолжение оловянного пояса Малайи и вместе с другими оловоносными районами стран Юго-Восточной Азии рассматриваются как часть Тихоокеанского металлогенического пояса, который сочленяется здесь со Средиземноморским.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961, 502 с.

Азизбеков Ш. А., Магакьян И. Г., Твалчрелидзе Г. А., Харчук Л. П. Металлогения Кавказа. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VII. М., «Недра», 1964, с. 5—47.

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958, с. 332—359.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — «Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петр., минер. и геохим.», 1958, вып. 20, с. 5—135.

Бархатов Б. П. Тектоника Памирского сектора Альпийского складчатого пояса. — «Геотектоника», 1966, № 6, с. 12—20.

Белов А. А. Тектоническое развитие альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский п-ов — Иранское нагорье — Памир). — «Геотектоника», 1967, № 3, с. 19—31.

Белосов В. В., Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. — «Труды ЦНИГРИ», 1938, ч. 1, вып. 108, 98 с.; 1940, ч. 2, вып. 121, 174 с.; 1939, ч. 3, вып. 126, 90 с.

Биро П., Дреж Ж. Средиземноморье. Пер. с фр. Т. I. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 111 с.

Богданов Б. Д. Стадии на минерализация, минерална парагенеза и зоналност в олово-цинковите месторождения от Маданския и Неделинския руден район. Списание на Българского геологическо дружество, год XXII, кн. 2, 1961, с. 133—160.

Варданянц Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1939, № 2, с. 83—92.

Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 4—72.

В ы д р и н В. Н. Геологическое строение свинцово-цинкового месторождения Трещя в Югославии. — «Советская геология», 1958, № 6, с. 157—174.

Г а б р и е л я н А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, 185 с.

Г а б р и е л я н А. А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента Альпийской складчатой области. — «Изв. АН АрмССР. Науки о Земле», 1970, № 3, с. 11—41.

Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. — «Труды ГИН АН ГрузССР. Сер. геол.», вып. 10, 1957, с. 69—98.

Г а м к р е л и д з е П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — «Геотектоника», 1966, № 3, с. 3—14.

Г р у ш е в о й В. Г. Краткий очерк металлогении Закавказья. — «Проблемы советской геологии», 1945, № 10, с. 922—949.

Г у к а с я н Р. Х. Возрастное расчленение интрузивов Мегринского плутона по данным аргонового метода. М., Изд-во АН СССР, 1966, с. 41—50. (Труды XIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формации.)

Д з о ц е н и д з е Г. С., Т в а л ч р е л и д з е Г. А. Сравнительная характеристика магматизма и металлогении Кавказа, Крыма и Карпат. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 8, с. 3—17.

Д и м и т р о в Стр. О развитии магматизма и размещении связанных с ними рудных месторождений Болгарии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 8, с. 3—9.

Е р ш о в А. Д. Рудоносность Верхней Рачи и Сванетии. — «Советская геология», 1940, № 8, с. 24—37.

Е ф р е м о в Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. — «Советская геология», 1941, № 2, с. 27—37.

З а р и д з е Г. М., Т а т р и ш в и л и Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959, 254 с.

К о н к р е т н ы е магматические формации Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 7, с. 3—27. Авт.: Г. Д. Афанасьев, А. М. Борсук, Л. А. Кондаков и др.

Й о в ч е в И. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии. VII конгр. Карпато-Балканской геол. ассоц. София, 1965, 224 с.

К а ш к а й М. А. О генетической связи колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. — «Советская геология», 1956, сб. 50, с. 102—124.

К а ш к а й М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. М., «Недра», 1965, 888 с.

К е т и н И. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). — «Геотектоника», 1966, № 3, с. 61—71.

И т о г и определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов АрмССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 283—303. (Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций.) Авт.: Г. П. Багдассарн, Р. Х. Гукасян, А. М. Асланян и др.

К у з н е ц о в И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. — «Труды ГИН АН СССР. Сер. геол.», 1951, вып. 131, с. 1—116.

М а г а к ъ я н И. Г. Основные черты металлогении Армении. — «Советская геология», 1959, № 7, с. 105—116.

М а г а к ъ я н И. Г. О первичной зональности в расположении отдельных рудных формаций на территории АрмССР. Труды Конф. «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963, с. 114—117.

М е р л и ч Б. В. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье. — «Советская геология», 1958, № 2, с. 73—89.

М е т а л л о г е н и я Азербайджана. Баку, Изд-во АзССР, 1962, 117 с. Авт.: Р. Н. Абдуллаев, Ш. А. Азизбеков, М. А. Кашкай, Г. И. Керимов, М. А. Мустафабеги, И. Н. Ситковский, Э. Ш. Шихалибеги.

М и л а н о в с к и й Е. Е., Х а и н В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 190—356.

М к р т ч я н С. С. Закавказская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958, 287 с.

М у р а т о в М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949, с. 5—510.

Н е т р е б а А. В. О возрасте колчеданного оруденения Северо-Западного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 3, с. 91—103.

О р л о в а Е. В. Минеральные ресурсы Турции. — В сб.: Минеральные ресурсы зарубежных стран, вып. 12. М., Госгеолгиздат, 1949, 76 с.

О с о б е н н о с т и морфологии метасоматических залежей некоторых свинцово-цин-

- ковых месторождений Маданского рудного района. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 4, с. 29—47. Авт.: Р. Д. Доков, А. Г. Попов, Г. И. Георгиев, И. Михайлов.
- Пафенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, 506 с.
- Петрашек В. Э. (младший). Магматизм и металлогения Юго-Восточной Европы. — В сб.: Рудные регенерированные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 212—234.
- Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1939, с. 415—428. (Междунар. геол. конгресс. Т. II, XVII сессия. Проблема тектоники Азии).
- Саакян П. С., Лягин К. И. Основные черты металлогении Центрального Кавказа. М., Госгеолгиздат, 1941, 204 с.
- Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 137—149. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18.)
- Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа: т. 2, Ставрополь, Кн. изд-во, 1960, с. 7—25.
- Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961, 170 с.
- Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961, 344 с.
- Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972, 344 с.
- Тезисы докладов выездной сессии на Кавказе. М., «Наука», 1966, с. 22—61.
- Ушев Антон. Медно-молибденовое месторождение Медет в Народной Республике Болгарии. — «Разведка и охрана недр», 1964, № 4, с. 61—63.
- Фаворская М. А. Неоинтрузии Верхней Сванетии. — «Труды ИГН. Петрограф. сер.», вып. 84, 1947, с. 26—62.
- Хайн В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. — «Советская геология», 1949, сб. 39, с. 29—49.
- Хайн В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», 1968, № 6, с. 3—18; 1969, № 1, с. 3—25, № 2, с. 3—20.
- Харчук Л. П. Размещение эндогенного полиметаллического оруденения на Северном Кавказе. Труды геологии и полезных ископаемых Северного Кавказа, вып. 9, Ставрополь, Кн. изд-во, 1959, 26—41.
- Хрущов Н. А. Тырны-Ауз (скарновое вольфрам-молибденовое месторождение на Северном Кавказе). — «Советская геология», 1958, № 2, с. 51—72.
- Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М., Изд-во АН СССР, 1945, 96 с.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Пер. с англ. — «Геотектоника», 1966, № 1, с. 3—21.
- Щербakov Д. И. Высокотемпературные рудные формации Центрального Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 219—227. (Сборник, посвященный акад. А. Е. Ферману.)
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. Пер. с фр. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 31—47.
- Эфендиев Г. Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. М., Изд-во АН АзССР, 1957, 342 с.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, т. XI, вып. 5, с. 8—39.
- Variand P. Contribution a la minéralogie de L'Iran. Theses présentées a la faculté des sciences de l'univ. de Paris. — «Bull. Soc. franc. Mineral. Crist.», 1963, vol. 76, p. 17—65.
- Bishop W. D. Some new feature of the geology of Cyprus. Congr. Géol. Intern. Algiers. Sect. XV, Fasc. XVII, 1954, p. 13—18.
- Boyardjiew St. Über die Entwicklung des magmatismus in Bulgarien. Acta Geol. Acad. Sc. Hungarica, t. II, (1—3), 1967. S. 95—114.
- Cissarz A. Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien in ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik. Rasprave Zavoda za geoloska istrazivanja, Beograd, 1956, 149 S.
- Diehl E. Beitrag zur Kenntnis der Erzfundstellen Irans Schweiz Miner. und Petrog. Mitt. Bd. 24, H. 1—2, 1944, S. 33—371.
- Йовчев Й. Полезни изкопаеми на НР България. София, «Техника», 1961, Цветни метали, 132 с.

Janković S. Metallogenetic epochs and ore districts in Yugoslavia. Inst. of Mines, Belgrade, 1967, p. 202.

Kovenko V. La métallogénie de l'ancien gîte de pyrite cuivreuse de Küre, du gîte nouvellement trouvé a d'Asiköy et de la zone cotière de la Mer Noire. MTA, senc. 9, sayı 2, 1944, p. 180—211.

Ladame G. Les ressources métallifères de l'Iran. Schweiz. mineral. und petr. mitt. Bd. XXV, 1945, p. 165—298.

Petraschek W. Die alpin-mediterrane Metallogenese. Geologische Rundschau. Bd. 53, Stuttgart, 1963, p. 376—389.

Raguin E. La mine de cuivre de Kosaka (Japon) et le progrès des études sur la métallogénie des gisements métallifères volcanogènes. Chron. mines, Paris, vol. 35, No. 359, 1967, p. 31—35.

Ramović M. Jursko-kredno-paleogene metalogene zone i pojasevi. Geoloski glasnik br. II, Sarajevo, 1966, p. 103—130.

Ramović M. The significance of the geologic time factor in metallogeny and petrology. Bull. of the mineral research and exploration institute of Turkey, No. 67, 1968, p. 23—35.

Schneiderhöhn H. La position génétique des gîtes métallifères post-triasiques de l'Afrique du Nord française. XIXe — Session, Congr. geol. Intern. Sect. XII, fasc. XII, 1954, p. 73—90.

Schumacher F. The Ore Deposits of Yugoslavia and the development of its Mining industry. — «Econ. Geol.», 1954, vol. 49, No. 5, p. 451—492.

Sirel M. A. Die Kupfererzlagerstätte Ergani — Maden in der Turkei. Neues Ib. Abt. A. Bd. 80, Hf. 1, 1952, S. 36—100.

Tromp S. W. Main structural unites of the Anatolien orogenic belt. — «Journ. geol.», 1947, No. 4, p. 362—377.

Williams D. Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain. — «Bull. Inst. Min. and Metallurgy», 1963, vol. 71, No. 5, p. 265—266.

Wilson N. Iran and its Mineral Deposits. Min. Mag., vol. LXXIV, No. 5, 1946, p. 277—289.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Тихоокеанский пояс опоясывает Тихий океан двумя ветвями, из которых одна располагается по восточной окраине материка Азии и окаймляющих его островов, а другая охватывает западные части Северной и Южной Америки, заканчиваясь на юге на земле Грейама, в Антарктиде.

Простирание Тихоокеанского металлогенического пояса близмеридиональное, общее протяжение его превышает 40 тыс. км при средней ширине, колеблющейся от 200 до 2000 км. Пространственно он совпадает с Тихоокеанской геосинклинальной зоной, в пределах которой, как и в пределах Средиземноморского пояса, наиболее интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации происходили в мезо-кайнозой.

Впервые в 1946 г. С. С. Смирнов обосновал концепцию о планетарной структуре — Тихоокеанском рудном поясе (ТРП), состоящем из двух контрастных металлогенических зон — Внешней, существенно оловянной, и Внутренней, существенно медной. Эти различия в металлогении каждой из зон ставились в зависимость от их положения относительно океанической впадины, «почти лишенной силала». В дальнейшем важный вклад в изучение Тихоокеанского рудного пояса внесли геологи М. И. Ицксон, В. С. Кормилицын, Л. И. Красный, В. Т. Матвеев, Н. А. Беляевский, Б. А. Петрушевский, Е. А. Радкевич, Е. К. Устиев, Е. Т. Шаталов, А. Д. Щеглов и др.

В настоящее время в пределах Азиатской ветви Тихоокеанского пояса установлено три типа земной коры (табл. 4): 1) океанический, 2) переходный, 3) континентальный, в то время как в асимметричной ей Американской ветви только два типа коры — океанический и континентальный, — контрастно

Типы кор, металлогенических зон и провинций Тихоокеанского рудного пояса

Тип коры	Металлогеническая зона (по С. С. Смирнову)	Тип металлогенической провинции ТРП (по М. И. Ицкикону и Е. Т. Шаталову)
Океанический Переходный (гетерогенная мозаичная кора) Континентальный	— Внутренняя	— Притихоокеанский
	Внешняя	Окраинно-материковых вулканогенных поясов Подтип 1. В области перехода континентальной коры в океаническую, через промежуточную зону с гетерогенной корой (Восточно-Азиатский вулканогенный пояс). Подтип 2. В области контрастного перехода континентальной коры в океаническую (Западно-Американский вулканогенный пояс). Восточноазиатский (континентальный)

соприкасающиеся друг с другом. В связи с этим для азиатской части ТРП теперь выделяют не две зоны, как это первоначально было сделано С. С. Смирновым, а три зоны и соответственно три типа металлогенических провинций: 1) притихоокеанский, 2) окраинно-материковых вулканогенных поясов, 3) восточноазиатский. При этом притихоокеанский тип отвечает Внутренней зоне, а восточноазиатский — Внешней зоне С. С. Смирнова; для вновь выделенного типа окраинно-материковых вулканогенных поясов подтип 1 по металлогении ближе к Внешней зоне, а подтип 2 — к Внутренней.

При обосновании и выделении Внешней и Внутренней зон ТРП С. С. Смирнов в основном обращался к контрастным элементам — олову и меди. В настоящее время для выделенных трех типов провинций дается более полный перечень характерных для них металлов (табл. 5).

Представления С. С. Смирнова и дальнейшее развитие его идей явились теоретической основой научных прогнозов и способствовали успеху поисковых работ в советском секторе ТРП. Так, в пределах вулканогенного типа металлогенических поясов на основании теоретических прогнозов были обнаружены месторождения медно-молибденовых, медно-полиметаллических, золото-серебряных, ртутных и других руд.

Рассмотрение металлогении ТРП целесообразно произвести отдельно для Азиатской и Американской его ветвей, а внутри каждой из них отдельно для Внешней и Внутренней зон (дополнительно выделив металлогению вулканогенных поясов). Вкратце рассматривается и металлогения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, имеющая свои особенности (господство золото-серебряного и ртутного эпitherмального оруденения), хорошо описанные в работах А. А. Сидорова, Л. Н. Пляшкевича, С. Ф. Лугова и др.

Сравнительная характеристика металлогенических типов провинций Тихоокеанского рудного пояса.

По Б. А. Андрееву, М. И. Ицкикону, Л. И. Красному, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталову

Металлогенические элементы	Тип металлогенической провинции		
	Восточноазиатский (континентальный)	Окраинно-материковых вулканогенных поясов (без разделения на подтипы)	Притихоокеанский
Ведущие	Au (мезотермальные и эпитеpmальные м-ния), Sn, W	Hg } эпитеpmальные Au } Cu, Mo, S	Cu, Cr, Hg
Характерные	B (турмалин), As, Pb, Zn, F, Mo	B, Li (сульфатарные), B (далолит), Pb, Zn, Bi, Al (алунит), F	Pt и платиноиды, S, Au, Ag (эпитеpmальные), Ti, асбест
Подчиненные	Hg, Sb, Cu, Be, Li, Ta, Nb, Fe	Sb, Zn, Cd, Ge, Fe (колчед.), Se, Te, W	Fe, Ba, Ni, Se, Te, Pb, Zn
Слабо представлены	Fe, Co, TR, Bi, In, Cd, Ag, Ba	Be, As	Mo, Sb, Sn, F
Практически отсутствуют	Sr, Pt, Cr, Ti, Ni, Al, P, Se, Te, V, асбест	Sr, Ni, Co, TR, асбест, Ti, Cr, V, Ba, Ta, Nb, P	Sr, B, TR, Be, W, Al, Co, As, Bi, Ta, Nb, In, Cd, P

ВНЕШНЯЯ ЗОНА

Для материковой (Внешней) зоны Азиатской ветви ТРП выделяются следующие крупные области (с севера на юг): Северо-Восток СССР, Забайкалье, Дальний Восток и Юго-Восток Азии.

Северо-Восток СССР охватывает окраинный материковый полуостров Северо-Восточной Азии к востоку от р. Лены в бассейнах рек Яны, Индигирки, Колымы и Анадыря.

Геологическое строение и металлогения Северо-Востока СССР известны главным образом по работам С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова, М. И. Ициксона, Е. К. Устиева, Ю. М. Пушаровского и др. Важнейшее значение в формировании складчатых сооружений, магматизма и металлогении Северо-Востока имела киммерийская орогеническая эпоха, создавшая Верхоянско-Колымскую и Чукотскую складчатые зоны, окаймляющие со всех сторон Колымский жесткий массив. К востоку от них расположен Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, отграничивающий мезозойские структуры Северо-Востока от Камчатско-Корякской альпийской зоны. Киммерийский магматизм на Северо-Востоке начинается с формирования в средне-верхнеюрское время протяженного пояса предбатолитовых даек кварц-альбитовых порфиров и кварц-диоритовых порфиринов, с которыми парагенетически тесно связаны золоторудные поля Верхоянско-Колымского рудного района.

Позднее, в главную фазу киммерийской складчатости, в течение верхней юры — нижнего мела происходило внедрение батолитов и крупных штоков гранитоидов умеренно кислого и кислого состава с абсолютным возрастом 133—148 млн. лет (верхняя юра), а также небольших штоков андезито-дацитов с абс. возрастом 105 млн. лет (нижний мел). С умеренно кислыми гранитоидами обычно связаны небольшого масштаба месторождения молибдена, полиметаллических руд, мышьяка и золота, с кислыми гранитоидами — крупные месторождения оловянных и олово-вольфрамовых руд, образующие протяженные рудные пояса.

Главные оловорудные пояса Северо-Востока — Индигирско-Колымский, Яна-Адычанский, Чаунский и Север-Чукотский — опоясывают в виде полукольца Колымский жесткий массив с юга, запада и севера; С. С. Смирнов (1946) справедливо считал их частями единой громадной оловорудной зоны.

В оловорудных районах развиты главным образом песчанико-сланцевые толщи верхнего триаса и нижней — средней юры, смятые в мелкие крутые складки близмеридионального простирания. Возраст главной складчатости нижний мел, с ней связано внедрение рудоносных гранитоидов. Интрузивы приурочены к разломам северо-восточного, частью северо-западного простирания и образуют цепочки, секущие складчатость. С разломами связаны зоны дробления, к которым приурочено громадное большинство рудных месторождений, располагающихся в экзоконтактовых зонах гранодиоритовых интрузивов.

Наиболее типичны оловоносные песчанико-сланцевые брекчии, обломки которых сцементированы кварцем, турмалином, железистыми хлоритами и пирротинном с подчиненной ролью арсенопирита, сфалерита, халькопирита, касситерита, станнина и др.

Рудные узлы располагаются вокруг гранитоидных массивов, на участках сгущения даек и в пределах роговиковых полей. Минерализация развивается

в несколько стадий, обычно в следующей последовательности: 1) кварц, железистый турмалин; 2) кварц, турмалин (менее железистый), арсенопирит, касситерит, хлорит, а несколько позднее — пирротин, сфалерит, станнин, халькопирит; 3) кварц, кальцит, сидерит, галенит, сульфоантимониты свинца. Отдельные стадии минерализации либо обособляются в пространстве, либо в других случаях совмещены вдоль одних и тех же зон дробления. Как правило, чем сильнее раздроблены породы, тем они сильнее минерализованы.

Месторождения оловянных и олово-вольфрамовых руд Северной Чукотки, расположенные в Певекском, Иультинском, Пыркакайском, Северном и других рудных узлах, относятся к кварц-касситеритовому, касситерит-силикатному и касситерит-сульфидному типам и связаны частью с нижнемеловыми, но главным образом с верхнемеловыми гранитоидами. На Чукотке выделяются пять рудных поясов:

I. Северный с олово-вольфрамовым оруденением в связи с нижнемеловыми гранитоидами иультинского типа (кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы) и касситерит-сульфидными месторождениями в связи с верхнемеловыми гранитоидами.

II. Центральный с золото-молибденовым оруденением, а в западной части пояса еще и с касситерит-силикатными месторождениями в связи с верхнемеловыми гранитоидами.

III. Южный с золото-серебряным и ртутным эпитермальным оруденением, которое связано с палеогеновыми гранитоидами. Второстепенное значение имеют здесь висмутовая и сурьмяная минерализации.

IV. Юго-Восточный с широким развитием древних пород, прорванных гранитоидами палеогенового возраста, к которым приурочено скарновое полиметаллическое оруденение.

V. Северо-Восточный со скарновыми магнетитовыми и полиметаллическими месторождениями, связанными с гранитоидами нижней — средней юры и мела.

Еще С. С. Смирнов (1946) подчеркивал региональное развитие оловоносных поясов Северо-Востока СССР вдоль протяженных на многие сотни километров разломов от Верхоянья — Колымы до Чаун-Чукотки, а также разновременность формирования главной массы золоторудных (до верхней юры) и оловорудных (после верхней юры) месторождений.

Среди оловорудных месторождений им были выдвинуты как наиболее перспективные касситерит-сульфидные месторождения Эге-Хая и Алыс-Хая, грейзеновое месторождение Костер и кварц-касситерит-вольфрамитовые Иультинского, Чаунского и Амгуемского рудных узлов. Среди золоторудных месторождений наиболее перспективные сосредоточены в верхних и средних течениях рек Колымы и Индигирки, а также на Чукотке.

Внутри оловорудных и золоторудных месторождений можно выделить разновозрастные группы. Так, с биотитовыми и аляскитовыми гранитами (138—108 млн. лет) генетически связаны касситерит-кварцевые и касситерит-силикатно-сульфидные (Депутатское и др.) месторождения. На Депутатском месторождении широко развиты дайки кварц-порфиров (абсолютный возраст 102 млн. лет), а оловянное оруденение, тесно связанное с ними, имеет возраст 105—115 млн. лет. На Такалканском месторождении касситерит-кварцевые руды пересечены более молодыми касситерит-сульфидными, возраст которых определен в 89 млн. лет. Для касситерит-сульфидных руд месторождения Эге-Хая возраст установлен по серициту в 67 млн. лет.

На касситерит-сульфидном Иллитасском месторождении гранитоиды расчленены дайками диоритовых порфиритов и керсантитов, абсолютный возраст

которых 93—95 млн. лет; эти дайки, в свою очередь, секутся жилами касситерит-сульфидного состава, имеющими возраст 64 млн. лет. Таким образом, касситерит-сульфидное оруденение во времени значительно оторвано от внедрения гранитоидов и даек и связывается гипотетически с более основными магматическими очагами ниже-среднемелового возраста.

Процесс формирования некоторых оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации, где магматические образования верхнеюрского — ниже- и верхнемелового возраста совмещены пространственно, еще более сложный. Такие долгоживущие подвижные зоны рассматриваются как наиболее благоприятные структуры для образования богатых месторождений олова, благодаря пространственному совмещению разновозрастной оловянной минерализации. Это долгоживущие зоны — Дербек-Нельгехинская, Арганнин-Хайская, Депутатская, Иргычанская и др., где широко развиты магматические породы и минерализация двух отмеченных выше разновозрастных групп.

Четко устанавливается разновозрастность золоторудной минерализации; кроме многочисленных месторождений, связанных с дайковой добатолитовой серией доверхнеюрского возраста, известны золоторудные месторождения ниже- и верхнемелового возраста, а также низкотемпературные золото-серебряные месторождения палеогенового возраста. Для последних характерна приуроченность к разломам позднепалеогенового возраста, вдоль которых формируется Охотско-Чукотский вулканогенный пояс с широким развитием эффузивов и мелких штоков умеренно кислых и субщелочных гранитоидов миоцен-плиоценового возраста.

По данным С. Ф. Лугова (1962), в южных и юго-восточных районах Чукотки широко развиты палеогеновые гранитоиды, возраст которых определен 25—50 млн. лет; с ними тесно связана золото-серебряная и ртутная минерализация. Месторождения залегают среди вулканогенных толщ верхнего мела и главным образом палеогена и представлены эпитермальными прожилково-вкрапленными рудами состава электрум, пираргирит, антимонит, сульфосоли серебра, а из жильных — халцедон, адуляр, карбонаты (Сидоров, 1966). Минерализация такого типа прослеживается в пределах всего Охотско-Чукотского вулканогенного пояса от южной части Чукотки, окаймляет Колымскую платформу с юго-востока и тянется вдоль побережья Охотского моря до низовьев бассейна р. Амура; из наиболее значительных рудопроявлений золота следует отметить Агатовское и сопку Рудную, а для ртути — Раучуанскую и Паляваамскую зоны минерализации.

В. Т. Матвеев особенно подчеркивает линейно-зональное размещение месторождений, зависящее от разрывных нарушений, контролирующих внедрение рудоносных магматических комплексов.

Среди металлогенических зон наиболее интересны зоны, возникшие и оформившиеся в средние и поздние этапы тектоно-магматического развития Яно-Колымской и Чукотской ветвей подвижного пояса. Металлогенические зоны среднего этапа развития представлены в пределах Яно-Колымской ветви очень ярко в виде Яно-Индигино-Колымской зоны золотого оруденения, связанного с предбатолитовыми малыми интрузиями конца средней — начала верхней юры. К этому же этапу относится Аллахюнская золоторудная зона, также связанная с добатолитовой серией даек.

В Чукотской ветви к золотоносным зонам среднего (юрского) этапа ее развития относятся Мало-Анюйская и Ичувеевская, связанные, по-видимому, с добатолитовыми дайками и штоками диоритовых порфиров.

К металлогеническим зонам среднего (позднеюрского) этапа развития относятся также редкометалльные (Sn, W, Mo и др.). Полоусненско-Колымская, Сеймчанская, Таскытабытская и Куларская в Яно-Колымской ветви, связанные с батолитоподобными гранитными интрузивами колымского интрузивного комплекса. В Чаунской ветви к этому же типу зон относятся Ичаткинская, Чаунская и Амгуэмская, связанные с кислыми гранитами.

Металлогенические зоны среднего этапа играют очень важное промышленное значение (Au, Sn, W, также Mo, Co, Pb—Zn и др.). Не менее важное значение имеют металлогенические зоны позднего этапа развития (главным образом верхнемеловые), особенно широко проявленные в Яно-Колымской ветви, где они располагаются вдоль систем разрывных нарушений, контролирующих распределение вулканогенных полей и послескладчатых малых трещинных интрузий гранитоидов.

Из рудных комплексов для зон позднего этапа наиболее типичны касситерит-сульфидный, серебро-свинцово-цинковый (иногда с оловом), медно-вольфрамовый и сурьмяно-ртутный. В пределах Яно-Колымской ветви наиболее известны следующие зоны: Депутатская в хр. Полоусном (месторождения Депутатское, Мирное, Дальнее и другие касситерит-сульфидного типа), Эге-Хайская (месторождения Эге-Хая, Хатонхайское и другие касситерит-сульфидного типа), Нельгехе-Дербекинская (касситерит-сульфидные и полиметаллические месторождения), Уяндинско-Ясачнинская (зона совместного нахождения сурьмяно-ртутного, поли-

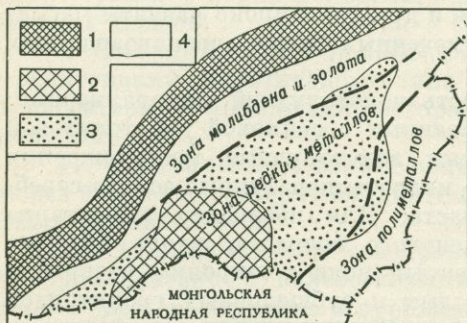


Рис. 25. Схема региональной зональности и размещения рудных месторождений Восточного Забайкалья. По С. С. Смирнову и др.

- 1 — область домезозойской складчатости; 2 — Агинский массив; 3 — центральная часть мезозойской геосинклинали; 4 — краевые части мезозойской геосинклинали

металлического, касситерит-сульфидного и золотого оруденения). Все эти зоны связаны с гранитоидами Омсукчанского интрузивного комплекса верхнемелового возраста.

В Чукотской ветви металлогенические зоны позднего (верхнемелового) этапа представлены Валькумейской с касситерит-сульфидной минерализацией и намечаемой, пока предположительно по шлиховым ореолам, Больше-Ануйской золотоносной зоной. С поздним этапом развития связано и ртутное оруденение Раучуанской зоны, а также сурьмяное мыса Кибера.

Забайкалье по общему характеру металлогении имеет много общих черт с Северо-Восточной областью СССР. Геология и металлогения Забайкалья изучены многими советскими геологами: С. С. Смирновым, О. Д. Левицким, М. М. Тетяевым, В. А. Обручевым, А. Д. Щегловым, В. С. Кормилицыным, Д. И. Горжевским, В. Н. Козеренко, Р. М. Константиновым и др.

Рудная провинция Забайкалья включает Западное и Восточное Забайкалье и часть Прибайкалья — территорию, расположенную к юго-востоку и востоку от оз. Байкал, вплоть до государственной границы с МНР и КНР на юге — юго-востоке (рис. 25).

Забайкальская рудная провинция представляет собой юго-западную часть более обширного рудного региона, охватывающего огромные территории к востоку и северо-востоку от Забайкалья, вплоть до Тихого океана и весь Северо-

Восток СССР; этот металлогенический пояс, впервые выделенный А. Е. Ферсманом под названием Монголо-Охотского, позднее детально описан С. С. Смирновым и другими как северо-западная часть Тихоокеанского мезо-кайнозойского металлогенического пояса.

Забайкалье — это сложно построенный регион полициклического развития с четырьмя разновозрастными складчатыми областями, сменяющими друг друга в следующей последовательности (с северо-запада на юго-восток): байкальская (протерозойская), каледонская, герцинская, киммерийская, каждая со своей спецификой металлогении, связанной с особенностями осадконакопления, тектоники и магматизма. В Байкальской складчатой области, непосредственно примыкающей к Сибирской платформе (Прибайкалье), широко развиты метаморфические толщи протерозойского возраста и докембрийские гранитоиды; с последними связаны многочисленные пегматиты с редкими металлами и мусковитом, а также отдельные скарновые месторождения магнетитовых руд.

Каледонская складчатая область, располагающаяся главным образом в Западном, отчасти в Центральном и Восточном Забайкалье, характеризуется широким развитием вулканогенных и морских осадочных отложений кембрия и ордовика (?), прорванных раннепалеозойскими гранитоидами и гипербазиитами; последние расположены вдоль глубинных каледонских разломов. С вулканогенными толщами нижнего кембрия связано колчеданное свинцово-цинковое месторождение Озерное вулканогенно-осадочного типа.

С каледонскими гранитоидами связаны скарновые (Железный кряж) и небольшие гидротермальные месторождения железных, медных и полиметаллических руд, а с базитами — гипербазиитами — месторождения титаномагнетитовых руд (Кручининское и др.) и проявления хромита.

Герцинская складчатая область также в основном расположена в Западном Забайкалье, где господствуют флишеидные и отчасти вулканогенные отложения девона и нижнего карбона, прорванные многочисленными гранитоидными интрузиями среднепалеозойского возраста. С последними связаны некоторые раннегерцинского возраста месторождения золота (Воскресенское и др.), приуроченные к добазальтовым умеренно кислым малым интрузиям; среднегерцинские олово-вольфрамовые (Шумиловское) и кварц-молибденитовые (Гутай) месторождения, связанные с позднекладчатыми гранитоидами; позднегерцинские вольфрам-молибденовые (без олова) месторождения в связи с трещинными постскладчатыми гранитоидами.

Мезозойские складчатые структуры господствуют на территории Восточного Забайкалья, где широко развиты алюмосиликатные и карбонатные толщи палеозойского возраста, и накладываются на древние структуры Западного и Центрального Забайкалья. Согласно Р. М. Константинову (1966 г.), главная масса рудных месторождений Восточного Забайкалья образовалась в верхней юре и на границе ее с нижним мелом, что доказывается определениями возраста кали-аргоновым методом.

Олово-вольфрамовые месторождения связываются обычно с гранитоидами кукульбейского комплекса, золото-молибденовое оруденение — с интрузиями шахтаминского комплекса, а полиметаллические — с малыми интрузиями, родственными шахтаминским.

Еще С. С. Смирновым (1944) для Восточного Забайкалья было установлено поясовое расположение оруденения с выделением центрального олово-вольфрамового, северо-западного золото-молибденового и юго-восточного полиметаллического поясов. В дальнейшем эта схема была детализирована и уточнена

Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1956 г.), которыми выделено уже семь поясовых зон:

1. Центральная Восточно-Забайкальская синклиналильная зона с кварц-касситеритовыми и кварц-вольфрамитовыми месторождениями (Этыка, Букука, Белуха и др.).

2. Переходная зона с молибден-полиметаллическим оруденением.

3. Северо-Западная синклиналильная зона с оловоносными пегматитами (Завитинское и другие месторождения).

4. Приаргунская юго-восточная краевая зона с свинцово-цинковым оруденением.

5. Область Газимуро-Урюмканских поднятий с полиметаллическими месторождениями сложного состава.

6. Пришилкинская северо-западная краевая зона с золото-молибденовым оруденением.

7. Агинский массив с кварц-вольфрамит-касситеритовыми месторождениями (Шерловая Гора).

Согласно детальным исследованиям М. И. Ициксон и В. С. Кормилицы (1960 г.) также выделяют семь рудных поясов, но они считают, что пояса золото-молибденовой, полиметаллической и флюоритовой минерализации повторяются (парные) и только пояс олово-вольфрамовых месторождений не имеет себе подобного. Пояса, отличающиеся по минерализации, образовались в определенной последовательности: сначала оформился олово-вольфрамовый пояс, затем пояса золото-молибденовых, позднее свинцово-цинковых и, наконец, флюоритовых месторождений.

Олово-вольфрамовый пояс образовался на месте бывшего ниже-среднеюрского прогиба; месторождения связаны генетически с трещинными интрузиями порфиридных лейкократовых гранитов и гранит-порфиров верхнеюрского возраста.

Месторождения золота и молибдена образуют два пояса — Шилка-Олекминский и Аленгуе-Уровский соответственно к северо-западу и юго-востоку от олово-вольфрамового пояса. Минерализация в обоих поясах связана с небольшими штоками гранодиоритов, причем типична тесная ассоциация молибдена и золота (нередко с Pb, Zn, Cu и другими металлами).

Свинцово-цинковые пояса располагаются к юго-востоку (Приаргунский пояс) и северо-западу (Шилкинский пояс) от золото-молибденовых и пространственно связаны с малыми интрузиями и дайками среднего и кислого состава, наиболее тесно с дайками лампрофиров (Кормилицы, 1968) предмелового возраста. Многие свинцово-цинковые месторождения содержат повышенные концентрации мышьяка, золота, олова. Флюоритовые месторождения концентрируются главным образом в северной и южной частях Восточного Забайкалья, где соответственно выделяются Нерча-Хилокский и Заурулюнгуевский пояса флюоритовой минерализации, возникшей на границе верхней юры и нижнего мела в узких депрессиях, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями юрского возраста. Кроме отмеченных двух поясов флюоритовые месторождения (Калангуйское, Солонечное и др.) находятся на территории олово-вольфрамового пояса, где они также тяготеют к депрессиям позднемезозойского возраста.

В более поздний период (верхний мел — палеоген?) усиливается роль эпitherмальной минерализации золота, сурьмы и ртути, которая, однако, связана с процессами активизации и будет рассмотрена отдельно. С процессами активизации юрского периода следует, по-видимому, связывать и главное

вольфрам-молибденовое оруденение Западного Забайкалья и Прибайкалья (Джидинское гюбнеритовое и Первомайское молибденовое рудные поля).

Для Юго-Западного Забайкалья интересные данные о закономерностях распределения месторождений олова приводит Н. И. Тихомиров, а по месторождениям вольфрама — А. Д. Щеглов. Все промышленные месторождения олова расположены в пределах мезозойских антиклинальных структур и тяготеют к глубинным разломам, вдоль которых изливались эффузивы и внедрялись оловоносные гранитоиды. Выделяются два комплекса оловоносных интрузивов: асакан-шумиловский и кукульбейский, близкие по возрасту (J_2) к кварц-касситеритовым и грейзеновым месторождениям, и третий — более молодой гыр-голунский комплекс (J_2 — J_3), с которым связаны касситерит-сульфидные месторождения (Халчеранга, Тарбальджейское и др.).

Для вольфрама А. Д. Щегловым (1966) выделено пять групп месторождений, расположенных в различной тектоно-магматической обстановке и несколько различающихся по возрасту:

1. Золото-шеелитовые жилы с арсенопиритом и стибнитом, связанные со штоками гранодиоритов — кварцевых диоритов верхнепалеозойского, частично послетриасового (но до J_2) возраста. Развита в Зачикойской горной стране и Шилка-Аргунском междуречье.

2. Скарновые месторождения шеелита, часто в ассоциации с магнетитом, в связи с гранитоидными батолитами верхнепалеозойского — до верхнеюрского возраста (Быстринское месторождение в Шилка-Аргунском междуречье).

3. Пегматитовые, грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные кварц-вольфрамитовые жилы, часто с примесью касситерита, связанные с кислыми гранитными батолитами средних (по Ю. А. Билибину) этапов и более поздними штоками гранитоидов послесреднеюрского (но до верхнеюрского) возраста.

4. Вольфрамитовые и вольфрамит-шеелитовые месторождения с обильными сульфидами, но без примеси олова; они связаны с малыми постбатолитовыми интрузиями гранит-порфиров и порфиридных гранитов небольших глубин (месторождения Белуха, Букука, Антонова Гора и др.). Месторождения располагаются на крыльях главных антиклиналей, возраст их послеверхнеюрский, образованы они, очевидно, в поздний этап.

5. Низкотемпературные ферберит-шеелитовые (со стибнитом, киноварью, иногда золотом) месторождения обычно вне видимой связи с интрузиями, иногда в связи с дайками дацитов верхнемелового — палеогенового возраста. Месторождения расположены в пределах Ундинской депрессии среди конгломератов и песчаников мелового возраста и образовались, очевидно, в конечный этап развития. Последовательность формирования месторождений этой группы: золото (балей-тассеевского типа), сурьма и вольфрам (ферберит, реже шеелит в Ново-Ивановском и Барун-Шивеинском месторождениях), ртуть (киноварь).

В более поздних работах А. Д. Щеглов (1966, 1968) связывает низкотемпературную золото-сурьмянно-вольфрам-ртутную минерализацию Забайкалья с процессами активизации.

Дальний Восток. Дальневосточная рудная область охватывает территорию к востоку от Забайкалья вплоть до хр. Сихотэ-Алинь включительно и по типу оруденения имеет много общих черт с Северо-Востоком и Забайкальем. Отличается она от них главным образом альпийским возрастом минерализации при очень скромной роли мезозойской минерализации — решающей для Северо-Востока и Забайкалья.

Геология и металлогения Дальнего Востока изучены большой группой геологов, среди которых следует отметить Н. А. Беляевского, Г. П. Воларовича, И. Ф. Григорьева, Э. П. Изоха, И. М. Ицксона, Л. И. Красного, Е. А. Радкевич, М. Г. Руб, М. А. Фаворскую, Ф. К. Шипулина, А. А. Якжина и др. Согласно

Е. А. Радкевич (1958), складчатая рудоносная область Дальнего Востока (рис. 26) оформилась в основном в конце мезозоя — кайнозое. Здесь выделяются следующие структурные единицы (с запада на восток): Туранский древний массив, Буреинский антиклинорий, Нижне-Амурский прогиб, Ханкайский массив, Даубихинская синклиналильная зона, Сихотэ-Алинский антиклинорий, Сихотэ-Алинский синклинорий, Прибрежное антиклинальное поднятие.

Рудоносны гранитоидные интрузивы, имеющие возраст от протерозойского до палеогенового при резком преобладании последних. В западных частях области металлогения палеозойского и частично мезозойского (?) возраста, в центральных частях — мезозойского с наложенной палеогеновой минерализацией, в восточных частях — в основном палеогенового возраста. Наиболее характерным для всех периодов минерализации металлом является олово при второстепенном и локальном развитии Mo, W, Au, Fe, а также Pb, Zn, Sb, Hg.

В Западной, или Уссури-Ханкайской, зоне известны месторождения железистых кварцитов (Кимканское, Гаринское) и метаморфизованные месторождения

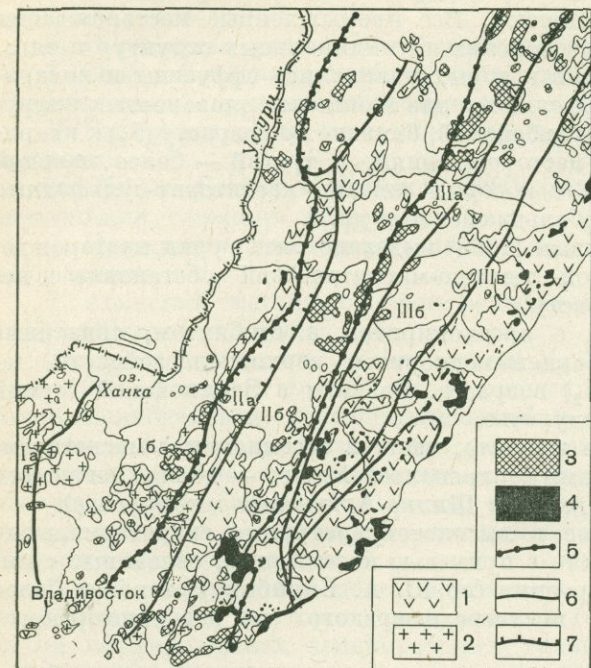


Рис. 26. Схема металлогенического районирования Южного Приморья. По Е. А. Радкевич.

1 — верхнемеловые и третичные эффузивы; 2 — палеозойские граниты; 3 — мезозойские граниты (юрские и верхнемеловые, частично, возможно, третичные); 4 — третичные гранитоиды; 5 — границы разновозрастных рудных поясов; 6 — границы металлогенических зон и подзон; 7 — границы тектонических структур — прогибов и поднятий.

Рудные поясы и металлогенические зоны: I — Западный рудный пояс с палеозойской и наложенной мезозойской минерализацией (Ia — пограничный золотоносный пояс, Ib — область Ханкайского древнего массива с палеозойской редкометалльной минерализацией); II — Центральный рудный пояс с мезозойской и наложенной третичной минерализацией (IIa — Даубихинская оловоносная металлогеническая зона, IIб — Улахинская олово-вольфрам-золоторудная металлогеническая зона); III — Восточный рудный пояс с мезозойской и третичной минерализацией (IIIa — Сидатунская олово-вольфрам-золоторудная подзона, IIIб — Сихотэ-Алинская оловорудная подзона, IIIв — Прибрежная олово-полиметаллическая подзона)

марганцевых руд (Южно-Хинганское), приуроченные к низам кембрия. С нижне-среднепалеозойскими гранитами связаны небольшие месторождения олова (кварц-касситеритовые и грейзеновые с топазом, турмалином, флюоритом) и золота (иногда в ассоциации со стибнитом и шеллитом).

В центральной, или мезозойской, зоне с наложенной палеогеновой минерализацией в рудоносных поздне-мезозойских гранитоидах залегают олово-воль-

фрамовые месторождения, а к постбатолитовым малым интрузиям диоритов приурочено золото, пространственно и во времени обособленное от этого оруденения.

Восточный палеогеновый рудный пояс включает Сихоте-Алинский синклиорий и Прибрежное антиклинальное поднятие. Здесь выделяются следующие рудные подзоны.

1. Сидатунская с олово-вольфрамовым и золотым оруденением в связи с интрузиями верхнемелового и главным образом палеогенового возраста, причем олово-вольфрамовая минерализация связана с гранитами, а золото — с постбатолитовыми малыми интрузиями диоритов.

2. Сихоте-Алинская с сульфидно-касситеритовыми, в том числе касситерит-полиметаллическими месторождениями (без вольфрама и золота).

3. Прибрежная, сложенная вулканогенными толщами и известняками в возрастном интервале от триаса до верхнего мела и палеогена, прорванными гранодиоритами. В известняках залегают скарновые свинцово-цинковые месторождения (Тетюхе и др.), а среди вулканогенных и песчанико-сланцевых месторождений — сульфидно-касситеритовые (олово-полиметаллические) близповерхностные месторождения с деревянистым касситеритом, сходные с боливийскими.

В палеозойском осадочном комплексе в приконтактных с гранитоидами участках образуются железорудные скарны с наложенным оловянным и полиметаллическим оруденением, а среди известняков триаса развиты геденбергит-полиметаллические руды, удаленные от выходов гранитоидов.

Касситерит-сульфидные месторождения весьма разнообразны: среди осадочных пород мезозоя в рудах обильны сульфиды железа и хлорит, а среди верхнемеловых и палеогеновых эффузивов — сульфиды свинца и цинка, деревянистый касситерит, сульфостаннаты, что указывает на близповерхностные условия минералообразования.

Таким образом, металлогения Дальневосточной рудной провинции характеризуется трехкратным проявлением оловорудной минерализации (в палеозое, мезозое, кайнозое). Рудные пояса — Западный, Центральный и Восточный, возраст которых соответственно Pz, Mz, Pg, возникли по мере наращивания континента за счет широкой геосинклинальной зоны, окаймляющей океаническую впадину; с запада на восток возраст металлогенических зон все моложе, но следует учитывать, что палеогеновая металлогения по разрывам распространялась далеко на запад вплоть до Малого Хингана, где известны малые посторогенные интрузии гранитоидов и оловянное оруденение палеогенового возраста (Хинганское и др.).

Оруденение контролируется разрывными нарушениями, которые проходят по границам зон или пересекают их, тем самым несогласно нарушая поясное распределение минерализации. Близмеридиональные разломы глубокого заложения контролируют развитие поясов эффузивных пород, гипабиссальных интрузивов и гипогенной минерализации. Вблизи разломов располагаются касситерит-сульфидные месторождения сложного состава; к наиболее поздним нарушениям приурочены месторождения сурьмы и ртути.

В пределах участков воздымания антиклинальных структур обнажаются крупные массивы гранитоидов и в связи с ними находятся кварц-касситеритовые и оловосодержащие скарновые месторождения; на погружениях шарнира антиклиналей среди песчано-сланцевых толщ развиты касситерит-сульфидные, а среди известняков — геденбергит-полиметаллические месторождения. В верхах разреза среди эффузивов палеогена и верхнего мела размещены

касситерит-полиметаллические близповерхностные месторождения (Синанча и др.).

Наиболее молодые рудоносные интрузии представлены неками неогеновых трахитов, андезитов, порфиров, окруженных ореолами диккит-алунитовых пород, вмещающих низкотемпературную золото-серебряную минерализацию (Белая Гора, Маеми в Усть-Амурском районе и др.) и многочисленные рудопроявления ртути, обычные в пределах всего Сихотэ-Алинского синклинория.

По Н. А. Беляевскому (1955 г.), к Центрально-Сихотэалинскому структурному шву приурочена зона олово-вольфрам-молибденовой минерализации, переходящая к северу в золоторудную зону нижнемелового возраста.

Юго-Восток Азии включает территории южных провинций КНР, Малайзии, стран Индокитайского полуострова, а также восточную часть Бирмы и о-ва Банка и Биллитон (Индонезия).

В металлогеническом отношении это богатейшая олово-вольфрамовая провинция, дающая до 2/3 мировой продукции олова и вольфрама; огромное значение имеют здесь также месторождения сурьмы (дают 1/2 мировой продукции) и крупные концентрации ртути, молибдена, висмута.

Здесь широко развиты осадочные песчанико-сланцевые (отчасти карбонатные) толщи палеозойского и мезозойского возраста, смятые в складки северо-восточного простирания и интродированные гранитоидами яньшаньского (J_3-Cr_1) комплекса, местами более молодыми палеогеновыми гранитоидами. Месторождения оловянных и вольфрамовых руд залегают среди гранитоидных массивов яньшаньского комплекса или в зонах их экзоконтакта, вдоль очень выдержанных тектонических трещин.

Главным генетическим типом месторождений является высокотемпературный гидротермальный или грейзеновый, представленный кварц-вольфрамитовыми или кварц-касситеритовыми жилами и грейзенизированными участками, содержащими часто в подчиненном количестве молибденит, висмутит, берилл, топаз, флюорит и ряд других минералов. Меньшее значение имеют сравнительно более низкотемпературные (мезотермальные) месторождения сульфидно-касситеритовых или сульфидно-вольфрамовых руд, а также скарновые месторождения шеелита или касситерит-станниновых руд.

Кварц-вольфрамитовые жилы, представляющие главный тип вольфрамовых месторождений, с глубиной нередко обогащаются молибденитом, а в верхних горизонтах жил увеличивается роль касситерита, висмутитина и самородного висмута.

Кварц-касситеритовые жилы и оловоносные грейзены являются главным типом оловорудных месторождений, часто они используются как комплексные месторождения: кроме главного металла — олова — здесь добываются сопутствующие вольфрам, бериллий, висмут, молибден. Второстепенное значение имеют сульфидно-касситеритовые месторождения, залегающие среди известняков, как, например, месторождение Беатрис-Майн в округе Кинта в Малайзии, представленное трубообразной залежью тремолит-арсенопирит-касситеритовых руд с сульфидами и боратом магния, ряд сходных месторождений в Южном Китае и др.

Наиболее крупные концентрации вольфрамитовых руд сосредоточены в провинции Цзяньси (КНР), несколько меньшие в Бирме и Таиланде, Малайзии; оловом особенно богаты Малайзия, провинция Юньнань (КНР), о-ва Банка и Биллитон (Индонезия). Следует отметить, что как для вольфрама, так и в особенности для олова большую роль в современной добыче играют

элювиальные и аллювиальные россыпи, связанные с разрушением коренных месторождений (для касситеритовых концентратов не менее 60% мировой добычи, а для вольфрамитовых — 20—25% мировой добычи падает на россыпи юго-восточных районов Азии).

Юго-восточные провинции КНР (Хунань, Гуанси, Юньнань и др.) очень богаты также сурьмой и ртутью. Крупнейшее в мире сурьмяное месторождение Си-Гуань-Шань, дающее ежегодно до 50% мировой продукции сурьмы, а также многочисленные менее крупные месторождения сурьмяно-ртутных руд приурочены к киммерийскому рудному поясу Куэйчжоу, который в близширотном направлении тянется на 700 км.

Оруденение сосредоточено в известняках силура, брекчированных и окремненных, сверху перекрытых экранирующими сланцами. Мощные (более 50 м) пластообразные залежи руд представлены кремнистой брекчией, пронизанной и сцементированной стибнитом в виде сплошных масс и игольчатых кристаллов; на сурьмяное оруденение локально накладывается более позднее — ртутное в виде секущих тонких прожилков кальцита с киноварью и пиритом. Генетически оруденение связывается с гранитоидами верхнеюрского (яньшаньского) или палеогенового (?) возраста.

Довольно крупные месторождения сурьмы, ртути и мышьяка (реальгар-аурипигментовых руд) открыты в провинции Гуанси среди красных глин палеогенового возраста, а также в провинции Юньнань среди отложений триаса. Этот комплекс низкотемпературных гидротермальных сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений связывается с молодыми гранитоидами. К металлогенической провинции Юго-Восточной Азии относится и о. Хайнань (КНР), где обнажается крупный массив яньшаньских гранитов с обильными кварц-касситеритовыми месторождениями.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКИЙ ПОЯС

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, описанный в работах Е. К. Устиева, В. Т. Матвеевко и других, занимает промежуточное положение между Яно-Колымской и Чукотской мезозойскими складчатыми зонами, с одной стороны, и Камчатско-Корякской кайнозойской зоной — с другой. Металлогения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса связана с эффузивами и экструзиями, а также гранитоидными интрузивами предверхнемелового охотского комплекса и более молодыми гранитоидами.

В ассоциации с меловыми эффузивами и экструзивами известны сурьмяно-ртутные проявления (Пламенное, Палайское, Омлеркайское месторождения), эпitherмальные золото-серебряные проявления (сопка Рудная, Агатовское. Отдельное и др.), отдельные месторождения касситерит-станниновых руд (Хетинское, Кандычанское), проявления самородной меди в эпидотизированных андезитах, свинцово-цинковых руд и алунита.

С охотским интрузивным комплексом ассоциируют проявления золота (Охотск, Золотой хребет и др.), высокотемпературные кварц-вольфрамит-молибденитовые жилы, образующие отдельные рудные узлы (Магаданский, Еропольский, Чаантальский, Телекайский и др.); среди гранодиоритовых массивов встречаются единичные жилы с халькопиритом, арсенопиритом, висмутином, шеелитом и др., отдельные мощные жилы магнетита, полиметаллических руд и линзы золотоносного (Au до 4 г/т) пирита.

Для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в целом характерно проявление начального (верхнемеловые эффузивы и экструзивы, вероятно, охотский предсеноманский интрузивный комплекс) и среднего или позднего (верхнемеловой — палеогеновый интрузивный комплекс) этапов развития. В металлогеническом отношении следует подчеркнуть ведущее значение молибдена, вольфрама, свинца и цинка, подчиненное — золота, серебра, ртути, сурьмы, олова и очень небольшую роль железа, меди, мышьяка, алюминия и др. (В. Т. Матвеевко, 1960 г.).

ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА

Параллельно Внешней зоне Азиатской ветви ТРП, к востоку от нее протягивается Внутренняя зона, представленная с севера на юг следующими рудными областями: Камчатско-Корякское нагорье с Курилами и о. Сахалин, Япония, о. Тайвань, Филиппины, Новая Гвинея, Новая Зеландия, о-ва Океании (Новая Каледония, Фиджи и др.).

Камчатско-Корякское нагорье, Курилы и о. Сахалин. Геологическое строение и металлогения этой области рассмотрены в работах [М. В. Богидаевой, Г. М. Власова, М. М. Василевского, Г. П. Вергунова, С. З. Горбачева, Б. Х. Егизарова, В. Т. Матвеевко, И. М. Русакова и др. Формирование этой области происходило в альпийский период (Cr_2 —Pg), к этому же возрасту относится и минерализация.

В ранний этап геосинклинального прогибания накапливалась мощная вулканогенно-осадочная толща верхнего мела и палеогена, среди которой залегают многочисленные месторождения и проявления колчеданных, главным образом медных руд; к этой же толще приурочены концентрации кристаллических марганцевых руд эксгальационно-осадочного и частью низкотемпературного гидротермального генезиса.

Эти типы месторождений (колчеданные медные и эксгальационно-осадочные марганцевые) широко развиты не только на Камчатке, но также на о. Сахалин (п-ов Крильон на юге острова), на Курильских островах и далее прослеживаются в Японии. Среди эффузивов верхнего мела — палеогена Камчатки известны колчеданные медные месторождения и среди них наиболее значительное Кимлинское жильное рудное поле, которое по морфологии и составу руд сходно с месторождением Кафан в АрмССР.

В ряде мест (окрестности г. Петропавловска, обрыв горы Никольской, бухта Наталья и др.) среди вулканогенных и туфо-кремнистых пород верхнего мела известны месторождения кристаллических пиролюзит-псиломелановых руд, аналогичные месторождениям Малого Кавказа, Турции, Болгарии.

К раннему этапу относится внедрение базитов — гипербазитов, которые приурочены к глубинным разломам района Пенжинской губы, Срединного хребта и Восточной Камчатки. Возраст гипербазитов изменяется от нижнего — верхнего мела на западе до верхнеэоценового на востоке; с ними генетически тесно связаны небольшие месторождения хромита, проявления асбеста и металлов группы платины.

Средний этап проявился интенсивно в южной части Срединного Камчатского хребта и в Ганальском хребте, в пределах антиклинория с древними породами в ядре, прорванными умеренно кислыми гранитоидами олигоценмиоценового возраста, с которыми связано медно-молибденовое оруденение (Воровское, Туманное и другие месторождения), близкое к медно-молибденовым месторождениям АрмССР (Каджаран, Агарак, Анкаван и др.).

По данным Г. М. Власова и М. М. Василевского (1959), медно-молибденовые месторождения расположены в неогеновой рудной зоне вторичных кварцитов, приуроченной к глубинному разлому, который проходит в сводовой части Камчатско-Корякского антиклинория. Эта зона тянется вдоль юго-восточных склонов Камчатского и Корякского хребтов более чем на 1000 км. В пределах зоны развиты главным образом вулканогенные толщи палеогена и миоцена, прорванные гранитоидами (гранодиориты, монзониты и др.).

В верховьях рек Лунто и Воровской среди измененных гранодиоритов и гранодиорит-порфиров в зоне шириной около 1 км содержатся вкрапленность халькопирита и тонкие кварц-молибденитовые прожилки. Оруденение контролируется дайками гранодиорит-порфиров, обогащенные участки вытянуты вдоль даек (аналогия с Каджаранским месторождением в АрмССР).

В Срединном Камчатском хребте хорошо выражена вертикальная зональность с зонами минерализации (сверху вниз): самородная сера и киноварь (с примесью As, Sb, Se), золото-сурьмяная, серебро-свинцово-цинковая, медно-молибденовая, что аналогично зональности в неогеновых рудных зонах Японии (Т. Kato, 1940 г.). В зависимости от глубины эрозионного среза и с учетом вертикальной зональности авторы дают прогнозы обнаружения соответствующих типов минерализации.

Конечный этап выражен очень интенсивно в пределах Срединного Камчатского хребта и Корякского нагорья, а также проявлялся, по-видимому, на Сахалине и Курильских островах. В этот этап происходило внедрение малых интрузий и экструзий дацитов, андезитов миоцен-плиоценового возраста, приуроченных к разломам, секущим палеогеновую вулканогенную толщю. С очагом этих малых интрузий связано образование вторичных кварцитов, вмещающих низкотемпературную ртутную, золото-серебряную (Киткойское), мышьяковую (аурипигмент и реальгар) минерализацию.

В пределах Корякского нагорья, по Б. Х. Егизарову и др. (1965), так же как и на Камчатке, широко развиты гипербазиты верхнемелового — эоценового возраста и малые интрузии гранитоидов олигоцен-миоценового возраста. Характер металлогении тот же, что и на Камчатке, рудные зоны которой продолжают в Корякское нагорье, образуя очень протяженный региональный пояс ртутного и золото-серебряного оруденения. Киноварь нередко ассоциирует с антимонитом, реальгаром, аурипигментом в виде участков вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения среди песчаников и сланцев; характерно и золото-серебряное оруденение — коренные проявления и золото в россыпях.

Среди вулканогенно-кремнистых отложений верхнего мела и палеогена залегают медноколчеданные руды и кристаллические браунит-пирролюзит-гематитовые руды (Итчайваемское и другие проявления) эксталяционно-осадочного и гидротермального генезиса. С базитами и гипербазитами связаны месторождения хромита, проявления титаномагнетита, асбеста и металлов группы платины (россыпи бассейна Пенжины и др.).

Наиболее широко сурьмяно-ртутное оруденение проявлено в Корякском антиклинории, где образует полосы наибольшей концентрации — Эничайвеемскую, Найвал-Ванитатскую и Вивниковскую. В пределах сурьмяно-ртутных полей иногда развиваются мышьяковые (реальгаровые с киноварью), серебро-свинцово-цинковые с золотом и баритовые месторождения, пространственно тяготеющие к дайкам и штокам (неккам?) андезита и дацита, с которыми минерализация связана, вероятно, общностью глубинного магматического очага.

По наблюдениям Г. М. Власова, в Срединном хребте Камчатки, т. е. в южной части пояса низкотемпературной ртутно-сурьмяно-мышьяково-золото-серебряной минерализации оруденение локализуется во вторичных кварцитах, образовавшихся по позднеплиоценовым вулканогенным породам в результате воздействия на них сольфатарно-гидротермальных растворов. Учитывая эти данные, возраст низкотемпературной минерализации следует считать позднеплиоценовым и связывать ее с конечным этапом развития области.

Ртутное оруденение Камчатки имеет плиоценовый возраст. Однако есть данные, говорящие о том, что ртутная минерализация продолжается в четвертичном периоде и в некоторых участках отложение киновари происходит в современных условиях (Власов, 1958). Выяснилось, что в Апельельских горячих источниках наблюдается современное отложение киновари. Воды этих источников относятся к азотно-щелочным термам хлоридно-сульфатного типа с температурой до 96°C и повышенной щелочной реакцией ($\text{pH} \geq 8$); они обнаруживают сходство с водами некоторых источников Калифорнии, также отлагающих киноварь в современную эпоху.

Ртутное оруденение Корякско-Камчатской области относится к собственно ртутной опалитовой рудной формации (с присутствием в рудах незначительного количества реальгара, антимонита, пирита, халькопирита, сфалерита) и, вероятно, связано с вулканической деятельностью неогена.

По данным Г. М. Власова, сурьмяно-ртутная и мышьяковая (реальгаровая) минерализация приурочены к той же неогеновой зоне вторичных кварцитов, среди которых располагаются проявления медно-молибденового, свинцово-цинкового, золотого оруденения и месторождения самородной серы. Минерализация происходила на незначительной глубине, но все же несколько глубже, чем формирование приповерхностных месторождений вулканической серы.

Данных по металлогении Курильских островов и о. Сахалин пока мало (Вергунов, 1962); с миоценовыми — нижнеплиоценовыми гранитоидами связаны многочисленные проявления полиметаллических и золотосеребряных руд (на о-вах Кунашир, Парамушир и др.), а также проявления ртути, мышьяка, медноколчеданных руд, признаки молибдена. С четвертичными вулканами связаны месторождения самородной серы. На о. Сахалин к ультраосновным породам мелового возраста приурочены проявления хромита, платины, никеля, а к умеренно кислым гранитоидам палеогена — многочисленные проявления золота и серебра, медноколчеданные, ртутные и сурьмяные проявления.

Завершают геологическое развитие Камчатско-Корякской зоны, Курил и Сахалина излияния позднемиоценовых андезито-базальтов и позднеплиоценовых и четвертичных дацитов и липаритов, накопление больших масс туфолов (игнимбритов) и пемз, деятельность горячих минеральных источников. Площади интенсивного проявления отдельных этапов минерализации обособляются в пространстве, образуя на Камчатке четко выраженные пояса (рис. 27).

Описанная область (Камчатско-Корякское нагорье, Курилы, о. Сахалин) проявляет большое сходство с Малым Кавказом (Магакьян, 1964), и по аналогии с ним представляется перспективной в первую очередь в отношении медно-молибденового, медноколчеданного и золото-серебряного типов месторождений. Ориентировать поиски новых месторождений следует, исходя из тесной связи медноколчеданного оруденения с малыми интрузиями раннего этапа развития (среди эффузивных толщ верхнего мела и палеогена), медно-молибденового оруденения — с миоценовыми гранитоидами среднего этапа развития и, наконец, низкотемпературной золото-серебряной и ртутно-сурь-

мяно-мышьяковой минерализации — с малыми интрузиями и экструзиями андезитов и дацитов миоценового и позднеплиоценового возраста.

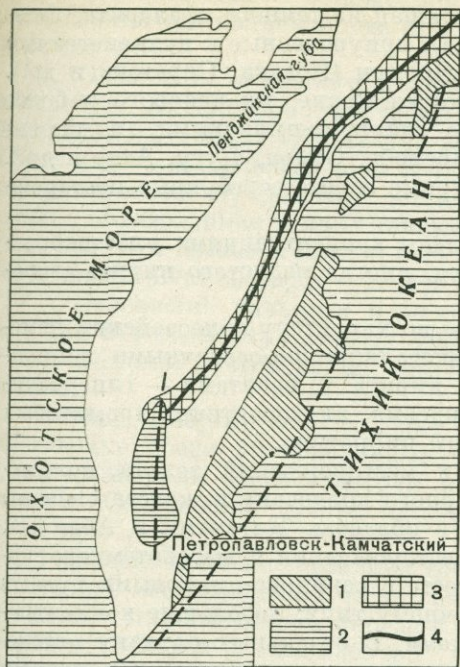


Рис. 27. Этапы развития металлогении Камчатско-Корякской зоны. По Г. М. Власову и И. Г. Магакьяну.

Альпийский период минерализации: 1 — колчеданное (медь), марганцевое и хромитовое оруденение, ранний этап (C₂ — P_g); 2 — медно-молибденовое оруденение, средний этап (O_{1g} — M_{10c}); 3 — низкотемпературная Hg, Au, Ag, Sb, As минерализация, конечный этап (P_{10c}); 4 — главный разлом Срединного хребта

Япония. Геология и металлогения Японской гряды островов (с севера на юг — Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю и др.) известна нам по работам Т. Татсуми, И. Секине, К. Канехира, Т. Ватанабе и др. Для территории Японии выделяются четыре металлогенические эпохи эндогенного оруденения: 1) позднепалеозойская до раннемезозойской, 2) поздне-мезозойская до палеогеновой, 3) неогеновая, 4) четвертичная.

Для первых двух металлогенических эпох характерны высокотемпературные жильные, скарновые, осадочные и метаморфогенные месторождения железа и марганца, а для двух более молодых эпох — низкотемпературные гидротермальные жильные и метасоматические месторождения благородных, цветных и редких металлов (рис. 28).

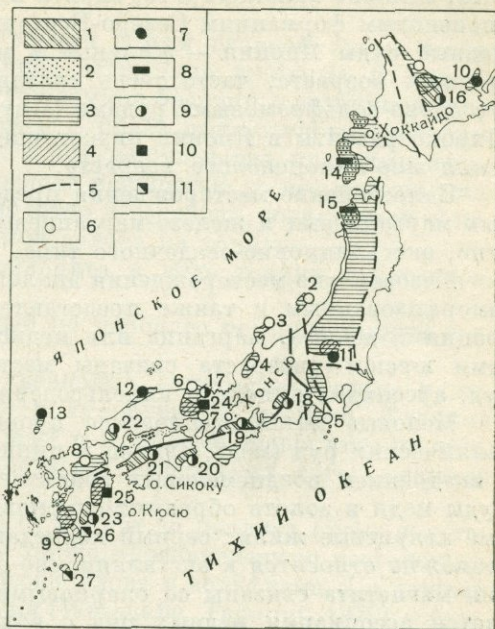


Рис. 28. Главные металлогенические провинции Японии поздне третичного возраста (неоген). По А. Такебатаке.

1 — сурьмяные и ртутные провинции; 2 — марганцевые провинции; 3 — золотые, серебряные, медные, свинцовые, цинковые и железорудные провинции; 4 — оловянные, вольфрамовые и мышьяковые провинции; 5 — предполагаемые разломы; 6—11 — главные месторождения: 6 — золото-серебряные (1 — Китами, 2 — Садо, 3 — Ното, 4 — Огоя, 5 — Идзу, 6 — Тадзима, 7 — Икуно-Акенобе, 8 — Тайо, 9 — Кагосима), 7 — меди, свинца и цинка (10 — Сиретоко, 11 — Асио, 12 — Синдзи, 13 — Цусима); 8 — марганцевые (14 — Юго-Западный Хоккайдо, 15 — Цугару); 9 — ртутно-сурьмяные (16 — Китами, 17 — Накасе, 18 — Сидара, 19 — Ямато, 20 — Восточный Сикоку, 21 — Западный Сикоку, 22 — Сакане, 23 — Миядзаки), 10 — месторождения меди, свинца, цинка, олова, вольфрама, мышьяка (24 — Икуно-Акенобе, 25 — Обира); 11 — олово-вольфрамовые (26 — Кагосима, 27 — Яку)

Для страны в целом очень характерны пластообразные залежи медистого пирита среди кристаллических сланцев (Бесси и др.) и месторождения цветных металлов типа «Куроко» (черная руда, состоящая из темного сфалерита, галенита, а также халькопирита, барита и гипса), приуроченные к вулканогенным миоценовым формациям Северо-Восточной Японии (Козака, Сиретоко и др.). Медные руды Японии — жильные и метасоматические миоценового и более древнего возраста, часто тесно связаны со свинцово-цинковыми, а иногда и с олово-вольфрамовыми рудами (Икуно-Акенобе, Обира, Цугу, Асио и др.). Широко развиты в Японии низкотемпературные золото-серебряные месторождения мио-плиоценового возраста.

Палеозойские месторождения представлены концентрациями пластообразных марганцевых и железо-марганцевых руд, иногда медистого пирита, вероятно, эксгальционно-осадочного типа.

Мезозойские месторождения аналогичны по характеру палеозойским нематаморфизованным и также представлены эксгальционно-осадочными концентрациями железа, марганца или медистого пирита. С базитами — гипербазитами юрского возраста связаны месторождения низкосортных хромитовых руд, арсенидов никеля и никельсодержащего пирротина.

Меловые металлогенические провинции месторождений золота, полиметаллических руд (медь, свинец и цинк), серного колчедана и железа связаны с внедрением поздне меловых гранитоидов в областях Китаками и Абакума. Руды меди и золота образуют скарновые месторождения и высокотемпературные кварцевые жилы; серный колчедан вместе с свинцово-цинковыми рудами возможно относится к эксгальционно-осадочному типу; небольшие концентрации магнетита связаны со скарновыми зонами. В отдельных случаях наблюдается ассоциация медных руд с вольфрамовыми и молибденовыми рудами или минералами кобальта. С более поздними кислыми гранитами верхнемелового и палеогенового возраста связаны высокотемпературные жильные и скарновые месторождения олово-вольфрамовых и молибденовых руд. На о. Хоккайдо с меловыми базитами — гипербазитами связаны концентрации хромита и никельсодержащих пирротиновых руд.

Наиболее интенсивно проявилась на территории Японии неогеновая минерализация, связанная с малыми интрузиями андезитов и риолитов и вулканизмом верхнего миоцена — плиоцена. В эту эпоху образовались многочисленные месторождения золото-серебряных руд, концентрации цветных металлов типа «Куроко», а в некоторых провинциях руды олова, вольфрама, молибдена, марганца, сурьмы и ртути. В месторождениях золото-серебряных руд главными минералами являются самородное золото (обычно его разность электрум), пираргирит, аргентит, самородное серебро, иногда теллуриды золота и серебра, а из жильных минералов — халцедон, кальцит, адуляр. В некоторых месторождениях наблюдаются переходы на глубину в медные и полиметаллические руды с широким развитием энаргита, галенита, иногда с примесью минералов олова и вольфрама (Икуно-Акенобе, Асио и др.).

В 1970 г. автором были осмотрены два эксплуатируемых золото-серебряных месторождения о. Кюсю — Кушикино и Казуга. Рудник Кушикино разрабатывается на протяжении сотен лет и до наших дней считается одним из наиболее продуктивных золото-серебряных месторождений Японии (среднее содержание в рудах: Au 5—6 г/т и Ag 50—60 г/т). Среди вулканогенных пород миоцена залегает до двух десятков рудных жил, прослеженных по простиранию на 2,5 км при мощности до 60 м (для главной жилы I). Простирание жил широтное и северо-восточное, глубина распространения более 400—500 м.

Формирование жил происходило в четыре стадии.

1. Окварцевание с отложением халцедоновидного кварца, адуляра, пирита, серицита и кальцита; эта стадия бедна золотом (до нескольких граммов на тонну Au).

2. Отложение жильного кварца, а вместе с ним главной части золота и серебра. Характерно крустификационное отложение жильных и рудных минералов на стенках трещин или вокруг обломков брекчии с возникновением в этом случае «кольцевых руд» («ring ores»). В рудах присутствуют электрум, пираргит, стефанит, аргентит, тетраэдрит и другие сульфиды, пропитывающие кварц с образованием тонких темных прослоев мощностью до нескольких миллиметров. Эти темные прослои, богатые золотом и серебром, называются «Гингуро» и содержат десятки — сотни граммов золота на тонну.

3. Отложение кальцита и манганокальцита в виде тонких прожилков, секущих агрегаты двух первых стадий.

4. Поздний пустой кварц, отложенный по наиболее поздним тонким трещинкам.

Карьер Казуга разрабатывает штокверковые золото-серебряные руды, залегающие среди окварцованных туфов и туфобрекчий миоцена. Главные рудные минералы здесь электрум и энаргит с примесью люционита, пирита, борнита. Содержание золота местами достигает нескольких сотен граммов на тонну.

С миоценовыми экструзивами состава от дацита до риолита кроме золото-серебряных месторождений тесно связаны также многочисленные месторождения меди, свинца и цинка, иногда с примесью олова и вольфрама. По данным японских геологов Т. Ватанабе и Т. Татсуми (Watanabe, Tatsumi, 1970), сингенетические пластообразные тела сульфидных руд встречаются здесь совместно с эпигенетическими штокверками или метасоматическими образованиями, нередко на одном и том же месторождении.

Минеральные парагенезисы разные: «Куроко», или черные руды (сфалерит, галенит, тетраэдрит, барит), «Око», или желтые руды (халькопирит, пирит), и «Кейко», или кремнистые руды (кварц, пирит, халькопирит). Все месторождения типа «Куроко» тесно связаны с подводным кислым вулканизмом миоцена, представленным куполами лав, вулканическими брекчиями и пирокластическими породами ряда дацит — риолит.

В минерализации геосинклинальной стадии выделяют три типа оруденения: медно-пиритовый, железо-марганцевый, связанные оба с подводным вулканизмом более основного состава (андезито-дациты), и медно-полиметаллический, связанный с кислым вулканизмом (риолиты). В древних геосинклиналях обычно эти три типа разобщены, но в рудах миоценовых месторождений они телескопированы в виде ассоциации Кейко, Риукако и Око (медно-пиритовая ассоциация), Куроко (медно-свинцово-цинковая ассоциация) и Тетсусекийей (железо-марганцевая ассоциация).

Золото-серебряные месторождения Японии (Кушикино, Казуга и др.) по типу сходны с эпитермальными месторождениями Балей-Тассеево, Белая Гора и Зодское в СССР, а месторождения типа «Куроко» являются молодыми аналогами колчеданных и железо-марганцевых месторождений Урала и Кавказа — Закавказья.

С кислыми гранитными интрузивами миоцена (абс. возраст гранитов 11—13 млн. лет) связаны жильные вольфрамит-касситеритовые месторождения с совмещенной медной минерализацией; это случай телескопирования двух стадий минерализации — медной и олово-вольфрамовой — и совместного

нахождения металлов антагонистов — меди и олова (рудная провинция Икуно-Акенобе).

Миоценовая металлогеническая эпоха характеризуется также минерализацией сурьмы и ртути (провинции Китами на о. Хоккайдо, Ямато и Сидара на о. Хонсю, Восточный и Западный Сикоку, Миядзаки на о. Кюсю). Сурьмяно-ртутная минерализация нередко сопровождается золотом. К миоценовой эпохе относятся концентрации марганцевых руд — жильные (родохрозит-алабандиновые руды) и пластовые сингенетические пиролозит-псиломелановые, связанные с подводным вулканизмом и горячими минеральными источниками.

Минерализация четвертичного периода, связанная с деятельностью вулканов, изливавших андезиты и базальты, выражена эксгаляционными месторождениями самородной серы и отложением лимонита. Все месторождения самородной серы от плейстоценового до современного возраста содержат различные количества пирита и других сульфидов. По условиям образования выделяются продукты сублимации, потоки расплавленной серы, скопления в озерных осадках, вкрапленность в месторождениях замещения. Главным источником серы являются месторождения замещения.

Концентрации лимонитовых руд частью связаны с окислением сульфидов серных месторождений, а главным образом с отложением гидроокислов железа из вод горячих минеральных источников.

Остров Тайвань (Формоза), в административном отношении составляющий часть КНР, по характеру металлогении относится к внутренней части Тихоокеанского пояса и имеет черты сходства с Японией. Здесь среди вулканогенно-осадочных толщ миоцена залегают медноколчеданные месторождения, представляющие экономический интерес. Формирование медно-серноколчеданных месторождений происходит и в современную эпоху, будучи тесно связанным с деятельностью фумарол и горячих минеральных источников (Ho, Lee, 1963).

Вторым широко распространенным и промышленным типом оруденения являются низкотемпературные гидротермальные золото-серебряные месторождения, сходные по условиям образования с японскими.

Филиппины представляют собой обширный архипелаг островов, вытянутый в меридиональном направлении и составляющий часть внутренней зоны Тихоокеанского пояса. По характеру металлогении Филиппины проявляют большое сходство с Японией и о. Тайвань.

Главными типами рудных месторождений, связанных с палеогеновыми интрузиями гранитоидов, являются медноколчеданные и низкотемпературные золото-серебряные. Линзы и жилы богатых медных (халькопирит-энергитовых) руд разрабатываются на о. Лусон в районе Паракале, где известны рудники Лепанто и Хексбар; медные месторождения известны также на о-вах Паней, Минданао и др. Золото-серебряные низкотемпературные гидротермальные месторождения разрабатываются в районах Бангед и Паракале на о. Лусон и на многих других островах архипелага (Минданао, Камаринес, Масбат и др.). Наиболее известны месторождения Балаток, Антомок, Акупан; последнее только за период 1929—1966 гг. дало более 100 т золота.

Очень большое экономическое значение имеют для Филиппин многочисленные и нередко достаточно крупные месторождения хромита и железных руд (с примесью никеля и кобальта), связанные с гипербазитовыми массивами мезо-кайнозойского возраста.

Крупнейшие месторождения хромита находятся в районе Масинлок (провинция Самбалес, о. Минданао). Железные руды типа железистых латеритов с отдельными участками, обогащенными гидросиликатами никеля и кобальтом

(асболаном), образуют крупные концентрации в месторождениях о-вов Минданао и Лусон. Характерны для Филиппин многочисленные, обычно небольшие месторождения пироклюзит-псиломелановых кристаллических руд, образующих линзы или жилы среди вулканогенно-осадочных пород палеогенового возраста. По условиям образования они относятся к эксгальационно-осадочным и частью гидротермальным низкотемпературным. Наиболее известны и разрабатываются месторождения о-вов Бусуанг и Корон.

Из месторождений других полезных ископаемых известны отдельные концентрации полиметаллических руд, молибдена, а также проявления металлов группы платины (последние связаны с гипербазитами). На о. Негрос имеется месторождение вулканической серы.

Новая Гвинея и соседние острова (Новая Британия, Новая Ирландия, Бугенвиль, Соломоновы острова и др.) характеризуются развитием вулканогенно-осадочных толщ, прорванных мио-плиоценовыми кварцевыми диоритами и интрузивными дацитами и порфирами, пропилитизированными в пределах рудных полей (Маспамага, 1968).

Среди массивов кварцевых диоритов развита интенсивная прожилково-вкрапленная медно-молибденовая минерализация типа «porphyry copper» (Пангуна на о. Бугенвиль и др.). С дацитами и порфирами пространственно тесно связана низкотемпературная золото-серебряная минерализация. С гипербазитами связаны проявления хромита и минералов группы платины (самородная платина и осмистый иридий в россыпях).

Новая Зеландия представляет собой территорию, где с одной стороны широко развиты мезо-кайнозойские интрузии гипербазитов (обычно серпентинизированных), а с другой — мио-плиоценовые малые интрузии гранитоидов и четвертичные вулканические аппараты, с которыми связаны многочисленные горячие минеральные источники и сольфатары.

К гипербазитам приурочены проявления хромита, металлов группы платины и асбеста, не имеющие большого экономического значения. Довольно интенсивно разрабатываются низкотемпературные гидротермальные золото-серебряные и ртутные месторождения, связанные с миоплиоценовыми интрузивными дацитами и андезитами.

В районе Пухи-Пухи (Северный остров) вокруг выходов современных минеральных источников и сольфатар происходит отложение золото-серебряных и ртутных руд. Из месторождений других полезных ископаемых можно отметить концентрации самородной серы вулканического происхождения и небольшие месторождения марганцевых руд эксгальационно-осадочного генезиса.

Новая Каледония и о-ва Фиджи. Значительная часть о. Новая Каледония сложена массивами гипербазитов, с которыми тесно связаны месторождения хромита и крупные концентрации железистых латеритов, гидросиликатных (гарньеритовых) руд никеля и кобальтовых руд (асболана). Меньшее значение имеют сравнительно не крупные месторождения цветных металлов и золото-серебряных руд, связанные с гранитоидными интрузиями.

На о-вах Фиджи широко развиты мио-плиоценовые экстрезивы и небольшие интрузии дацитов и андезито-дацитов, с которыми тесно ассоциируют низкотемпературные золото-серебряные (с теллуридами) месторождения (Ватукула и др.).

Таким образом, на всем протяжении Внутренней зоны Тихоокеанского пояса (Камчатско-Корякское нагорье, Япония, Тайвань, Филиппины, Новая

Гвинея, Новая Зеландия, Новая Каледония и о-ва Фиджи) характерна однотипная металлогения: господство медноколчеданных и низкотемпературных гидротермальных месторождений золото-серебряных руд, большая роль месторождений хромита, латеритных руд железа, гидросиликатных никеля с асбланом, наличие эксталяционно-осадочных руд марганца. Меньшее значение имеют и развиты локально медно-молибденовые руды типа «porphyry copper», месторождения ртути, сурьмы и мышьяка (реальгара и аурипигмента), при почти полном отсутствии во всей зоне олово-вольфрамовых руд, характерных для Внешней зоны Тихоокеанского пояса.

АМЕРИКАНСКАЯ ВЕТВЬ ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Западная, Американская, ветвь Тихоокеанского пояса рассматривается так же, как и Азиатская ветвь, с севера на юг в последовательности: Аляска, Британская Колумбия (в Канаде), Западные штаты США, Мексика, Центральная Америка, Антильские острова, Венесуэла, Колумбия, Перу, Боливия, Аргентина, Чили. Для Американской ветви характерно интенсивное развитие внутренней зоны, примыкающей к Тихоокеанскому побережью обеих Америк, в то время как Внешняя зона хорошо представлена лишь в Боливии и Северо-Западной Аргентине, где она примыкает к Бразильскому щиту и весьма слабо и локально проявлена на Аляске, в Британской Колумбии, Западных штатах США и Мексике на участках, примыкающих к Канадскому щиту.

Геология и основные черты металлогении Американской ветви Тихоокеанского пояса известны нам по сводным работам В. Гарфиаса и Т. Чапина (1956), Г. Герта (1959), Б. Х. Егiazарова (1969), С. Е. Колотухиной и др. (1968 г.), Г. Штилле (1964), Ф. Альфелда (Alfeld, 1957, 1967,) К. Ф. Руица (Ruiz, 1962), В. К. Штоль (Stoll, 1964, 1965), А. Шнейдер-Щербина (Schneider-Scherbina, 1963).

Как указывал С. С. Смирнов (1946), Американская ветвь ТРП асимметрична Азиатской и переход Американского материка к океанической платформе принципиально отличен. Здесь полностью отсутствует переходный блок, и континентальная кора контрастно соприкасается с океанической корой.

Таким образом, в отличие от Азиатской ветви ТРП в Американской представлены только два типа коры. В Америке только один Кордильеро-Андский вулканогенный пояс по типу магматизма и металлогении сходен с внутренней (островной) зоной Азиатского вулканогенного пояса андезитовой линии. Именно с этим поясом связаны имеющие мировое значение месторождения медных, молибденовых, золото-серебряных и полиметаллических руд Британской Колумбии, Западных штатов США, Мексики, Перу, Чили и других стран.

Аляска. По П. Б. Кингу (King, 1966), на территории Аляски выделяются три тектонические области.

1. Область платформенных отложений на мезозойском фундаменте (прибрежная низменность Северного Ледовитого океана и арктические острова Канады).

2. Кордильерский складчатый пояс в основном мезозойского возраста (западная часть Северной Америки).

3. Тихоокеанский складчатый пояс в основном кайнозойского возраста (западное побережье Северной Америки).

Интрузивный магматизм интенсивно проявился в верхнеюрское — нижнемеловое время (внедрение гипербазитов и базитов, а несколько позднее — умеренно кислых гранитоидов), а также в верхнемеловое — палеогеновое

время (внедрение гранитоидов). С гипербазитами связаны многочисленные, но не крупные месторождения хромита и проявления платины (платина встречается в россыпях, из которых добывается в значительном количестве); с умеренно кислыми гранитоидами тесно связаны месторождения золота, медных и полиметаллических руд, молибдена. На п-ове Сьюард известны небольшие месторождения сульфидно-касситеритовых руд, а в шлихах из аллювия рек Центральной Аляски установлен касситерит; однако роль олова в металлогении Аляски в целом мала и не идет ни в какое сравнение с богатыми оловорудными районами Чукотки, Яно-Индибирского и Колымского районов Азиатской ветви ТРП.

Британская Колумбия. Кордильеры в пределах Канады включают Британскую Колумбию и Юкон, часть провинций Альберта и Северных территорий. Обычно принято делить Кордильеры на Западные и Восточные, граница между которыми проходит по рву Скалистых гор. К западу от Скалистых гор в Британской Колумбии и Юконе развиты батолиты гранитоидов — Береговой, Нельсон, Касиар-Оминеска, с которыми тесно связаны почти все месторождения металлов; в Восточных Кордильерах роль магматизма невелика и минерализация значительно слабее. Интрузии гранитоидов начали формироваться в триасе, но большая часть их имеет позднемезозойский возраст (J_3 — Cr_1 и Cr_2), а некоторые внедрились в палеогеновый период. По А. Жангу, гранитоиды представлены главным образом гранодиоритами и кварцевыми диоритами при подчиненной роли более кислых и более основных разновидностей.

Главные тектонические структуры Кордильер имеют здесь близмеридиональное — северо-западное простирание и в этом же направлении вытянуты в виде узких полос главные гранитоидные батолиты — Береговой и Касиар-Оминеска. Оруденение тесно связано с батолитами гранитоидов или их сателлитами, штоками, причем месторождения располагаются вокруг выходов интрузивов. По типу три четверти всех месторождений относятся к жильному и штокверковому типам, одна четверть — к метасоматическому; в связи с более крупным масштабом последних роль их в добыче несколько выше, чем жильных, но уступает штокверковым.

По промышленному значению (ценности) добываемые металлы могут быть представлены в виде ряда: Pb, Cu, Au, Zn, Ag; кроме этих главных пяти металлов добываются также в значительных количествах Mo, Hg, Cd, In, Sb, Sn, Bi, W, Pt, As, причем значительная часть их извлекается в качестве побочных продуктов.

Предлагается нижеследующая классификация рудных месторождений западных провинций Канадских Кордильер.

1. Золото-кварцевые жилы с свободным золотом или золотом, связанным с сульфидами и теллуридами (месторождения Бридж-Ривер, Карибу, Цебалос, Шипкрик).

2. Сложного состава сульфидные жилы, разрабатываемые главным образом на серебро с подтипами: золото-серебряные, медно-серебряные, свинцово-цинковые, серебряные (месторождения районов Слокан и Бевердел).

3. Кварц-шеелитовые и кварц-вольфрамитовые жилы (рудник Ред Роз).

4. Кварц-молибденитовые жилы и штокверки (Эндак и др.).

5. Метасоматические месторождения золота в ассоциации с арсенопиритом, пиритом, пирротинном (Хедлей Майн).

6. Метасоматические золото-медные месторождения с пирротин-халькопиритовыми рудами, из которых извлекают золото, медь и серебро.

7. **Метасоматические медные с небольшой примесью золота.** Руды состава пирит — пирротин — халькопирит — борнит, из которых извлекают медь и попутно немного золота и серебра (месторождения Британия-Майн, Кошпер-Маунтин, Аниокс, Феникс. Из руд месторождения Британия извлекается кроме отмеченных металлов еще и цинк).

8. **Метасоматические серебряно-свинцово-цинковые месторождения с рудами сложного состава:** галенит, сфалерит (марматит), пирит, пирротин, арсенипирит, магнетит, касситерит. Из руд кроме свинца и цинка попутно извлекают серебро, олово, кадмий, индий, висмут (рудник Сулливан).

Дополнительно к этим восьми главным типам можно добавить месторождения ртути (Пинчи-Лейк, Благорн, Такла и др.), никеля (Пасифик Никельмайн с пирротин-пентландитовыми рудами среди гипербазитов), железа (скарновые магнетитовые), хрома (хромит среди гипербазитов), вольфрама (скарновые с шеелитом и кварц-вольфрамитовые жильные), ванадия (осадочного типа в сланцах). В россыпях концентрируются золото, платина (Клондайк), изредка касситерит и вольфрамит (Юкон).

В восточных провинциях Кордильер разрабатываются единичные месторождения: Пайн-Пойнт-Майн, Монарх и Кикинг-Хорс (телетермальные свинцово-цинковые месторождения среди доломитов).

К западу от Скалистых гор выделена провинция олово-вольфрам-молибден-бериллиевых руд грейзенового типа, который характерен для Внешней зоны ТРП.

В 1943 г. было открыто оловянное месторождение Дэблин-Гэлч (с турмалин-хлорит-касситерит-сульфидными рудами) у восточной окраины Британской Колумбии, где намечается, по-видимому, слабо выраженная Внешняя зона ТРП.

Западные штаты США. В орографическом отношении Западные штаты США представлены двумя меридиональными хребтами: Береговым и Скалистыми гор, являющимися частью Северо-Американских Кордильер. Металлогения этой области связана с внедрением нижнемеловых гипербазитов, с которыми ассоциируют небольшие месторождения хромита и проявления платины и алмаза (в россыпях) и гранитоидных интрузий, внедрение которых происходило от верхнего мела — палеогена до мио-плиоцена.

С гранитоидами связаны два интенсивных периода минерализации.

1. **Верхнемеловой — палеогеновый** в Скалистых горах, связанный с внедрением батолитов Боулдер и Айдахо гранодиорит-кварц-диоритового состава. С ними связаны крупные месторождения меди (Бьютт), полиметаллических руд (Ледвилл, Тинтик и др.), золота (Материнская жила, Грасс-Валли и др.), шеелитоносных скарнов (Пайн-Крик), а также некоторые месторождения сурьмы и урана (Джиллин, первичное оруденение Колорадского плато?).

2. **Неогеновый** в Береговом хребте, а также вдоль молодых разломов, наложенных на области проявления первого периода минерализации. Интрузии и экструзии представлены здесь гранодиорит-порфирами, монзонит-порфирами, риолитами, андезитами мио-плиоценового возраста. С ними связаны крупные месторождения молибдена (Клаймакс), медно-молибденовых руд (Бингем, Майами, Чино и др.), золото-серебряных руд (Комсток, Голдфилд, Крипл-Крик и др.), ртути (Нью-Альмаден, Нью-Идрия), сурьяно-вольфрамовых руд (Боулдер, Атолия), урана (Мэрисвилл, где возраст оруденения 10 млн. лет) и др.

Для некоторых месторождений ртути и вольфрама, тесно связанных с деятельностью горячих минеральных источников, устанавливается четвертичный

возраст оруденения (ртутное месторождение Стимбот-Спрингс, вольфрамное — Голконда). Минерализация олова представлена очень слабо в виде мелких проявлений деревянистого олова (касситерита) среди плиоценовых риолитов штатов Невада (проявление Ландер-Каунти) и Нью-Мексико (проявления Тейлор-Крик, Хардкастл-Крик и др.) и примеси олова (0,3%) в андрадите гельвинового месторождения Айрон-Маунтин.

Определенный интерес представляют низкотемпературные гидротермальные жилы и штокверки пирролюзит-псиломелановых руд (с баритом, гипсом, кальцитом, кварцем) среди риолитов плиоцена в шт. Нью-Мексико (месторождение Луи-Лопец и др.).

Устанавливается четкий контроль оруденения территории США глубинными поперечными разломами, секущими складчатые структуры, причем некоторые из этих разломов увязываются с продолжением на материке великих океанических разломов (Мендосино, Мэррей и др.).

Мексика. На территории Мексики протягиваются Кордильеры и продолжаются рудные пояса Западных штатов США. Металлогения связана с двумя периодами магматизма:

1) верхнемеловой — палеогеновый период внедрения гранодиоритов, диоритов, габбро сопровождался интенсивной медной и полиметаллической минерализацией (медноколчеданное месторождение Лос-Пиларес, полиметаллические месторождения Санта-Эулалия, Дуранго, Чиуауа и др.);

2) мио-плиоценовый период внедрения монзонит-порфиров, андезитов, риолитов; с монзонитами связаны медно-молибденовые (Кананеа, Реформ Майнс и др.) и золото-урановые (район Чиуауа) месторождения.

С андезитами и риолитами тесно связаны крупные месторождения золото-серебряных (Эль-Оро) и серебряных (Вета Мадре, Пачука), сурьмяных (Сан-Луис-Потоси), ртутных (Уитцуко) руд, а также многочисленные мелкие проявления деревянистого олова (касситерита) в ассоциации со спекуляритом среди риолитов (в штатах Дюранго и Цакатекас).

В шт. Новая Калифорния известно пластообразное месторождение марганцевых руд среди туфов плиоцена (Люцифер), а в шт. Сан-Луис-Потоси жильное и метасоматическое марганцевое месторождение Монтана-де-Манганезо.

Центральная Америка, куда продолжают тянуться Кордильеры, включает несколько небольших государств: Гватемалу, Никарагуа, Гондурас, Сальвадор, Коста-Рику, Панаму, геология и минеральные ресурсы которых изучены недостаточно.

Главным типом минерализации на этой территории являются золото-серебряные низкотемпературные месторождения, которые разрабатываются довольно интенсивно в Никарагуа, Сальвадоре и других странах. Недавно сообщалось об открытии в Гондурасе близ порта Сан-Лоренцо новых месторождений марганца.

Антильские острова (Куба, Гаити и др.). На Кубе с гипербазитами верхнемелового палеогенового возраста связаны крупные месторождения хромита, железных руд латеритного типа и гидросиликатных руд никеля с асболоманом. В провинции Пинар-дель-Рио известно колчеданное медное месторождение Матахамбр, а на о. Пинос — ферберит-шеелитовые жилы, связанные с палеогеновыми гранитоидами.

В провинции Ориенте (Куба) и на о. Гаити известны небольшие эксгальциционно-осадочные и гидротермальные месторождения марганцевых руд, залегающих среди вулканогенно-осадочных пород верхнемелового и палеогенового возраста.

Южная Америка. В пределах Южно-Американского континента альпийские структуры представлены Андийским складчатым поясом в целом близ меридионального простирания; с севера на юг пояс охватывает территории Северо-Западной Венесуэлы и Колумбии, Эквадора, Перу, западную половину Боливии, Чили и западные области Аргентины, заканчиваясь в островной дуге Антарктид и горах Земли Грейама.

Андийский отрезок ТРП представляет собой одну из богатейших в мире металлогенических областей, поставляющих в огромных количествах медь и олово, в больших — вольфрам, сурьму, молибден, золото, серебро, платину, теллур. От Бразильского щита, расположенного к востоку от Андийского складчатого пояса, Анды отделены Перуанско-Боливийским и Аргентинским линейными элементами, которые пересекаются под тупым углом в районе Санта-Крус. В месте пересечения возникла сильно нарушенная зона, с которой связаны наиболее важные рудные провинции (Sn, W, Sb, Bi) Южной Боливии и Северо-Западной Аргентины. Эта область по характеру металлогении отвечает Внешней зоне ТРП, а вся остальная приокеаническая часть Анд — Внутренней зоне (Cu, Au, Ag, Pb, Zn).

С верхов рифея в Андийской зоне существовали геосинклинальные условия, которые завершились герцидским складкообразованием. В мезозое проявились активизация и вертикальные движения, обусловившие глыбовую тектонику, вулканическую и интрузивную деятельность. Альпийский цикл также представлен глыбовой складчатостью и внедрением в верхнем мелу (между альбом и сеноном) главной массы гранитоидов огромного Андийского батолита, который прослеживается на протяжении 6000 км от Северного Перу до Огненной Земли.

Вдоль молодых глубинных разломов происходило внедрение гранитоидов олигоцен-миоценового возраста, сопровождавшееся эффузивной деятельностью. С магматизмом тесно связана эндогенная минерализация Анд.

На основании геологических наблюдений и определения абсолютного возраста интрузивных пород установлено, что интрузии колоссального Андийского батолита произошли, вероятно, в главной массе в верхнем мелу, но не в результате единого акта. Наиболее ранние внедрения происходили в верхнем палеозое и юре, а последние затухающие — в палеогене. Этот вывод рассматривается как предварительный (Колотухина и др., 1968 г.).

Пояс богатого вольфрам-олово-висмутового оруденения Перу — Боливии — Аргентины связан с нижнеюрскими гранодиоритами (возраст, определенный кали-аргоновым методом, колеблется в интервале 180—199 млн. лет) и только собственно оловянная и олово-серебряная провинция Южной Боливии — Северной Аргентины гораздо моложе (палеогеновая; связана с субвулканическими андезито-дацитами). Небольшие интрузии гранодиорита района знаменитого колчеданно-полиметаллического месторождения Серро-де-Паско до недавнего времени рассматривались как палеогеновые, но они могут относиться и к нижней юре(?).

Таким образом, юрский, верхнемеловой и палеогеновый тектоно-магматические циклы определили основные особенности структуры, магматизма и металлогении Андийского складчатого пояса (Ahlfeld, 1967; Schneider-Scherbina, 1963; Ruiz, 1962; Stoll, 1965).

В его пределах можно выделить рудные провинции:

1. Венесуэлы и Колумбии с низкотемпературными золото-серебряными и ртутными месторождениями, связанными с неогеновыми экструзиями риолитов и андезито-дацитов (золоторудный район Антиохия в Колумбии и др.).

2. Центрального Перу с колчеданно-полиметаллическими месторождениями (Серро-де-Паско, Маракоча, Касапалка и др.), вероятно, палеогенового возраста, очень продуктивными на медь, свинец, цинк, с попутным извлечением висмута, серебра, кадмия, индия, селена, теллура и других рассеянных элементов.

3. Медного пояса Чили и Южного Перу (рис. 29) с третичными месторож-

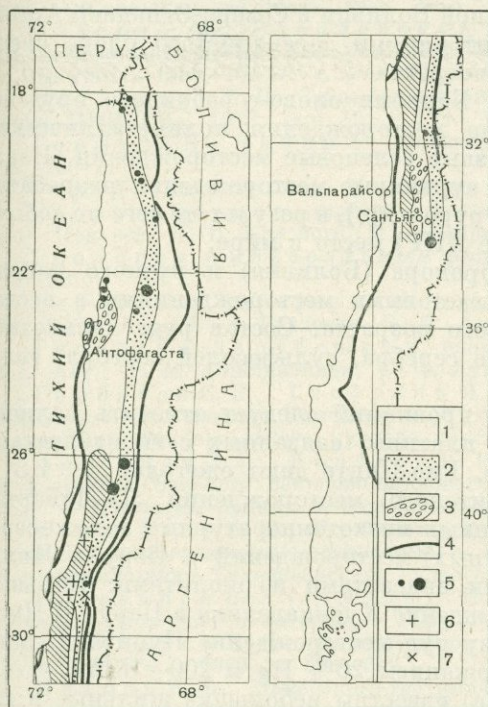


Рис. 29. Главные рудные месторождения Чили.

1 — породы неокома; 2 — порфириды и брекчии; 3 — зона распространения медных месторождений типа «манто»; 4 — границы Медной металлогенической провинции; 5—7 — месторождения: 5 — медные, 6 — вольфрамовые, 7 — серебряные

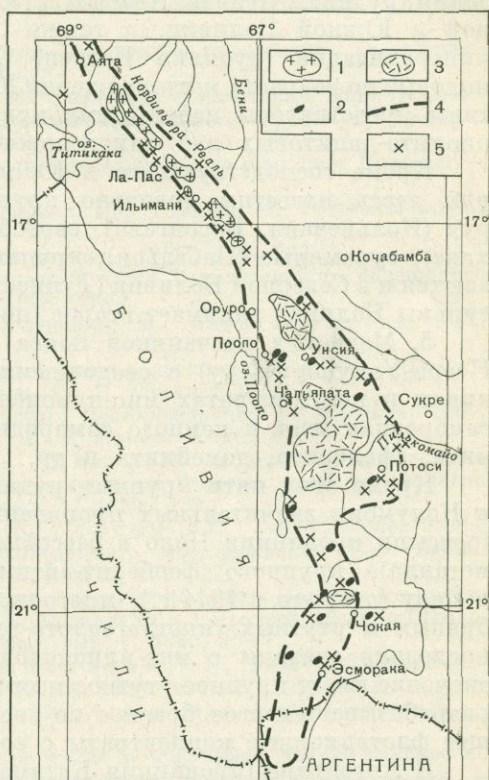


Рис. 30. Оловянный пояс Боливии. По Ф. Альфельду

1 — гранитные породы; 2 — штоки субвулканических пород; 3 — плиоценовые туфы и лавы; 4 — границы Оловянного пояса; 5 — главные рудные месторождения

дениями медно-порфировых руд мирового значения (Чукикамата, Потрерильос, Эль-Теньенте и др.) и крупными медными месторождениями типа «манто» (Лос-Макис, Гуаякан и др.). Кроме меди эта провинция дает значительные количества молибдена (второе место в мире после США), а из рассеянных металлов — рения, селена, теллура.

4. Оловянного пояса Боливии и Северо-Западной Аргентины. В пределах этого пояса с севера на юг выделяются три разновозрастные металлогенические провинции: Северной Боливии (возраст верхний триас — нижняя юра), Центральной и частью Южной Боливии (миоцен), Южной Боливии и Северной Аргентины (миоцен — плиоцен).

В Северной Боливии месторождения пегматитовые и высокотемпературные гидротермальные, в Центральной и Южной Боливии развиты

близповерхностные гидротермальные месторождения. Первые связаны с крупными интрузивами гранодиоритов (T_2-J_1), вторые — с малыми штоками кварцевых порфиров (миоцен).

Для Северной Боливии характерна вольфрам-олово-висмутовая минерализация (рудники Пепита, Антофагаста, Пакуни, Тасна, Чоролк), для Центральной и Южной Боливии, а также Северной Аргентины — олово-серебряная минерализация (рудники Потоси, Оруро, Пирквитас) (рис. 30). Наиболее молодые по возрасту месторождения Южной Боливии и Северо-Западной Аргентины представлены небольшими концентрациями деревянистого олова среди риолито-дацитовых лав плиоценового возраста.

Кроме господствующего в Южной Боливии олово-серебряного оруденения здесь известны довольно крупные месторождения полиметаллических руд (Колькечака, Беренгела), своеобразные селеновые месторождения (Пакахаке), сурьмяные (Пабельон); крупные сурьмяные месторождения разрабатываются и в Северной Боливии (Туписа, Оруро и др.), в результате чего по добыче сурьмы Боливия занимает второе (после КНР) место в мире.

5. Медистых песчаников пояса Корокора (Боливия) и рудного района Негра-Уануша (Перу) с осадочными пластовыми месторождениями в песчаниках и конгломератах мио-плиоценового возраста. Состав руд: халькозин, самородная медь и немного самородного серебра, сульфосолей серебра, галенита, сфалерита, домейкита и др.

Кроме этих пяти крупных рудных провинций следует отметить наличие в Колумбии значительных проявлений платины, связанных с гипербазитами (россыпи провинции Чоко в бассейне р. Рио-Пинто дают ежегодно до 1,5 т металла), крупного ферберит-антимонитового месторождения Ла-Либертад в Перу (открыто в 1944 г.), многочисленных низкотемпературных золото-серебряных и ртутных (иногда золото-ртутных) месторождений в Перу и Чили; последние связаны с мио-плиоценовыми андезитами и риолитами. Большое значение имеет крупное ртутное месторождение Хуанкавелика в Перу. В Чили разрабатывается своеобразное по составу руд месторождение Пунитаки, дающее флотационные концентраты с содержанием 20% Hg и 200 г/т Au.

В Аргентине (провинция Катамарка) известны небольшие жильные и гидротермальные месторождения марганцевых руд, а в Боливии — отложения вольфрамсодержащих псиломелана и лимонита из вод горячих минеральных источников района Унсия.

С действующими и недавно угасшими вулканами Чили, Боливии и Аргентины связаны крупные месторождения самородной серы эвсталяционно-вулканического генезиса (Такора, Чупкина, Копапо, Напа, Лос-Андес и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А л я в д и н В. Ф. Месторождения вольфрама Северо-Востока СССР и их размещение в геологических структурах. — «Труды ВСЕГЕИ», 1963, т. 92, с. 61—63.

А п е л ь ц ы н Ф. Р. Малые интрузии, генезис и закономерности размещения золото-рудных месторождений Северо-Востока СССР. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., «Недра», 1959, с. 425—460.

Б а б к и н П. В., Д р а б к и н И. Е. Геологические особенности ртутного оруденения Северо-Востока СССР. — В сб.: Эндегенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 203—208.

Б а б к и н П. В., С и д о р о в А. А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 4, с. 897—900.

Б а н к е т о в А. К. Медно-порфировые руды Северной и Южной Америки. Изд. Центр. ин-та инфор. цвет. металлургии, 1961, 84 с.

Богидаева М. В., Матвеев В. Т. Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района. Магадан, 1960, с. 1—72. (Труды ВНИИ-1, вып. 59.)

Болдырев А. К. Мировые месторождения золота. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1946, с. 2—23. (Труды ВНИИ-1, вып. 2.)

Вергунов Г. П. О металлоносности Курильских о-вов и Сахалина. — «Геология и геофизика», 1962, № 4, с. 13—20.

Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. — «Советская геология», 1958, № 5, с. 3—18.

Власов Г. М., Василевский М. М. Геология и некоторые вопросы генезиса медно-молибденовых месторождений Срединного Камчатского хребта. — Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 17, с. 97—105.

Воларович Г. П. Типы эндогенных месторождений золота Дальнего Востока. — «Труды ЦНИГРИ», 1963, вып. 52, с. 199—218.

Гарфиас В., Чапин Т. Геология Мексики. Пер. с испан. М., Госгеолтехиздат, 1956, 150 с.

Герт Г. Геология Анд. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 9—289.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Под ред. Л. И. Красного. М., «Недра», 1966, 513 с.

Геология и минеральные ресурсы Японии. М., Изд-во иностр. лит., 1961, с. 13—287.

Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., «Наука», 1971, 335 с. Авт.: Е. А. Радкевич, В. Я. Асманов, Ю. И. Бакулин и др.

Геология зарубежных оловорудных месторождений. М. «Недра», 1969, 328 с. Авт.: Р. М. Константинов, С. Ф. Лугов, Б. В. Макеев и др.

Горбачев С. З., Геворкян Я. Ш., Шиш А. И. и др. Молодая золото-серебряная минерализация Камчатки. — В сб.: Материалы к I Всесоюз. конф. по геологии металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1, 1960, 139 с.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Зап. Забайкалье). — «Геология рудных месторождений», 1972, № 2, с. 3—22.

Егiazаров Б. Х., Русаков И. М. Магматические циклы Корякского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. — В сб.: Материалы к I Всесоюз. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 1, 1960, 139 с.

Егiazаров Б. Х., Дундо О. П., Анিকেва Л. И. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. — «Труды НИИГА», 1965, т. 148, с. 212—342.

Егiazаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских островов. — «Труды НИИГА», 1969, с. 226—259.

Иванов В. В. Минералого-геохимические черты и некоторые физико-химические особенности формирования касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Якутии. — «Геохимия», 1963, № 9, с. 830—842.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алия и связь с ними оруденения. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1957, т. 21, с. 7—247.

Ицксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Советская геология», 1964, № 1, с. 10—38.

Ицксон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточно-азиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. — «Советская геология», 1966, № 1, с. 6—23.

Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минер. северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1967, с. 177—195.

Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты эволюции магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Особенности магматизма и метаморфизма Советского Дальнего Востока. М., «Наука», 1968, с. 15—23.

Ицксон М. И., Бергер В. И. Металлогенический анализ Восточно-Азиатского и Аляска-Канадского звеньев севера Тихоокеанского пояса. — «Советская геология», 1972, № 5, с. 38—48.

Казанский В. И. О размещении верхнемезозойских гранитоидных интрузивов и очертаниях рудоносных площадей в Тихоокеанском рудном поясе. — «Геология рудных месторождений», 1961, № 4, с. 3—18.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 441—459.

Константинов М. М. К металлогении Тихоокеанского пояса. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 7, с. 6—15.

Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. — «Советская геология», 1959, № 11, с. 96—109.

Кормилицын В. С. Мезозойская металлогения Забайкалья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые СССР, т. 4, 1968, с. 230—238.

Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — «Труды ГИН АН СССР», 1965, вып. 134, 366 с.

Левинский О. Д. Геология рудных месторождений Забайкалья. М., «Наука», 1964, 336 с.

Литвин А. Л., Матвеев В. Т. О молибденовом оруденении Северо-Востока СССР. Магадан, 1958, с. 1—26. (Труды ВНИИ-1, вып. 34.)

Лугов С. Ф. Основные черты геологического строения и металлогении Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962, 224 с.

Магакьян И. Г. Сравнительная характеристика металлогении Малого Кавказа и Камчатско-Корякской зоны. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых т. 7. М., «Наука», 1964, с. 288—294.

Маринов Н. А. Закономерности размещения магматогенных месторождений полезных ископаемых Монголии. М., Госоптехиздат, 1963, с. 149—170.

Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—464. (Труды ГИН, вып. 79.)

Некрасов Н. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Сб. 12, 1962, 335 с. (Труды Якутск. фил. Сиб. отд. АН СССР.)

Некрасов Н. Я. Первичная зональность в рудных месторождениях северо-востока Якутии и ее значение для поисков скрытых рудных тел. — В кн.: Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 314—333.

Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., «Наука», 1971, 316 с.

Падалка Г. Л. Об общем направленном геологическом развитии Забайкалья в связи с его металлогенией. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 12, с. 14—25.

Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района. М., «Наука», 1971, 240 с. Авт.: И. С. Рожков, Г. Н. Гринберг, И. С. Гамянин и др. (Ин-т геол. Якут. фил. АН СССР.)

Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. — «Геотектоника», 1967, № 5, с. 90—102.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 5—107. (Труды ИГЕМ, вып. 19.)

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 25—59.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. — В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965, с. 218—229.

Радкевич Е. А. Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного пояса. Владивосток, 1966, с. 28—31.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1962, 128 с. (Труды ИГЕМ, вып. 58.)

Руб М. Г. Граниты гродековского и марьяновского интрузивных комплексов в Южном Приморье и основные черты их металлоносности. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1956, вып. 3, с. 114—187.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. Магматизм, тектоника, история геол. развития. М., «Недра», 1967, 699 с.

Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966, 145 с.

Смирнов В. И. Особенности металлогении северо-западной части Тихоокеанского пояса. — «Вестник Моск. ун-та», 1966, сер. IV, № 5, с. 3—12.

- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолиздат, 1944, 89 с.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 13—28.
- Смирнов С. С. Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 360 с.
- Соколова Е. А. Комплекс малых интрузивов Верхне-Сеймчанского района и связанная с ним рудоносность. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 10. Магадан, Кн. изд-во, 1956, с. 69—93.
- Соболевская В. Н. К вопросу о положении альпийской складчатой системы островов восточного обрамления Австралии в Тихоокеанском кольце и кольцо Гондваны. — «Геотектоника», 1966, № 5, с. 66—86.
- Строна П. А. О некоторых закономерностях в распределении флюоритовых месторождений в южной части Восточного Забайкалья. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1960, № 4, с. 89—92.
- Томсон И. Н., Константинова Р. М., Полякова О. П. О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 2, с. 38—51.
- Устиев Е. К. Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского пояса. — В кн.: Материалы к Всесоюз. конф. по геологии и металлогении ТРП. Владивосток, «Примориздат», 1960, с. 94—107.
- Фаворская М. А. Отношение редкометального и полиметаллического оруденения к интрузивным и эффузивным формациям в некоторых районах Тихоокеанского пояса. — «Советская геология», 1959, № 12, с. 71—87.
- Фирсов Л. В. Формация золото-кварцевых месторождений Яно-Колымского пояса. — В сб.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 132—144.
- Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бичус Б. Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971, 308 с.
- Чайковский В. К. Геология оловоносных месторождений Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, 335 с.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1957, вып. 8, с. 5—280.
- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избр. труды. М., «Мир», 1964, с. 15—887.
- Щеглов А. Д. Эндеогенная металлогения Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966, 278 с.
- Якжин А. А. Геолого-структурное положение металлогенических провинций Забайкалья и южной части Дальнего Востока. — «Труды МГРИ», 1955, т. 28, с. 15—23.
- Якжин А. А. Особенности металлогении золото-молибден-турмалинового пояса Забайкалья. — «Советская геология», 1956, № 50, с. 125—133.
- Ahlfeld F. Die zonale Verteilung der Erzlagerstätten in der Bolivianischen Metallprovinz. Neues Jahrb. für Mineralogie, bd. 91, 1957, S. 329—350.
- Ahlfeld F. Metallogenic epochs and provinces of Bolivia. Mineralium deposits, vol. 2, No. 4, 1967, p. 291—311.
- Geology and economic minerals of Canada. — «Econ. Geol.» report, No. 1, Dep. of Energy, mines and resources Canada, 1970, 838 p.
- Handbook of South American Geology. Washington, 1956, 378 p.
- Ho S. S., Lee C. N. Economic minerals of Taiwan. Geol. Surv. of Taiwan, Taipei, vol. 16, 1963, 495 p.
- Howell F. H., Moloy I. S. Geology of the Braden Orebody, Chile, South America. — «Econ. Geol.», 1960, vol. 55, No. 5, p. 863—905.
- King P. B. The Tectonic map of North America 1 : 5 000 000, Scient. Communications read to the geological map of the world. Paris, 1966, p. 17—31.
- Masnamara P. M. Rock types and mineralization at Panguna porphyry copper prospect, upper Kaverong valley Bougainville island. Proc. Austr. Inst. Min. Met., No. 228, december 1968, p. 71—79.
- Raguin E. La mine de cuivre de Kosake (Japon) et le progrès des études sur la métallogénie des gisements metallifères volcanogènes. Chron. mines, Paris, vol. 35, No. 359, 1967, p. 31—35.
- Ruiz C. F., Ericksen G. E. Metallogenic provinces of Chile. — «Econ. Geol.», 1962, vol. 57, No. 1, p. 91—106.
- Schneider-Scherbina A. Bolivian tin mineralization and orogenic evolution. — «Econ. Geol.», 1963, vol. 58, No. 3, p. 456—459.

Stoll W. C. Metallogenic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. — «Econ-Geol.», 1964, vol. 59, No. 1, p. 126—135.

Stoll W. C. Metallogenic provinces of South America. Min. Mag., vol. 112, 1965, No. 1, p. 22—31, No. 2, p. 90—99.

Tatsumi T., Sekine I., Kanehira K. Mineral Deposits of Volcanic affinity in Japan: Metallogeny, Volcanism and ore genesis, Tokyo, 1970, p. 3—47.

Watanabe T., Tatsumi T. Geological environment of formation of the Kuroko deposits. Collected abstracts. IMA — IAGOD Meetings, 1970, 91 p.

УРАЛЬСКИЙ ПОЯС

Уральский металлогенический пояс располагается на границе Европы и Азии, окаймляя с востока Русский щит-платформу. Простираение пояса меридиональное — от Пайхой на севере до Мугоджар на юге, общее протяжение его 4 тыс. км при ширине в среднем 500 км. Пространственно он совпадает с Уральской геосинклинальной зоной, в пределах которой интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации происходили в каледонскую, и главным образом в герцинскую, орогенические эпохи.

Дорифейские магматизм и метаморфизм подчинены неуральским структурам складчатого основания Русской платформы и встречены только в Тараташском выступе и в глубоких скважинах; послепалеозойский магматизм Зауралья и Печорской синеклизы отвечает платформенному этапу в развитии Урала и представлен проявлением нижнетриасового траппового магматизма, охватывающего огромную территорию.

В рамках рифея — палеозоя выделяются (Штейнберг, 1963) наиболее крупные элементы структуры Урала: 1) Центрально-Уральское поднятие (Центральная зона) и примыкающая к нему часть западного склона; 2) восточный склон Урала с прилегающей к нему частью Восточного Зауралья.

Центральная зона вместе с западным склоном представляет собой область палеозойской миеосинклинали, а восточный склон Урала с прилегающей к нему частью Восточного Зауралья имеет все особенности ордовикско-позднепалеозойской эвгеосинклинали (рис. 31). Для Центральной зоны и западного склона характерно широкое развитие траппового магматизма от раннерифейского до среднепалеозойского возраста; в подчиненном количестве проявлены ультраосновные и кислые дифференциаты.

С интрузивными фациями базитов связаны месторождения титаномангнетитовых руд, с дифференцированными ультрабазит-базитовыми интрузиями — проявления медно-никелевых сульфидных руд.

По А. А. Пронину (1962), распределение на Урале ультраосновных и основных пород контролируется глубинными меридиональными разломами (рис. 32), из которых одни достигали, по-видимому, базальтового слоя, другие — перидотитового. В пределах одних и тех же зон глубинных разломов внедрение ультраосновных пород продолжалось от нижнего палеозоя до визейского века карбона, периодически усиливаясь и прекращаясь. Главный перидотитовый пояс (Кемпирсайский) длиной свыше 2 тыс. км протягивается от южной оконечности Мугоджар до Северного Ледовитого океана и приурочен к долгоживущему глубинному разлому; возраст интрузивов от нижнего силура до нижнего девона включительно. Перидотитовые формации сложены в основном гарцбургитами с подчиненной ролью дунитов.

На западном склоне Среднего Урала намечается древняя (додевонская) алмазоносная провинция щелочного-ультраосновного магматизма (Вербицкая, Гапеева, 1959).

Вдоль западной окраины Центральной зоны и в области ее сочленения с Тиманом проявлен платформенный кимберлитовый магматизм, по-видимому, нижнепалеозойского возраста, с ультраосновными — щелочными базальтоидами ряда лимбургит — маймечит и отдельными выходами кимберлитов (на Тимане). В кембрии — нижнем ордовике в Центральной зоне развиты гипабиссальные граниты, гранит-порфиры, липарит-порфиры, а в интервале времени доордовик — поздний палеозой проявились гранитоидные интрузии с редко-металльной минерализацией.

В ордовике и раннем силуре на значительной площади Восточной эвгеосинклинальной зоны формировалась осадочно-вулканогенная формация, характерная для ранних стадий, сложенная диабазами, спилитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. Позднее обособились отдельные зоны развития симатического и гранитоидного магматизма. Наиболее молодые гранитоидные интрузии прорывают средний карбон, но, судя по определениям абсолютного возраста, внедрение гранитоидов происходило до поздней перми; периодиты и габбро прорывают местами нижний карбон и сами прорваны гранитоидами.

Эндегенная металлогения Урала изучалась большим коллективом геологов, среди которых следует указать А. Г. Бетехтина, А. Н. Заварицкого (1941, 1943), А. А. Иванова (1944), С. Н. Иванова (1959, 1964), Л. Н. Овчинникова (1958, 1960, 1962), Б. М. Романова (1947, 1949), В. М. Сергеевского (1960, 1962), Г. А. Соколова (1948), Д. С. Штейнберга (1963) и др.

Согласно новым сводным работам П. С. Прямоусова и других (1969 г.) и В. М. Сергеевского (1971 г.), для металлогении Урала особенно характерны: железо, титан, ванадий, платина, хром, медь, золото, серебро, цинк, а также тантал, ниобий, вольфрам, цирконий, редкие земли. Из неметаллических полезных ископаемых уникальные концентрации известны для асбеста, значительные — для пьезокварца, барита, корунда, графита, слюды, драгоценных камней.

На Урале выделяются два различных по характеру мегацикла геосинклинального развития: 1) позднекембрийско-кембрийский

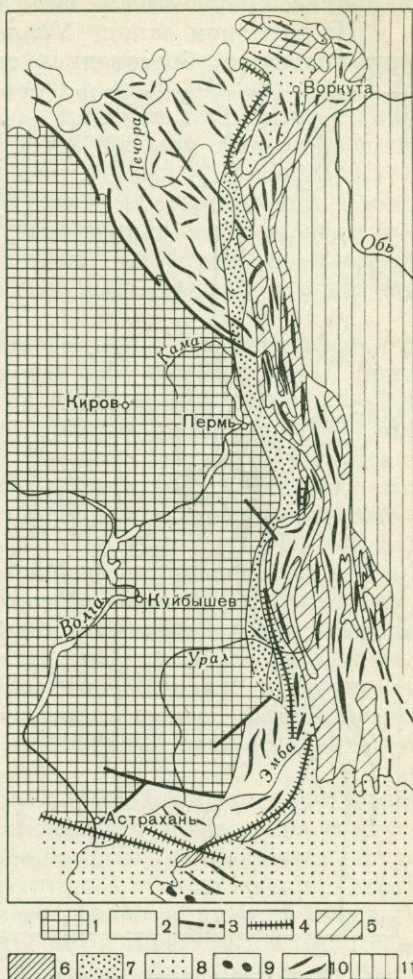


Рис. 31. Схема соотношения структур уралид и доуралид. По В. С. Журавлеву, А. С. Перфильеву и Н. П. Хераскову.

1 — эпикарельский блок Русской платформы; 2 — доуралиды фундамента платформы и Уральской складчатой системы; 3 — главные разломы фундамента платформы; 4 — краевые швы платформы; 5 — геосинклинальный комплекс уралид; 6 — геосинклинальный комплекс Тяньшанид под осадочным чехлом; 7 — Предуральский крайовой прогиб; 8 — верхнепалеозойско-триасовые молассы под осадочным чехлом мезо-кайнозой; 9 — верхнепалеозойско-триасовые молассы Мангышлака; 10 — основные простирания структур доуралид; 11 — мезо-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты

на западном склоне Урала и в его осевой зоне, 2) ордовикско-позднепалеозойский на восточном склоне Урала и в прилегающей к нему части Зауралья.

На западном склоне Урала, в миогеосинклинальных и полуплатформенных условиях образовались телетермальные месторождения полиметаллических руд и небольшие проявления золота. В осевой части Урала выявлены промышленные месторождения хромита, железа, меди, золота, полиметаллов.

Намного богаче и разнообразнее металлогения восточного склона Урала, где развивалась палеозойская (ордовик — верхний палеозой) эвгеосинклиналь и имели место многократные внедрения магматических пород базальтоидной, гипербазитовой и гранитоидной формаций. Наиболее характерны для этого района месторождения руд железа, меди, титана, ванадия, хрома, платины, золота, редких металлов, асбеста, пьезокварца, слюды и талька.

Эндеогенное постмагматическое оруденение Урала связано с четырьмя группами формаций: базальтоидной, гипербазитовой, гранитоидной, гнейсово-мигматитовой (табл. 6).

Базальтоидные формации проявились многократно от нижнего протерозоя до нижнего карбона включительно, но наиболее развиты в ордовике, силуре и девоне. Они представлены габбро, диоритами, сиенитами, плагиогранитами и соответствующими им вулканогенными комагматами. С базальтоидными формациями связаны многочисленные рудные месторождения: 1) собственно магматические титаномагнетитовые и ильменитмагнетитовые в пироксенитах, габбро, габбро-диабазах (Качканарское, Куусинско-Копанское, Баяновское), борнит-титаномагнетитовые в габбро (Волковское); 2) скарновые магнетитовые (Кустанайская группа, Магнитогорское, Благодатское и др.), медномагнетитовые (Турьинские рудники, Меднорудянский), марганцевые (гора Липовая, Казанское); 3) гидротермальные, частично,

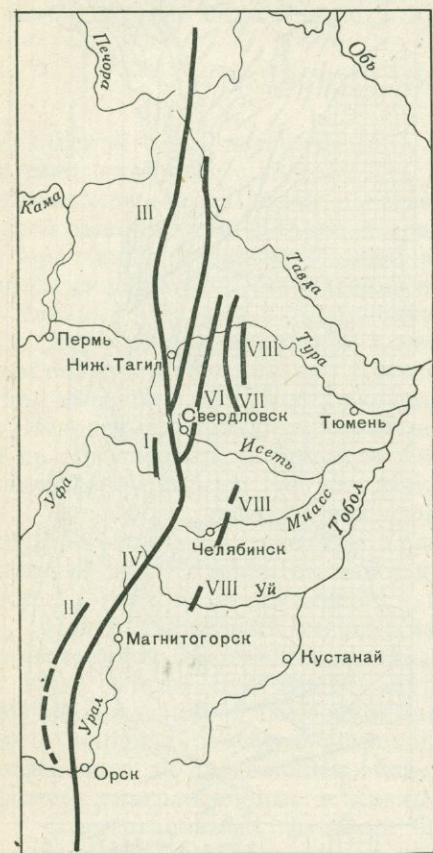


Рис. 32. Пояса интрузий перидотитовой и базальтоидной формаций. По А. А. Процину (1962).

- I — Иязепетровский; II — Зиларско-Губерлинский; III — Платиноносный; IV — Миасско-Сакмарский; V — Тагильско-Серовский; VI — Салдинско-Свердловский; VII — Асбестовско-Режевской; VIII — Алапаевско-Челябинский

может быть, эксгальционно-осадочные мушкетовит-гематитовые (Кутизмское), гаусманит-родохрозитовые (Сапальское), колчеданные среди вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава (многочисленные крупные месторождения в Главной, Западной и Восточной зеленокаменных зонах Урала), медно-кобальтовые (Пышминское), медно-порфиновые (Биргильдинское) и др.

В пространственной и генетической тесной связи со спилит-кераатофирами и порфиритами ордовика — среднего девона (в Мугоджарах нижнего карбона)

и подчиненными им разновозрастными с ними малыми субвулканическими интрузиями альбитофиров и порфиров находятся многочисленные медноколчеданные месторождения — главная сырьевая база медной промышленности Урала («Колчеданные месторождения», 1950).

На Южном Урале они залегают среди эффузивов и характеризуются неправильными формами рудных тел и колломорфными рудами (Сибяевское, Блявинское, Учалы, Гай и др.), на Среднем Урале — среди рассланцованных динамометаморфизованных их разностей с линзо-плитообразными, как бы расплюснутыми рудными телами и кристаллическими рудами (Кировоградское, Карпушиха, Дегтярское и др.). Во многих случаях (месторождения Кабанское V, Левиха и др.) наблюдается тесная пространственная связь колчеданных рудных тел с малыми субвулканическими интрузиями альбитофиров и порфиров, что свидетельствует об общности глубинного магматического очага тех и других.

Абсолютный возраст гидротермальных метасоматитов (серицитов) колчеданных месторождений Урала колеблется в пределах 300—420 млн. лет (Гаррис, 1964), что хорошо согласуется с возрастом рудовмещающих толщ (O—D₂).

Формирование мощных вулканогенно-осадочных толщ, вмещающих колчеданное оруденение Урала, происходило до главной для него герцинской складчатости, т. е. в раннюю стадию развития. Герцинская складчатость вызвала метаморфизм рудовмещающих толщ и самих колчеданных месторождений — сильный на Среднем Урале и слабый на Южном.

Наиболее продуктивными были: протерозойско-кембрийский этап (ильменит-магнетитовые Кусинско-Копанское и Юбрышкинское высокотитанистые месторождения, вероятно, Бакальское сидеритовое и Саткинское магнетитовые месторождения), ордовикско-раннедевонский этап (скарновые железорудные, медноколчеданные, медно-титаномагнетитовые месторождения), среднедевонско-раннегурейский этап (скарновые железорудные и медные, частью медноколчеданные месторождения), позднегурейско-памурский этап (Магнитогорское скарновое месторождение).

Среди базальтоидных формаций Урала выделяют две серии пород: существенно натриевую, с которой связано медноколчеданное оруденение (силур, средний девон и отчасти нижний карбон), и более позднюю калиево-натриевую, к которой приурочены крупные скарново-магнетитовые месторождения (верхи верхнего силура, нижний девон, верхи верхнего девона и нижний карбон). Колчеданные месторождения Урала пространственно и генетически тесно связаны со спилито-кератофировой (диабазо-кварц-альбитофировой) формацией и лишь на самом севере Среднего Урала они залегают в альбитизированных порфирито-диабазовых породах, сменяющих здесь спилито-кератофиры.

Все наиболее крупные медноколчеданные месторождения пространственно связаны с туфами, брекчиями и экструзиями кварцевых альбитофиров; многие месторождения расположены в пределах брахиантиклиналей, представляющих собой древние вулканические постройки.

Гипербазитовые формации проявлялись на Урале в раннем палеозое, силуре, среднем и позднем девоне и раннем карбоне. Выделяются две формации: дунит-гарцбургитовая (перидотитовая) и дунит-клинопироксенитовая, отличающиеся особенностями металлогении. С перидотитовой формацией связаны крупные месторождения хромита, хризотил- и амфибол-асбеста, талька, проявления осмистого иридия и месторождения гидросиликатных руд никеля; с дунит-клинопироксенитовой формацией — месторождения титаномагнетитовых руд и платины, вкрапленное хромитовое оруденение.

Магматический комплекс	Стадия	Возраст	Типичная рудная формация	Месторождения
Базальтоидный	Ранняя	Pt—C ₁	Титаномагнетитовая, ильменит-магнетитовая	Качканарское, Кусинско-Копанское
			Борнит-титаномагнетитовая	Волковское
			Скарновая магнетитовый тип меднорудный тип	Кустанайская гр., Благодатское, Магнитогорское Турьинские рудники, Меднорудянк
			Колчеданная	Блявинское, Сибаяевское, Учалы, Гай, Дегтярское, Кировоградское и др.
			Медно-кобальтовая	Пыщминское
			Медно-порфировая	Биргильдинское

* Гипербазитовый дунит-гарцбургитовый (перидотитовый) Дунит-клинопироксенитовый (габбро-дунитовый)	Ранняя	$Pz_1 - C_1$	Хромитовая	Кемпирсайская гр., Сарановское
			Асбестовая	Баженовское и др.
			Платиновая (с Os, Ir)	Нижний Тагил
			Титаномагнетитовая	Первоуральское (?)
Гранитоидный	Средняя и поздняя	$Pt - Pz_3$	Золото-арсенопиритовая	Кочкарское, Джетыгаринское
			Золото-сульфидная	Березовское
			Скарновая (шеелитовый тип)	Гумбейское
			Кварц-вольфрамитовая	Юго-Коневское
			Флюоритовая	Амдерма и др.
			Свинцово-цинковая, кварц-молибденитовая, танталит-колумбитовая, медно-турмалиновая	Многочисленные проявления и месторождения Mo (Харбейское), Sn и Bi (Торговское), Pb и Zn (бухта Варнека)

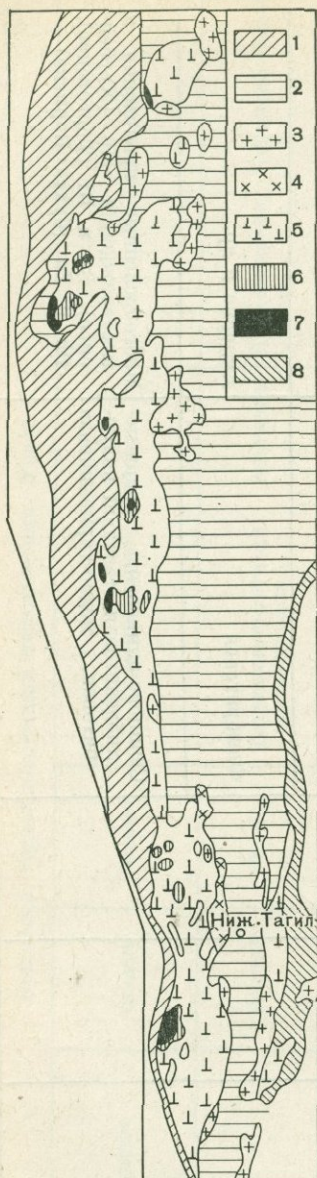


Рис. 33. Схема Тагил-Кумбынского участка массивов Платиноносного пояса Урала. По В. А. Решитъко.

1 — метаморфическая свита; 2 — зеленокаменная полоса; 3 — кварцевые диориты и плагиограниты; 4 — сиениты; 5 — габбро; 6 — пироксениты; 7 — дуниты; 8 — перидотиты и змеевики

Хромитовое оруденение относится к нескольким металлогеническим этапам: в ордовикско-раннедевонское время образовались Кемпирсайские месторождения в Мугоджарах, а также Сарановское месторождение на Среднем Урале. В среднедевонский — раннегурейский этап образовались мелкие месторождения Среднего Урала, в раннекаменноугольный этап — значительные месторождения массивных и вкрапленных руд (Алапаевская и Ключевская группы, Верблюжье-горское месторождение и др.).

Наиболее крупные месторождения хризотил-асбеста (Баженовское) залегают среди серпентинизированных перидотитов, но образовались в позднем палеозое в связи с внедрением герцинических гранитоидов.

Магматические породы дунит-клинопироксенитовой формации отличаются специфичной металлогенией: среди габбро и габбро-амфиболитов залегают ильменит-магнетитовые месторождения, среди пироксенитов (диаллагитов), крупнозернистых горнблендитов и оливинитов — титаномагнетитовые, среди дунитов — концентрации платины в ассоциации с хромитом и осмистым иридием.

Платиноносный дунит-клинопироксенитовый (или иначе габбро-перидотитовый) пояс завершил свое формирование в ранний доскладчатый этап, в нижнем девоне — это сложный дифференцированный интрузивный комплекс базальтоидного происхождения, залегающий (рис. 33) вдоль западной границы Тагильского синклинория, среди вулканогенно-осадочных толщ ордовика и частично нижнего девона (Сергиевский, 1960).

Общая длина пояса около 900 км. Среди его массивов выделяют три последовательных комплекса (фазы внедрения): 1) дунит-пироксенитовый с хромитом и платиной (гора Соловьева и др.); 2) габбровый с титаномагнетитовым оруденением (Качканарское, Гусевы горы и др.); 3) сиенит-гранит-гранодиорит-плагиогранитовый с контактово-метасоматическими месторождениями железных (Благодатское, гора Высокая, Лебяжинское, Евстюнинское, Осокино-Александрьевское и др.), и медных (Меднорудянский и др.) руд.

Гранитоидные формации проявлялись на Урале многократно: в раннем и позднем протерозое, кембрии, позднем палеозое, вероятно, в среднем палеозое. С гранитными формациями связаны месторождения золота, мышьяка, вольфрама, ниобия, тантала, молибдена, редких зе-

мель, циркония, сурьмы, ртути, флюорита, драгоценных камней. Среди гранитоидов выделяются субформации со специфичной металлогенией: гранодиоритовая субформация с месторождениями арсенопирита, шеелита, молибденита; гранитная с месторождениями золота, шеелита, колумбита, монацита; аляскитовая с месторождениями вольфрамита, танталита-колумбита, ксенотима; миаскитовая с месторождениями пирохлора, циркона, редкоземельных минералов.

Наиболее широко развита на Урале герцинская гранитная формация, роль более древних формаций незначительна. С гранитоидами связаны месторождения золото-сульфидных руд (Березовское, Кочкарское, Джетыгаринское), золото-шеелитовых руд (Айдырлинское и Ново-Березовское), шеелитовое скарновое (Гумбейское), кварц-вольфрамитовое (Юго-Коневское), а также тантало-ниобий-флюоритовые, берилл-флюоритовое, циркон-пирохлоровые и пьезокварцевые месторождения.

По определениям абсолютного возраста (Гаррис, 1964), возраст Кочкарского золото-арсенопиритового месторождения 300 млн. лет, т. е. среднегерцинский; другие месторождения золота на Урале, в том числе Березовское, Ключевское, Куманское, позднегерцинского (250—260 млн. лет), возраста.

Среднегерцинскими по возрасту (~300 млн. лет) являются месторождения гранитных пегматитов, в то время как щелочные массивы и связанная с ними минерализация Ильменских гор имеет позднегерцинский (250—270 млн. лет), в основном нижнепермский возраст.

Интересные данные приводит М. А. Гаррис (1964) по абсолютному возрасту колчеданного оруденения Урала. Она выделяет эпохи колчеданного оруденения различного возраста: среднекаледонскую (410—430 млн. лет, месторождения Кабанское V, Левиха), позднекаледонскую (350—375 млн. лет, месторождения Сибайское, Блявинское, Гай, Яман-Касы и др.), среднегерцинскую (285—325 млн. лет, месторождения Дегтярское, им. XIX Партсъезда, Учалы, а также поздние этапы минерализации на месторождениях Блявинское, Сibaевское, Гай).

Наиболее мощно проявилось колчеданное оруденение позднекаледонской эпохи на границе нижнего и среднего девона (до среднего девона). Самая молодая среднегерцинская эпоха колчеданного оруденения тесно ассоциирует с позднекаледонской либо образует собственные месторождения (Зюзельское) полиметаллического типа.

По Д. В. Рундквисту (1964), на восточном склоне Урала в пределах меридионального Мурзинско-Адамовского пояса Восточно-Уральского антиклинория широко развиты послесреднекаменноугольные гранитоиды, с которыми пространственно и генетически тесно связаны многочисленные кварцеворудные жилы с минерализацией золота, вольфрама, молибдена, мышьяка и других металлов.

Среди месторождений выделяются две группы: первая связана с умеренно кислыми гранитоидами и представлена кварц-золоторудными, кварц-золото-арсенопиритовыми и кварц-золото-шеелитовыми жилами; вторая связана с наиболее поздними лейкократовыми гранитами и представлена кварц-вольфрамитовыми, кварц-молибденитовыми, комплексными кварц-редкометалльными жилами. Оруденение обеих групп приурочено к зонам меридиональных и сопряженных с ними диагональных разломов и располагается в эндо- и экзоконтактных зонах гранитоидных массивов, обычно среди метаморфизованных эффузивно-осадочных пород ордовика — нижнего карбона.

В Полярном и Приполярном Урале развиты те же магматические формации, что и по восточному склону: базальтоидная, гипербазитовая и гранитная с характерным для каждой из них комплексом минерализации.

Наиболее перспективны здесь месторождения молибденита и вольфрамита, связанные с верхнепротерозойско-кембрийским тектоно-магматическим циклом, а также редкометальные (Ta—Nb) месторождения среди верхнепалеозойских, метасоматически переработанных гранитов.

В последнее время в бассейне Бол. Харбея на Полярном Урале и р. Вишеры на Северном установлено проявление гранито-липаритовой формации нижнего палеозоя, с которой связаны перспективные гидротермальные проявления серебра, меди и других металлов.

Таким образом, характеризуя основные особенности металлогении Уральского пояса, следует подчеркнуть широкое развитие в нем базитов-гипербазитов, с одной стороны, и гранитоидов — с другой.

Миогеосинклинальная область западного склона и Центральной зоны обладает минерализацией позднепротерозойско-ордовикского цикла, связанного с гранитами (Mo, Sb, As, Cu, Fe, Pb, Zn) харбейского (Полярный Урал) и других комплексов, расположенных южнее. Здесь широко развиты гипербазиты с хромитовым оруденением (Сарановское и др.) и габброиды с ванадиевыми титаномагнетитовыми рудами (Кусинско-Копанское).

С кератофиристо-спилитовой формацией связано колчеданное медно-цинковое оруденение, а среди терригенно-карбонатных толщ верхнего протерозоя заключены телетермальные (или осадочные?) месторождения сидеритовых (Бакальское) и магнезитовых (Саткинское) руд.

Зоны телетермальной минерализации конечной стадии развития имеют раннемезозойский возраст и располагаются по западной окраине миогеосинклинальной области. Крупнейшей из этих зон является Пайхойско-Вайгачская с ее продолжением на Новую Землю. В известняках и доломитах ордовика и силура залегают многочисленные рудопроявления свинцово-цинковых руд (бухта Варнека), медных руд (Соболевское) и месторождение флюорита (Амдерма). Этот пояс месторождений подчинен зоне взаимно параллельных разломов, секущих складчатость под небольшим углом.

Такого же типа минерализация наблюдается в отложениях карбона и перми в антиклинальной структуре Полюдова Камня (Ныробская группа), а баритовые жилы установлены в верхнепермских отложениях Приуралья.

Эвгеосинклинальная область восточного склона Урала характеризуется наиболее интенсивно развитой минерализацией начальной и ранней стадий. С дунит-гарцбургитовым магматическим комплексом связаны месторождения хромита и асбеста, иногда меди и кобальта, гипергенные месторождения никеля и кобальта. С габбро-пироксенит-дунитовым комплексом связаны месторождения платины, малотитанистых магнетитовых руд, вкрапленных руд меди; к габбро-плагиогранитам приурочены скарновые месторождения магнетитовых руд с примесью меди, кобальта, молибдена, а также золоторудные и золото-арсенипиритовые месторождения; с габбро-сиенитами связаны скарновые магнетитовые месторождения с примесью меди и кобальта, а также скарновые марганцевые месторождения. С диабаз-альбитофиристыми или андезит-дацит-липаритовыми комплексами связаны колчеданные месторождения осадочно-эксталяционного и гидротермального субвулканического генезиса.

В пределах эвгеосинклинали выделяются несколько зон минерализации (рис. 34).

1. Тагило-Магнитогорская металлогеническая зона с минерализацией фемического типа начальной и ранней стадий. С гипербазитами кемпирсайского комплекса (возраст S_1) связаны месторождения хромита; с тагило-кытымским платиноносным комплексом габбро-пироксенит-дунитов — коренные и россыпные месторождения самородной и палладистой платины, а также концентрации малотитанистых магнетитовых руд и медно-ванадий-титановых руд.

С габбро-плагиогранитовыми комплексами силура и девона ассоциируют скарновые месторождения железных руд с примесью меди, кобальта, молибдена, а также некоторые некрупные золоторудные месторождения. Раннедевонский тагило-кушвинский габбро-сиенитовый комплекс содержит скарновые месторождения магнетитовых руд (Благодатское, гора Высокая и др.). Здесь же выделяются три разновозрастных колчеданных комплекса: ордовикский, раннесилурийский (?) и среднедевонский.

Зоны с минерализацией средней стадии представлены в пределах Магнитогорской зоны и связаны с внедрением гранитоидов, образующих крупные скарновые месторождения железных руд, месторождения шеелита в скарнах и кварцевых жилах с примесью молибдена и висмута, жильные золоторудные, свинцовые и баритовые месторождения. С наиболее молодыми аляскиотовыми гранитами связано вольфрам-молибден-висмутовое оруденение.

К западному поясу гранитоидов Восточно-Уральского антиклинория приурочены золото-кварцевые, золото-шеелитовые, золото-арсенопиритовые и другие месторождения. Зоны с минерализацией поздней стадии связаны с

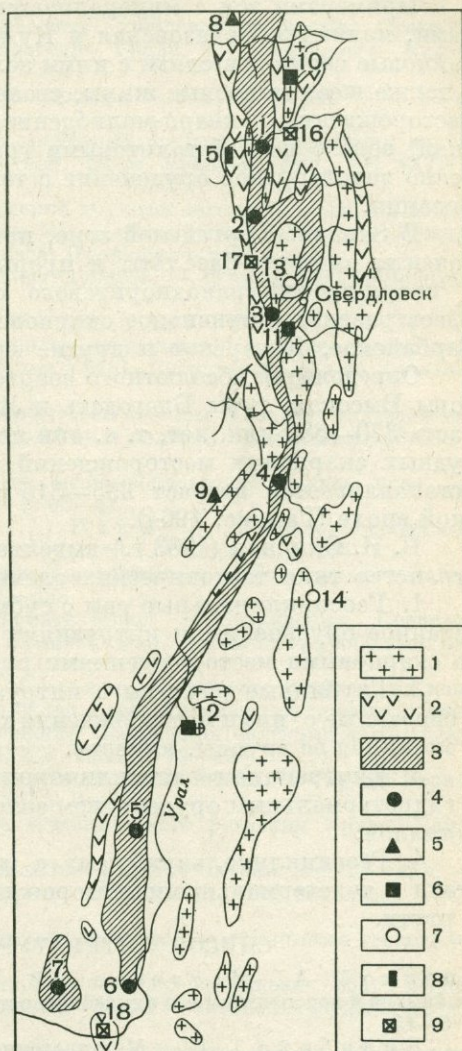


Рис. 34. Схема поясового строения Урала. По С. А. Вахромееву (с дополнениями И. Г. Магакьяна).

1 — кислые глубинные изверженные породы (граниты, гранодиориты, сиениты, миациты) и связанные с ними золоторудные и редкометалльные месторождения; 2 — основные и ультраосновные породы (габбро, пироксениты, перидотиты, дуниты, змеевики) и связанные с ними месторождения титаномагнетитов, хромитов, платины, асбеста и др.; 3 — зеленокаменная полоса восточного склона Урала (эффузивы, туфы, сланцы и осадочные породы нижнего палеозоя); 4—9 — главные месторождения: 4 — медноколчеданные, залегающие среди зеленокаменной полосы (1 — Кировоградская группа, 2 — Кабанское, 3 — Дегтярское, 4 — Карабашская группа, 5 — Сибайское, 6 — Гайское, 7 — Вьявское); 5 — титаномагнетитовые (8 — Качканарское, 9 — Кусинское); 6 — железорудные скарновые (10 — Благодатское, 11 — гора Высокая, 12 — гора Магнитная); 7 — золоторудные (13 — Березовское, 14 — Качканарское); 8 — месторождения платины (15 — Нижнетагильское); 9 — хромитовые (16 — Сарановское, 17 — Ключевское, 18 — Кемпирсайская группа)

дайковыми постбатолитовыми гранитоидами. Для месторождений поздней стадии характерны Au, Co и Cu, отчасти также Mo, Pb, Bi, As, Sb, Hg, иногда W. Другой тип минерализации представлен редкометальным оруденением (Nb, Zr, TR) в связи со щелочными интрузиями.

Примерами зон с минерализацией поздней стадии, связанной с гранитоидами, являются Березовская и Куманская. В первой из них широко развиты дайковые серии и в связи с ними золото-пиритовые жилы (Березовское м-ние), а также шеелитоносные жилы, своеобразные пирротиновые медно-кобальтовые месторождения и кварц-молибденитовые рудопроявления. Во второй (Куманской) зоне с послеплатонитовыми гранитоидами и порфирами связано существенно золоторудное оруденение с теллуридами и медно-турмалиновая минерализация.

В Западно-Тургайской зоне, примыкающей к Восточному Уралу, широко развиты андезит-базальты и прорывающие их интрузии габбро-диоритового и кварц-диорит-гранодиоритового состава позднебашкирского (?) возраста. Здесь развито интенсивное скарное железорудное оруденение (Соколовско-Сарбайское, Качарское и другие месторождения Кустанайской группы).

Определения абсолютного возраста гранитоидных массивов месторождений горы Высокая, горы Благодать и Лебяжинского рудника дают интервал возраста 370—380 млн. лет, т. е. они являются позднекаледонскими. Для железорудных скарных месторождений горы Магнитной и Кустанайской группы устанавливается возраст 295—315 млн. лет, что соответствует среднегерцинской эпохе (Гаррис, 1964).

В. И. Смирнов (1963 г.) выделяет для Урала четыре обособленных в пространстве типа тектонических элементов со своей спецификой металлогении.

1. Геосинклинальные рвы с субмаринными эффузивами, вмещающими колчеданное оруденение, и интрузиями плагиигранитов и сиенитов раннего этапа со скарновыми месторождениями руд железа и меди.

2. Глубинные разломы с интрузиями ультраосновных — основных пород и связанные с ними месторождения хромитов, железа, титана, ванадия, платины и металлов ее группы, алмазов.

3. Внутренние геосинклинали с гранитными интрузиями средней стадии и гидротермальным оруденением золота, мышьяка, вольфрама и других редких металлов.

4. Геосинклинальную раму с малыми интрузиями гранитоидов позднего этапа и телотермальными месторождениями флюорита, свинца, цинка, сурьмы и ртути.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апенко М. А., Матвеева Г. В., Плотникова М. И. Открытие алмазов на Тимане и перспективы его алмазоносности. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1960, вып. 4, с. 5—13.

Билибина Т. В. Металлогения южной части Южного Урала. — «Советская геология», 1960, № 6, с. 26—40.

Вербицкая Н. П., Гапеева Г. М. О возможных источниках алмазов в россыпях западного склона Урала. — «Разведка и охрана недр», 1959, № 3, с. 8—12.

Воробьева О. А., Самойлов Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Урала. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 65, 319 с.

Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода). М., «Наука», 1964, с. 128—156. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия, Докл. сов. геологов. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций.)

Горохов С. С., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южного Урала. — «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 3, с. 643—646.

- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1941, № 3, с. 36—111.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 3, с. 3—18.
- Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. — «Труды Геол. ин-та», вып. 3 1938, с. 107—150.
- Знаменский Н. Д. Гранитоидные массивы габбровой формации Среднего Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. т. I. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963, с. 485—490.
- Иванов А. А. Месторождения осмистого иридия. — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», 1944, вып. 6, 88 с.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», 1959, вып. 43, с. 7—77.
- Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. М., «Недра», 1964, с. 118—127. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы генезиса руд.)
- Кашин С. А. Коренная платина уральских дунитов. — «Труды НИГРИЗолото», 1956, вып. 21, с. 93—102.
- Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—18.
- Коржинский Д. С. Вопросы колчеданного оруденения в вулканогенных толщах. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1963, с. 19—25.
- Ленных И. В., Лазарев П. В. Геологическая позиция и возраст колчеданных залежей Южного Урала. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 3, 1962, с. 7—27.
- Малахов А. Е. Пышминско-Ключевское медно-кобальтовое рудное поле. — «Труды Свердловск. горного ин-та», 1960, вып. 35, с. 65—81.
- Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. — «Труды СОПС СССР. Сер. уральск.», 1934, вып. 1, 264 с.
- Овчинников Л. Н. К вопросу определения абсолютного возраста рудных месторождений Урала. — «Геохимия», 1958, № 6, с. 545—552.
- Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», 1960, вып. 39, 495 с.
- Овчинников Л. Н., Баклаев Я. П. О закономерностях размещения контактово-метасоматических месторождений Урала в связи с составлением крупномасштабных карт металлогении и прогноза. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, 1962, с. 79—110.
- Пронин А. А. О геотектонической основе металлогении Урала. — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», 1962, вып. 58, с. 3—78.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. М., «Наука», 1971, 216 с.
- Романов Б. М. Гранитная формация Урала и ее редкометальная металлогения. — В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М., Госгеолиздат, 1947, с. 178—184.
- Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала. — «Советская геология», 1949, сб. 40, с. 72—85.
- Рундквист Д. В. О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометальных жильных месторождений восточного склона Урала. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 2, с. 21—37.
- Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 672—679.
- Сергиевский В. М., Петрова И. А. Основные особенности развития тектоники структур, магматизма Урала и закономерности минерализации. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1962, т. 86, с. 3—33.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. — В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 5—21.
- Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распределения. — «Труды Ин-та геол. наук. Сер. рудных м-ний», 1948, вып. 97 (№ 12), 128 с.
- Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — В сб.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 35—63 (Труды ГИН АН СССР, вып. 92).

Штейнберг Д. С. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. — В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, Изд-во Уральск. фил. АН СССР, т. 1, 1963, с. 99—110.

Яницкий А. Л., Сергеев О. П. Байкальские железорудные месторождения и их генезис. — «Труды ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 73. с. 5—105.

ТАЙМЫРСКИЙ ПОЯС

Таймырский металлогенический пояс с его продолжением на Северную Землю располагается к северу от Сибирской платформы на месте Таймырской геосинклинали, заложенной в раннекембрийское время и испытавшей складчатость каледонской и герцинской эпох. (Вакар, 1961; Егiazаров, 1959; Лобанов, 1960; Марков, Равич, 1957, 1959; Урванцев, Эйно́р и др.).

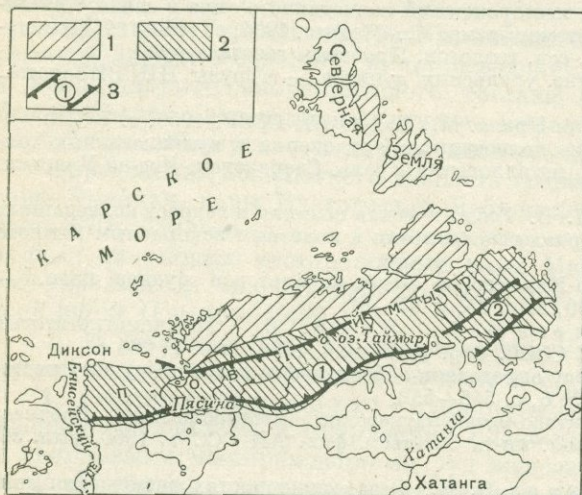


Рис. 35. Структурно-металлогенические зоны Юго-Восточного Таймыра. По М. Ф. Лобанову (1968).

1 — Таймырско-Североземельская байкальская складчатая область; 2 — Таймырская палеозойская складчатая область; 3 — структурно-металлогенические зоны (цифры в кружках): 1 — Быррангская (Pb, Zn, Cu, Fe, Hg, Sb, As); 2 — Тулай-Кирьякатасская (Cu, Ni)

позднее — трапшным габбро-долеритовым магматизмом. Наиболее молодыми являются субщелочные малые интрузии (до нефелиновых сиенитов и щелочных гранитоидов) верхнего палеозоя — нижнего триаса, представляющие собой, вероятно, дифференциаты трапш.

С гранитоидами связаны проявления шеелит-молибденитовых, полиметаллических и киноварь-реальгар-антимонитовых руд, а с щелочными дифференциатами — месторождения флюорита на северном побережье Таймырского озера.

К трапшовому магматизму верхнего палеозоя — мезозоя приурочены проявления железных (магнетитовых) руд типа Ангаро-Илимских месторождений Сибирской платформы, проявления медно-никелевых ликвидационных руд, а также слюдяные кимберлиты, перспективные в отношении алмазности (в шлихах встречены пирроц и хромдиопсид — спутники алмазов).

В пределах Быррангской структурно-металлогенической зоны широко развито телетермальное полиметаллическое (район оз. Сурового и рч. Партизан)

В протерозойский и каледонский этапы развития происходило внедрение интрузий гранитов и габбро-диабазов; с первыми связаны небольшие месторождения пегматитов с мусковитом, проявления олова, вольфрама (главным образом шеелита, частично вольфрамита на Северной Земле), молибдена и золота; с габбро-диабазами ассоциируют проявления медных и железных руд, перспективы которых пока неясны.

Герцинская складчатость проявилась в пределах субширотного хр. Бырранга и сопровождалась внедрением субщелочных гипабиссальных гранитоидов (230—240 млн. лет), а

Герцинская складчатость проявилась в пределах субширотного хр. Бырранга и сопровождалась внедрением субщелочных гипабиссальных гранитоидов (230—240 млн. лет), а

и реальгар-киноварь-антимонитовое (бассейн Извилистой и Убойной) оруденение, связанное, по-видимому, с субщелочными интрузиями триаса (рис. 35).

На о. Октябрьской Революции (Северная Земля) с субщелочными гранитами среднепалеозойского возраста связаны кварц-турмалиновые жилы и грейзены с олово-вольфрам-молибденовым оруденением (Лобанов, 1960).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вакар В. А. Эволюция Таймырской геосинклинали. — «Советская геология», 1961, № 11, с. 109—120.

Егiazаров Б. Х. Геологическое строение архипелага Северная Земля. — «Труды НИИГА», 1959, т. 94, 138 с.

Лобанов М. Ф. Металлогения севера Сибирской платформы. — «Советская геология», 1960, № 7, с. 28—39.

Марков Ф. Г., Равич М. Г., Вакар В. А. Геологическое строение Таймырского п-ова. — «Труды НИИГА», 1957, т. 81, с. 313—387.

Равич М. Г. Металлогения малых интрузий Горного Таймыра. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 289—307.

АЛТАЕ-САЯНСКИЙ ПОЯС

Алтае-Саянский металлогенический пояс окаймляет с юго-запада Сибирскую платформу, охватывая территории Алтая, Западного и Восточного Саяна и продолжаясь на восток в Туву; простирание пояса близширотное, протяжение около 3 тыс. км при средней ширине 200—250 км. Пространственно он совпадает с Алтае-Саяно-Тувинской геосинклинальной зоной, в пределах которой интенсивные процессы складчатости, магматизма и эндогенной минерализации происходили в каледонскую и герцинскую орогенические эпохи.

В согласии с В. А. Кузнецовым, в состав Алтае-Саянской области мы включаем складчатые сооружения юго-западного обрамления Сибирской платформы: Восточный Саян, Туву, Западный Саян, Танну-Ола, Кузнецкий Алатау с Горной Шорией, Горный Алтай, Салаир, а также Минусинскую, Тувинскую и Кузнецкую котловины; с запада к ней примыкает Зайсанская складчатая система (Рудный Алтай и Калба), которая рассматривается дальше.

Алтае-Саянская область относится к регионам сложного гетерогенного строения и многоэтапного полициклического развития структур, магматизма и минерализации (Булытников, 1948; Домарев, 1956; Иванова, 1963, 1964; Кузнецов, 1958, 1960, 1967, 1969; Лабазин, 1940; Унксов, 1958; Шахов, 1934; и др.). Наиболее приемлемая структурно-металлогеническая схема области предложена в последнее время В. А. Кузнецовым (рис. 36).

Алтае-Саянская металлогеническая провинция рассматривается как область развития магматизма и эндогенного оруденения трех тектоно-магматических циклов: байкальского (протерозойского), салаиро-каледонского и герцинского (табл. 7).

Байкальский (протерозойский) тектоно-магматический цикл [установлен в широких границах всего протерозоя и синия; проявился он в Восточном Саяне и Туве. Интрузивные породы этого цикла представлены габброидами с титаномагнетитовым оруденением и более поздними гранитами, сопровождаемыми слюдоносными и редкометальными пегматитами.

Салаиро-каледонский тектоно-магматический цикл включает период от конца синия до середины девона и проявился очень широко на всей территории Алтае-Саянской области.

В раннюю салаирскую стадию (поздний синий — середина кембрия) ложем Алтае-Саянской геосинклинальной области была кора океанического типа

Магматические комплексы и рудные формации Алтае-Саянской складчатой области
По В. А. Кузнецову (с небольшими сокращениями)

Таблица 7

Тектоно-магматический цикл и стадия	Магматический комплекс	Рудная формация и полезные ископаемые	Рудные районы и месторождения
Байкальский	Граниты Габброиды Гипербазиты	Редкометалльные пегматиты Титаномагнетитовая Асбест, нефрит, хромит, группа платины	Восточный Саян, Юго-Восточная Тува Восточный Саян Восточной Саян
Салаир-каледонский	Ранняя стадия Спилито-кератофиры Гипербазиты Габбро, диориты, диабазы Габбро-пироксениты—дуниты Габбро-плагиограниты, габбро-сиениты, плагиограниты	Эксталяционно-осадочная, колчеданная Хромитовая, асбест Титаномагнетитовая, кварц-золоторудная Титаномагнетитовая, медно-никелевая сульфидная Колчеданная, скарновая (железорудный тип), золото-кварцевая, золото-сульфидная	Восточный Саян, Горная Шория, Тува Салаир, Тува, Кузнецкий Алатау Кузнецкий Алатау Восточный и Западный Саяны Восточный и Западный Саяны, Горная Шория, Кузнецкий Алатау
Средняя стадия	Граниты и граносиениты Граниты	Скарновая (Cu, Mo, W), кварц-золоторудная Редкометалльные пегматиты, кварц-молибденовая, грейзеновая	Кузнецкий Алатау, Улень-Туимский район Восточный и Западный Саяны

	<p>Поздняя стадия</p> <p>Гранит-порфиры Гранит-граносиениты Габбро-сиениты Щелочные и нефелиновые сиениты Габбро-сиениты Диорито-диабазы ? ?</p>	<p>Медно-молибденовая Кварц-вольфрамит-молибденитовая Титаномагнетитовая Карбонатиты</p> <p>Скарновая (железородный тип) Кварц-золоторудная Колчеданная (полиметаллический тип) Свинцово-цинковая телетермальная</p>	<p>Кузнецкий Алатау (Сорское) Тува Горная Шория Тува</p> <p>Тува Салаир Салаир Минусинская котловина</p>
Герцинский	<p>Ранняя стадия</p> <p>Кварцевые кератофиры (вулканогены) Граниты Габбро-диабазы</p>	<p>Экзгальационно-осадочная (железородный тип) Скарновая (железородный тип) Скарновая (мышьяково-кобальтовый тип)</p>	<p>Калгутинское, Коргонское и другие месторождения Горный Алтай Инское (Fe), Владимирское (Co) месторождения</p>
	<p>Средняя стадия</p> <p>Гранитоиды Граниты</p>	<p>Скарновая (полиметаллический тип), редко-металльная Редкометалльная пегматитовая, скарновая (вольфрамовый тип), кварц-молибденит-вольфрамитовая</p>	<p>Горный Алтай Тигерцкое, Горный Алтай</p>
	<p>Поздняя стадия</p> <p>Диабазы, лампрофиры ?</p>	<p>Полиметаллическая, барит-полиметаллическая, флюоритовая Ртутная</p>	<p>Урскульское, Чуйское, Кызыл-Чинское Каячинское Акташское</p>

со сравнительно тонкой сиалической оболочкой и неглубоким (относительно) залеганием перидотитового субстрата, о чем свидетельствует широкое развитие здесь спилито-диабазовых и кератофировых формаций, а также габброидных и гипербазитовых интрузий, а вслед за ними габбро-плагиогранитов.

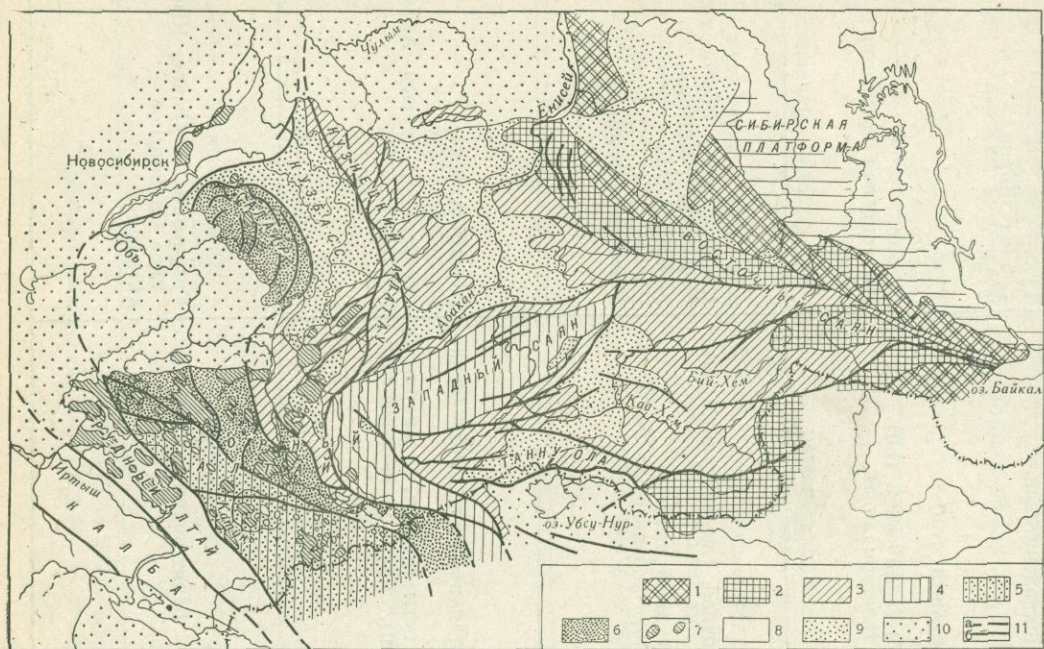


Рис. 36. Структурно-металлогеническая схема Алтае-Саянской складчатой области. По В. А. Кузнецову.

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

Начиная с каледонского этапа развития (конец кембрия — силур, средняя стадия) существенно увеличивалась мощность сиалической коры, отлагались мощные терригенные толщи и происходило внедрение гранитных батолитовых интрузий.

В позднюю стадию салаиро-каледонского цикла (силур — девон) накапливались вулканогенные толщи, сопровождаемые базитами — гипербазитами

и субвулканическими интрузиями гранит-порфиров и гранит-граносиенитов. С интрузиями салаиро-каледонского цикла связано образование многочисленных месторождений хромита, асбеста, титаномагнетита — с базитами-гипербазитами ранней стадии, железорудных, золоторудных, медно-молибденовых и др. — в связи с гранитоидами средней и поздней стадий.

Герцинский тектоно-магматический цикл (средний девон — конец перми) проявился главным образом в Горном Алтае и на Салаире.

Ранняя стадия этого цикла, известная как девонская, или тельбесская, характеризуется накоплением вулканогенных геосинклинальных комплексов и внедрением комагматических с ними гранитоидов и габбро-диабазов с железорудным, главным образом скарновым, оруденением.

Средняя стадия выражена накоплением терригенных толщ среднего и верхнего девона, интенсивно смятых складчатостью и прорванных гранитоидами ниже-среднекарбонového возраста с полиметаллическим и редкометальным оруденением.

Поздняя стадия представлена посторогенными малыми интрузиями диабазов и лампрофиров с полиметаллическим, флюоритовым, ртутным оруденением.

Алтае-Саянская область состоит из разновозрастных по времени консолидации складчатых сооружений. На востоке области, вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы, выделяется наиболее древняя зона байкальской (протерозойской) складчатости. Байкалиды слагают осевую часть Восточного Саяна и восточно-юго-восточные районы Тувы. Здесь характерны толщи метаморфических сланцев протерозоя, прорванные докембрийскими гранитами.

К западу располагается обширная область каледонских складчатых сооружений, слагающих главную часть территории Алтае-Саянской области. Среди каледонид выделяются более ранние структуры — салаириды, закончившие геосинклинальную стадию развития во второй половине кембрия, и более поздние — собственно каледониды, пережившие консолидацию в конце ордовика и начале силура.

Салаириды слагают юго-восточную часть Восточного Саяна, Кузнецкий Алатау и Горную Шорию, протягиваясь в Горный Алтай, Восточную Туву и Восточный Танну-Ола. Для салаирских складчатых зон характерно широкое развитие карбонатных и эффузивно-осадочных формаций нижнего и среднего кембрия, прорванных кембрийскими интрузиями гипербазитов, габбро-перидотитов и габбро-плагиогранитов.

В области развития собственно каледонид в отличие от салаирских зон развиты мощные терригенные флишоидные формации позднего кембрия и ордовика, перекрывающие нижний структурный ярус вулканогенно-осадочного кембрия; здесь характерны раннекаледонские синорогенные гранитные интрузии батолитового типа, а вдоль региональных глубинных разломов локально проявлен и герцинский магматизм — гранитные интрузии и малые посторогенные интрузии. К каледонидам относится Западный Саян, а также часть Горного Алтая (Чарышско-Теректинская зона).

В западной части Алтае-Саянской складчатой области, примыкающей к соседней герцинской Зайсанской складчатой системе, выделяются зоны, испытавшие консолидацию в раннегерцинском этапе развития. К ним относятся Салаир и Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая, для которых характерно наличие в низах разреза вулканогенно-осадочных и терригенных формаций, типичных для салаирид и каледонид, а в верхах разреза — глинисто-сланцевых и карбонатных формаций девона — нижнего карбона. Широко проявился каледонский и герцинский глубинный магматизм, в частности, позднегерцинские

гранитные батолиты — аналоги калбинского интрузивного комплекса Рудного Алтая и Калбы.

В строении Алтае-Саянской области и размещении производных магматизма и эндогенных месторождений большую роль играют глубинные разломы: Главный Восточно-Саянский, а также Сисимо-Казырский, Саяно-Минусинский, Саяно-Тувинский, Кузнецкий, Чарышско-Теректинский и др.

Таким образом, в пределах Алтае-Саянской складчатой области развивались следующие тектоно-магматические циклы, обособившиеся во времени и пространстве и имевшие свою специфику магматизма и металлогении:

I. Байкальский цикл

II. Салаирско-каледонский цикл с двумя этапами — салаирским и каледонским.

III. Герцинский цикл с двумя этапами — раннегерцинским и позднегерцинским.

В пределах каждого цикла выделены три главные стадии: ранняя (геосинклиальная), средняя (орогенная) и поздняя (посторогенная). Для каждой стадии развития характерны свои магматические комплексы и серии связанных с ними эндогенных месторождений.

Докембрийские граниты развиты в зоне байкалид в осевой части Восточного Саяна и Юго-Восточной Туве; с ними тесно генетически связаны редкометалльные пегматиты. В Туве среди эффузивов нижнего кембрия и в парагенетической связи с субвулканическими липаритами известно колчеданное (Cu—Pb—Zn) месторождение Кызыл Таштыг, сходное с уральскими.

Гипербазиты нижнего — среднего кембрия образуют пояса вдоль глубинных разломов, секущих складчатые зоны салаирид Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая и Восточной Тувы. С ними связаны месторождения хромита, асбеста и титаномагнетита, проявления никеля, кобальта, платиноидов. С несколько более молодыми гранитоидами ордовика, развитыми в Кузнецком Алатау, генетически связаны интересные месторождения золота (с примесью в рудах As, Ni, Co) — Бериккульское, Ольховское, Андреевское и др.

С комплексом девонских малых субвулканических интрузий состава от габбро-диабазов до гранодиоритов связаны высокотемпературные гидротермальные месторождения молибдена, вольфрама, висмута, золота, а также мышьяка, меди, кобальта и никеля (Хоувахсинское в Туве и др.) и большая часть скарновых железорудных месторождений (Абаканское, Тельбесское, Темиртауское и др.).

Нет пока ясности и единого мнения относительно генезиса и возраста полиметаллических месторождений Салаира — одна группа геологов (М. А. Усов, А. И. Семенов и др.) связывает их образование с вулканическими очагами кембрия или среднего девона, другая (Г. С. Лабазин, В. С. Домарев) — с герцинскими гранитоидами. Нет единого мнения и относительно возраста ртутных месторождений Горного Алтая и Тувы, которые одними геологами связываются с магматизмом девонского возраста, другими — с верхнепалеозойским магматизмом или даже (В. А. Кузнецов) — с мезозойским магматизмом зон активизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арсентьев В. П., Хренов П. М. Структурно-металлогенетические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 257—276.

Булытников А. Я. Золотоносные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. — «Труды Томск. ун-та», 1948, т. 102, 298 с.

Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железорудных руд Кондомского района Горной Шории. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 2, с. 151—158.

Додин А. Л. Основные черты геологического строения и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Природные условия Красноярского края. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 99—124.

Домарев В. С. Условия образования метасоматических сульфидных и сульфидно-баритовых залежей Салаира. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1956, ч. 85, вып. 4, с. 498—508.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Под ред. акад. И. П. Бардина, т. 1. Изд-во АН СССР, 1958—1959, с. 11—81.

Иванкин П. Ф. Вопросы геологии и металлогении Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 219 с. (Труды Алтайского горно-металлур. научн.-исслед. ин-та, т. 8.)

Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963, 166 с.

Иванова Т. Н. Магматические формации центральной части Алтае-Саянской области и связанные с ними рудные комплексы. — В кн.: Магматические формации. М., «Наука», 1964, 167 с.

Калугин А. С., Мухин А. С. Итоги работ по железным рудам Западной Сибири. — «Вестник ЗСГУ», 1957, № 2, с. 9—23.

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 302—314.

Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. — «Геология и геофизика», 1960, № 1, с. 23—37.

Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — «Труды Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР», 1963, вып. 13, с. 5—68.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1967, с. 275—303.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. — «Геология и геофизика», 1969, № 5, с. 3—10.

Лазарин Г. С. Структурно-морфологические особенности месторождений Салаирских рудников и геологические условия их нахождения. — «Цветные металлы», 1940, № 3, с. 14—20; № 4, с. 7—15.

Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», Сиб. отд. АН СССР, 1966, 156 с. Авт.: В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958, 295 с.

Покалов В. Т., Пастухова Е. С. Возраст и геологические особенности Сорского молибденового месторождения. — «Советская геология», 1961, № 7, с. 107—122.

Смирнов В. И. О металлогении каледонид Западного Саяна. — «Геология и геофизика», 1963, № 2, с. 12—18.

Унксов В. А. Типы медно-никель-кобальт-мышьяковой минерализации в Алтае-Саянской складчатой области. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 5, с. 554—566.

Шахов Ф. Н. Меднорудные месторождения Хакасско-Минусинского района. — В сб.: Полезные ископаемые Зап.-Сиб. края, т. 1. ОГИЗ, 1934, с. 160—186.

ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Зайсанская складчатая система (Рудный Алтай и Калба) располагается непосредственно к западу от Алтае-Саянской области, занимая верховья бассейна Иртыша. В изучении геологического строения и металлогении Рудного Алтая и Калбы большая роль принадлежит геологам Д. И. Горжевскому, И. Ф. Григорьеву (1934), П. Ф. Иванкину (1960), Н. Н. Куреку (1948), В. П. Нехорошеву, Г. Н. Щербе (1954) и др.

По представлениям В. П. Нехорошева (1951) и других исследователей, Зайсанская складчатая система возникла на месте одноименной геосинклинальной системы, в основном в герцинское время. Уже в среднем палеозое эта

геосинклиальная система распалась на ряд геосинклиальных и геоантиклинальных зон, в пределах которых в верхнем палеозое происходило внедрение гранитных батолитов с редкометальными пегматитами и кварц-касситеритовыми, вольфрамитовыми, молибденитовыми грейзеновыми месторождениями (в пределах геосинклиальных зон) и внедрение гипабиссальных гранитоидов с полиметаллическим, медным и золотым оруденением (в пределах геоантиклинальных зон).

Так, в Алейском и Синошинском антиклинориях сосредоточено полиметаллическое оруденение, а в Белоубинской и Калбинской геосинклиальных зонах — редкометальное (Sn, W, Mo) оруденение.

Полиметаллические месторождения Рудного Алтая залегают главным образом среди вулканогенно-осадочных толщ среднего девона (Лениногорское и Змеиногорское месторождения среди толщи D_1^2 , Зыряновское, Золотушинское и другие среди толщи D_2^2 , Николаевское и Шемонаихинское — среди толщи D_3^2 и только Белоусовское и Березовское месторождения залегают среди толщи D_3 , а Бухтарминское и Заводинское месторождения подчинены толще нижнего карбона.

В региональном распределении полиметаллических месторождений решающая роль принадлежит региональным зонам смятия, впервые выделенным В. П. Нехорошевым, — Прииртышской и Северо-Восточной, вдоль которых внедрялись малые интрузии герцинских гранитоидов. Большая часть месторождений приурочена к брахиантиклинальным складкам, причем оруденение развивалось главным образом в присводовых частях этих складок, среди туфов кислых эффузивов метасоматически и экранировалось сланцами.

Возраст оруденения считается позднегерцинским, так как оруденение приурочено к позднегерцинским разломам, секущим местами змеиногорские гранитоиды. Парагенетически месторождения полиметаллических руд, согласно этой точке зрения, тесно связываются с гипабиссальными малыми интрузиями кварцевых альбитофиров, плагиогранит-порфиров, микродиоритов — производных змеиногорского интрузивного комплекса, возраст которого визе — начало перми. С гранитоидами змеиногорского комплекса тесно связаны также небольшие скарновые месторождения магнетитовых руд, грейзеновые шеелитовые месторождения (Колыванское и др.), кварц-молибденитовые и кварц-халькопиритовые жилы.

По данным П. Ф. Иванкина (1960), наиболее важные в экономическом отношении колчеданные медно-цинковые и полиметаллические месторождения Рудного Алтая сформированы в позднем этапе тектоногенеза и магматизма и парагенетически связаны с поздними малыми интрузиями.

Д. И. Горжевский (1956, 1966) среди полиметаллических месторождений Алтая (включая Южный и Горный Алтай) выделяет следующие рудные формации.

1. Медно-пирротиновую среди терригенных толщ Калбинской зоны и западной части Иртышской зоны (Вавилонское и др.);

2. Полиметаллическую в осадочно-вулканогенных толщах Рудного Алтая с подразделением ее на два типа: а) колчеданно-полиметаллического с преобладанием пирита и халькопирита над галенитом и сфалеритом (Белоусовское, Николаевское и другие месторождения Прииртышской зоны Рудного Алтая); б) собственно полиметаллического типа с преобладанием галенита и сфалерита (Змеиногорское, Зыряновское, Лениногорское и другие месторождения Северо-Восточной зоны);

3. Свинцовую в вулканогенных толщах Южного и Горного Алтая;

4. Свинцовую в карбонатных отложениях.

Позднее змеиногорского интрузивного комплекса в пределах Калбинского хребта внедряются более молодые калбинские граниты и адамеллиты, возраст которых верхняя пермь. С ними связана редкометальная (Sn, W, Mo) и золоторудная минерализация Калбы.

В ряде работ Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко подчеркивают зональное расположение рудных поясов Алтая — Калбы и объясняют это явление различиями оруденения структур и приуроченных к ним интрузивных комплексов. Действительно, крайний северо-восточный пояс Горного Алтая характеризуется кварц-вольфрамит-молибденитовым оруденением, а к юго-западу от него расположен полиметаллический пояс Рудного Алтая. Еще дальше на юго-запад находится Калбинская рудная зона с олово-вольфрамовым оруденением, отдельными медно-пирротиновыми и золоторудными месторождениями.

Далее к западу намечается вольфрам-молибденовый пояс, а на крайнем западе, в хр. Чингиз, медно-золото-полиметаллический пояс с месторождениями медных скарных и колчеданных, полиметаллических, баритовых и золотых руд. В структурном отношении все промышленные полиметаллические месторождения Рудного Алтая расположены в пределах антиклинориев, а Калбинские редкометальные (Sn, W, Mo) — в пределах синклиниоров с кислыми гранитами. К юго-западу от Калбинского синклинория располагается Чарский антиклинорий с гипабиссальными гранодиоритами — кварцевыми диоритами и связанным с ними золото-сурьмяным оруденением.

На крайнем юго-западе находится Чингизская зона — внутренняя геантиклиналь с умеренно кислыми позднегерцинскими гранитоидами, несущими золото-медное оруденение.

Таким образом, отчетливо устанавливается эмпирическая закономерность: в геантиклинальных структурах развито медно-золото-полиметаллическое оруденение, а в геосинклинальных структурах — олово-вольфрам-молибденовое.

П. Ф. Иванкин (1960) выделяет для Рудного Алтая три главных этапа тектонического и металлогенического развития.

1. Ранний доорогенный (эйфель — нижний визе) с кислыми и основными эффузивами и субвулканическими интрузиями без промышленного оруденения.

2. Средний орогенный с змеиногорским интрузивным комплексом (визе — пермь), с различными фазами которого связаны небольшие скарные месторождения меди, железа, вольфрама (шеелита), медно-порфиоровые, медно-турмалиновые, золото-шеелитовые и др.

3. Поздний с глыбовыми движениями, внедрением малых гипабиссальных интрузий кварцевых альбитофиров, плагиогранит-порфиров, порфиритов, диабазов. С ними парагенетически ассоциируют главные полиметаллические месторождения Рудного Алтая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О закономерностях размещения полиметаллических и редкометальных зон и поясов (на примерах Алтая, Вост. Казахстана и Забайкалья). — Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1956, № 2—3, с. 36—61.

Горжевский Д. И. Свинцово-цинковые рудные формации Алтая и Забайкалья и их геотектоническая позиция. — В сб.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 156—162.

Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. — В кн.: Большой Алтай, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1934, с. 37—53.

Иванкин П. Ф. О генетических типах и этапах сульфидного оруденения на Рудном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, с. 29—49. (Труды Алтайского горно-металлур. научн.-исслед. ин-та, т. 9.)

Курек Н. Н. Серпидолиты Риддерских месторождений на Алтае. Материалы ВСЕГЕИ, «Полезные ископаемые», сб. № 4, 1948, с. 48—64.

Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, 188 с. (Труды Всесоюз. Аэрогеол. треста, вып. 3.)

Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 5, с. 46—65.

КАЗАХСТАНСКИЙ ПОЯС

Казахстанский металлогенический пояс занимает огромную территорию КазССР, прослеживаясь далее на восток и юго-восток в Монгольскую Народную Республику и Китайскую Народную Республику. Общее простирание пояса широтное, протяжение около 6000 км при ширине до 2000 км.

Наиболее интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации происходили на этом пространстве в герцинскую орогеническую эпоху и только в небольшой северо-западной части пояса главное значение имела каледонская орогеническая эпоха.

Геологическое строение и металлогению Казахстана изучали многие геологи: А. А. Богданов (1959), И. И. Бок, Р. А. Борукаев (1955), Ф. И. Вольфсон (1945), Ш. Е. Есенов («К металлогении...», 1969), Н. Г. Кассин (1935), А. К. Каюпов, И. И. Князев, В. С. Коптев-Дворников (1952), П. Н. Кропоткин, Н. И. Наковник, В. П. Нехорошев, М. П. Русаков и Г. М. Фремд (1958), К. И. Сатпаев (1957^{1,2}, 1959, 1968), А. И. Семенов (1957), Е. Д. Шлыгин, Г. Н. Щерба (1960, 1966). Работы по металлогении и составлению металлогенических карт Казахстана в течение долгих лет возглавлялись К. И. Сатпаевым, по материалам которого главным образом излагаются основные черты металлогении этой обширной территории.

Выделяются следующие структурно-металлогенические зоны эндогенной металлогении:

1. Зайсанская с полиметаллической, золоторудной и редкометальной минерализацией Рудного Алтая и Калбы.
2. Центрально-Казахстанская с мозаичным строением и месторождениями цветных и редких металлов.
3. Тургайская со скарновыми железорудными месторождениями Соколовско-Сарбайского рудного поля.
4. Мугоджары — южное продолжение Уральского пояса с хромитовой, медноколчеданной и асбестовой минерализацией.
5. Каратауская со свинцово-цинковыми телетермальными месторождениями типа Ачисай-Миргалымсай.
6. Северного Тянь-Шаня с полиметаллической, золоторудной и редкометальной минерализацией.

Анализ богатого фактического материала позволяет выделить в развитии геологических структур, магматизма и металлогении следующие этапы: 1) допалеозойский, включая верхний протерозой (рифей); 2) раннекаледонский (кембрий и ордовик); 3) позднекаледонский (голандий и нижний девон); 4) раннегерцинский (средний девон — средний карбон); 5) верхнегерцинский (верхний карбон и пермь); 6) киммерийско-альпийский.

Зайсанская зона, занимающая северо-восток Казахстана, является частью Алтае-Саянской складчатой области, включает Рудный Алтай и Калбу и вкратце уже описана в составе Алтае-Саянской области.

Центрально-Казахстанская зона по богатству недр превосходит все другие регионы республики. Здесь сосредоточены крупнейшие месторождения меди, свинца и цинка, редких металлов, возникшие в связи с многоэтапным развитием магматизма области (табл. 8).

В Центральной Казахстане устанавливается четкая закономерность в изменении характера интрузивной деятельности во времени — от наиболее основных и ультраосновных пород к кислым. Так, для протерозоя характерны ультрабазиты, для каледонских этапов — основные и средней основности магмы; для раннегерцинского этапа характерны многофазные гранодиоритовые комплексы, для позднегерцинского этапа — ультракислые аляскитовые интрузии.

С разновозрастными, разного состава магматическими комплексами связана своя специфика минерализации: с гипербазитами — хромит, асбест; с гранодиоритами и породами средней основности — медь, свинец, цинк, золото, железо и др.; с ультракислыми аляскитовыми интрузиями — редкие металлы (W, Mo, Sn).

Тургайская зона характеризуется развитием умеренно кислых гранитоидов герцинского возраста с крупными скарновыми месторождениями железных руд Соколовско-Сарбайской группы (с примесью в рудах кобальта и никеля) в породах палеозойского фундамента, перекрытых мощным чехлом мезо-кайнозойских пород.

В верхнем рудоносном рыхлом чехле выделяются экзогенные рудные формации: никеленосной коры выветривания гипербазитов, бокситов и оолитовых железных руд, россыпи рутила и ильменита.

Мугоджары представляют собой южное продолжение Уральского металло-геологического пояса и характеризуются теми же, что и на Урале, типами минерализации и уже описаны в разделе, посвященном Уралу.

Южный Казахстан (Каратау и северные ветви Тянь-Шаня) характеризуется ведущей ролью свинца и цинка в телетермальных месторождениях, большой ролью сидеритовой (также телетермальной) минерализации Абаильского рудного поля, ртутно-полиметаллическим оруденением Таласского района и осадочными концентрациями ванадия и молибдена в среднем кембрие хр. Каратау (табл. 9).

Редкометальное оруденение Центрального Казахстана особенно детально изучено Г. Н. Щербой, который обоснованно связывает минерализацию с лейкократовыми (аляскитовыми) гранитами акчатауского комплекса позднегерцинского, точнее пермского, возраста.

Важным фактором размещения редкометального оруденения Центрального Казахстана является наличие глубинных разрывных нарушений, рассекающих кристаллический фундамент и обеспечивающих проникновение рудоносных интрузивов в верхние структурные ярусы. В результате формируются редкометальные пояса — Куу-Кзылтау-Мамантасский и др. (рис. 37).

Наиболее продуктивны штокверковые месторождения, промышленное значение нередко имеют и жильные месторождения. Среди штокверковых месторождений следует в первую очередь назвать рудные поля вольфрамит-молибденитового оруденения Шалгия, Джанет, Восточный Коунрад¹, Акчатау, Байназар, а также шеелитоносные штокверки типа Верхнее Кайракты; по характеру минерализации к ним близки кварцевожильные месторождения Куу,

¹ По данным Р. Н. Соболева и Н. А. Борщевского (1966), Восточно-Коунрадское месторождение связано не с пермскими, а с более древними (С₂ — С₃, абс. возраст 310 млн. лет) гранитоидами.

Основные черты металлогении Центрального Казахстана

Металлогеническая эпоха	Рудная формация	Генетический тип месторождения	Месторождение	Ведущие компоненты руд *
Докембрийская	Золоторудная	Гидротермальный	Боровское	Au, (Sn, W)
	Скарновая (меднорудный тип)	Скарновый	Имантау	Cu, (Fe)
Раннекаледонская	Медно-молибденовая	Гидротермальный	Бошекуль	Cu, Mo, (Au, Co, Re, Pt группа)
	Барит-колчеданная	»	Майкаин	Ba, Au, (Pb, Cu, Ag)
	Скарновая (железорудный тип)	Скарновый	Атансор	Fe, (Co)
Позднекаледонская	Золоторудная	Гидротермальный	Степняк	Au, Ag, (Pb, Zn, Cu)
	Колчеданная	»	Акбастау	Cu, Au, (Pb)
Раннегерцинская	Скарновая (полиметаллический тип)	Скарновый	Кзыл-Эспе	Pb, Zn, (Cu, Cd, Ag)
	Железо-марганцевая и барит-полиметаллическая	Эксталяционно-осадочный	Атасуйское	Fe, Mn, (Ba, Pb, Zn, Ag)
	Медно-молибденовая	Гидротермальный	Коктаскал	Cu, Mo

Позднегерцинская	Медистых песчаников	Телетермальный (или осадочный?)	Джезказганское	Cu, Pb, Zn, (Ag, Re)
	Медно-молибденовая	Гидротермальный	Коунрад	Cu, Mo, (Ag, Re)
	Скарновая (полиметаллический тип)	Скарновый	Аксоран-Акджал	Pb, Zn, (Cd)
	Скарновая (медно-кобальтовый тип)	»	Саяк	Fe, Cu, Co, (Mo)
	Скарновая (полиметаллический тип)	»	Карагайлы	Pb, Zn, Ba
	Кварц-вольфрамит-молибденитовая	Гидротермальный и грейзеновый	Акчатау, Кайракты	W, Mo, (Bi, Sn)
	Ртутно-сурьмяная	Гидротермальный	Тургайская зона	Hg, Sb, (As, Bi)
Протерозойская	Метаморфогенная (железорудный тип)	Метаморфогенный	Карсакпайское	Fe
Раннекаледонская	Метаморфогенная (ванадий-молибденитовый тип)	Осадочно-метаморфогенный	Киякты	V, Mo
Раннегерцинская	Меденосных красноцветных песчаников	Осадочный	Атбасар	Cu, (Pb)
Позднегерцинская	Та же	»	Тарсаккан	Cu, (Ba, Sr)
Киммерийско-альпийская	Бокситовая	»	Амангельды	Al
	Рутил-ильменитовая	Осадочный (ископаемая россыпь)	Тургайское	Ti

* В скобках указаны второстепенные компоненты руд.

Основные черты металлогении Южного Казахстана

Таблица 9

Металлогеническая эпоха	Рудная формация	Генетический тип месторождения	Месторождение	Ведущие компоненты руд *
Раннекаледонская	Золоторудная	Гидротермальный	Баянаул	Au, Ag
	Позднекаледонская	»	Кендыктас	Pb, Zn, Ag
Позднекаледонская	Сидеритовая	Телетермальный	Абаил	Fe
	Золоторудная	Гидротермальный	Ранг	Au, Ag, (Pb, Cu)
	Редкометалльная	»		Ta, Nb
Раннегерцинская	Полиметаллическая	»	Текели	Pb, Zn, Ag, (Sb, Cd)
	Барит-флюоритовая	»	Бадам	Ba, F, Ag
	Скарновая (Fe—Cu—Co тип)	Скарновый	Ирису	Fe, Cu, (Co)
Позднегерцинская	Свинцово-цинковая	Телетермальный	Миргалимсай, Ачисай	Pb, Zn, (Ag, Ba)
	Ртутно-полиметаллическая	»	Таласс	Hg, Pb, (Zn)
Раннекаледонская	Ванадиеносных сланцев	Осадочный	Каратау	V, (Mo)
Киммерийско-альпийская	Железорудная	»	Приаралье	Fe

* В скобках указаны второстепенные компоненты руд.

Аршалы, Караоба и др. (вольфрамит-молибденитовые с примесью минералов висмута, касситерита, арсенопирита и др.).

В целом для металлогении Центрального Казахстана и особенно Северного Прибалхашья типичны молибден и вольфрам и сопутствующие им олово и висмут (оруденение поздних этапов).

К редкометальному типу Г. Н. Щерба относит также вторичнокварцитовый тип медно-молибденовых месторождений Коунрад, Борлы, Сокуркой и др.,

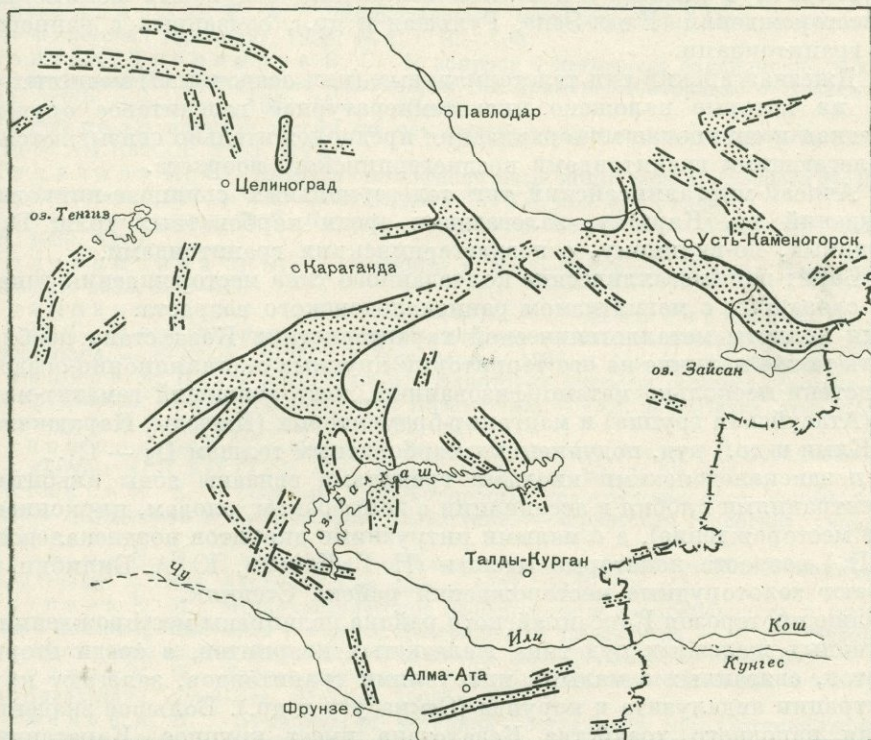


Рис. 37. Схема редкометальных поясов и районов Восточного Казахстана. По Г. Н. Щерба (1960). Крапом показаны рудоносные площади.

тесно связанный с верхнепалеозойскими малыми интрузиями и экструзиями фельзитов и порфиров.

Не совсем ясны соотношения вольфрамит-молибденитовых и медно-молибденовых месторождений. Вряд ли они одновозрастны и связаны с одним и тем же интрузивным комплексом. Результаты детального изучения Коунрадского месторождения К. С. Газизовой (1957) приводят к выводу о более позднем образовании медно-молибденовых месторождений в связи с малыми субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров и фельзитов конечных этапов.

Что касается месторождений цветных металлов Центрального и Южного Казахстана, то среди них следует выделить несколько разновозрастных типов, возникших в различных геологических условиях:

1. Карагайлы-кайрактинский тип барит-галенитовых месторождений, наиболее продуктивных в отношении свинца, связанных с позднегерцинскими гранитоидами, расположенными вдоль зон разломов.

2. Аксоран-акжалский тип скарново-карбонатных месторождений в контактовых зонах позднегерцинских (по другим данным раннегерцинских?) гранитоидов. Здесь можно выделить два подтипа — аксоранский с прожилково-вкрапленным, главным образом галенитовым, оруденением и акжалский галенит-сфалеритовый со светло-зеленым мелкозернистым полупрозрачным сфалеритом и более ранними крупными кристаллами коричнево-оранжевого сфалерита, богатого кадмием (пришибрамита).

3. Кзыл-эспинский тип собственно скарновых полиметаллических месторождений (Кзыл-Эспе, Гульшад и др.), связанных с раннегерцинскими гранитоидами.

4. Джекказганский тип телетермальных (или осадочных?) медистых песчаников, на которые наложено низкотемпературное галенитовое оруденение.

Медная и свинцовая минерализация предположительно связываются с глубокозалегающими гранитоидами позднегерцинского возраста.

5. Ачисай-миргалимсайский тип телетермальных свинцово-цинковых месторождений хр. Каратау, залегающих среди карбонатных толщ $D_3 - C_1$ и связанных, по-видимому, с позднегерцинскими гранитоидами.

6. Барит-полиметаллические колчеданного типа месторождения типа Майкаина, связанные с магматизмом раннекаледонского возраста.

Для полноты металлогенической характеристики Казахстана необходимо отметить также наличие на его территории крупных эксгальационно-осадочных, впоследствии несколько метаморфизованных, месторождений гематит-магнетитовых (Атасуйская группа) и манганит-браунитовых (Джезды, Караджальское, Ктай, Клыч и др.) руд, подчиненных карбонатным толщам $D_3 - C_1$.

С позднекаледонскими кислыми гранитами связаны зоны альбитизации с концентрациями ниобия в ассоциации с вольфрамом, оловом, цирконием (Лосевское месторождение), а с малыми интрузиями диоритов позднекаледонского ($S_2 - D_1$) возраста некоторые геологи (Н. Г. Кассин, Ю. А. Билибин и др.) связывают золоторудные месторождения района Степняк.

Толще протерозоя Карсакапайского района подчинены месторождения метаморфогенных железных руд типа железистых кварцитов, а среди вторичных кварцитов, связанных с малыми интрузиями гранитоидов, залегают крупные концентрации андалузита и корунда (Семизбугу и др.). Большое значение для развития народного хозяйства Казахстана имеет крупное Карагандинское месторождение каменного угля (возраст C_3) и ряд менее значительных угленосных бассейнов пермского и юрского возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 272 с.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1959, нов. сер., т. 64, № 1, с. 3—38.

Борукбаев Р. А. Некоторые закономерности металлогении допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1955, вып. 20, с. 36—51.

Вольфсон Ф. И. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана. — «Труды ИГиН АН СССР. Сер. рудн. м-ний», 1945, № 7, 119 с.

Газизова К. С. Медное месторождение Коунрад. М., Госгеолтехиздат, 1957, 130 с.

Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 41, 1961, 496 с.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), тт. I—VI, «Наука», КазССР, 1967—1969. Т. I, 1967, с. 305—362; т. II, 1967, с. 10—300; т. III, 1967, с. 13—253; т. IV, 1968, с. 94—143; т. V, 1969, с. 150—161; т. VI, 1968, с. 5—173.

Захаров Е. Е. Металлогения Каратау. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 380—417.

Кассин Н. Г. Металлогенические циклы Казахстана. — «Проблемы советской геологии», 1935, № 2, с. 169—181.

К металлогении тектоно-магматических циклов Казахстана. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1969, № 2, с. 65—72. Авт.: Ш. Е. Есенов, А. К. Каюпов, В. Г. Ли и др.

Коноплянцев М. А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана. — «Советская геология», 1959, № 2, с. 85—104.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 4, с. 63—80.

Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, 319 с.

Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. М., Гостехиздат, 1962, с. 109—223 (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 80).

Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 421 с.

Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая. М., Госгеолиздат, 1952, с. 3—88.

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Неженский И. А., Павлова И. Г. О закономерностях размещения редкометальных месторождений Центрального Казахстана. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1966, т. 133. М., «Недра», с. 5—44.

Русakov М. П., Фрейд Г. М. Некоторые вопросы генезиса, состава локализации и оруденения вторичных кварцитов Казахстана. — «Уч. зап. Казах. гос. ун-та. Геология и география», 1958, т. 37. вып. 4, с. 61—81.

Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. геол.», 1948, вып. 93, № 28, 122 с.

Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане. — «Советская геология», 1957, № 58, с. 93—109.

Сатпаев К. И. О специфике и основных этапах развития металлогении Центрального Казахстана. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 3, с. 3—14.

Сатпаев К. И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении эндогенной концентрации меди в недрах Центрального Казахстана. — В сб.: Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959, с. 145—151.

Сатпаев К. И. Избранные труды. Т. 3. Проблемы металлогении и минеральные ресурсы Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 5—312.

Семенов А. И. Принципы и методика составления металлогенической карты Восточного Казахстана. — «Советская геология», 1957, сб. 58, с. 110—127.

Соболев Р. Н., Боршевский Ю. А. Абсолютный возраст гранитной интрузии Восточный Коунрад (Центральный Казахстан). — В сб.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., «Наука», 1966, с. 240—244. (Труды XIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций.)

Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1938, с. 737—769.

Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 381 с.

Щерба Г. Н. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом. М., «Недра», 1966, с. 71—87 (Материалы Межвед. совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций»).

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ ПОЯС

Среднеазиатский металлогенический пояс примыкает с юга к Казахстанскому и протягивается в близширотном направлении, охватывая территории четырех советских республик — Узбекской, Таджикской (кроме ее южной части которая относится к Средиземноморскому поясу), Киргизской и Туркменской. Общее протяжение пояса 2000 км, средняя ширина 400 км.

Наиболее интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации проявились здесь главным образом в герцинскую орогеническую эпоху, а в северной части области — в каледонскую.

Большой вклад в изучение геологического строения и металлогении Средней Азии внесли геологи Х. М. Абдуллаев (1947, 1960_{1, 2}), Ю. А. Арапов, Х. Н. Баймухамедов, Р. Б. Баратов (1960), Ф. И. Вольфсон (1940, 1947), В. Г. Гарьковец (1971), Е. Н. Горецкая, Е. Д. Карпова (1946, 1959, 1960), А. В. Королев (1941, 1947), А. П. Марковский, С. Ф. Машковцев, Д. В. Навликин, Б. Н. Наследов (1961), В. А. Николаев, А. В. Пейве, В. И. Попов, В. Э. Поярко, Н. М. Сеницын (1959), В. И. Смирнов (1944, 1947), Я. Г. Тер-Оганесов (1940), А. Е. Ферман, И. Х. Хамрабаев, П. А. Шехтман, Д. И. Щербаков (1935) и многие другие, по материалам которых составлен приведенный ниже краткий очерк.

Каледонская складчатость, интенсивно проявившаяся в северной части Среднеазиатского пояса, сопровождалась внедрением гипербазитов и гранитоидов, с которыми, однако, связаны лишь мелкие рудопроявления хромита и платиноидов с гипербазитами, редкометальных пегматитов и кварцеворудных жил с золото-вольфрам-молибденовой минерализацией с гранитоидами.

Значительно продуктивнее герцинский магматизм, широко проявленный в средней и южной частях Среднеазиатского пояса. С наиболее ранними герцинскими интрузиями гипербазитов и габбро (абс. возраст 300—320 млн. лет) связаны мелкие проявления хромита и осмистого иридия (минерализация ранней стадии).

С умеренно кислыми гранитоидами средней стадии развития (возраст гранитоидов C_2 — C_3 , абс. возраст 260—270 млн. лет) связаны многочисленные скарновые шеелитовые месторождения, местами с подчиненными им концентрациями касситерита или молибденита. С ними же связаны высокотемпературные гидротермальные метасоматические месторождения арсенопиритовых руд с примесью золота, висмута, кобальта.

С малыми интрузиями гранитоидов поздней стадии герцинского магматизма (от Р до границы с Мз) связаны многочисленные полиметаллические, кварц-касситеритовые и сульфидно-касситеритовые, медно-молибденовые, медно-висмутовые, золоторудные месторождения и проявления.

К этому же позднегерцинскому циклу минерализации многие исследователи относят месторождения флюорита и сурьмяно-ртутных руд, хотя накопившийся в последнее время фактический материал позволяет отнести по крайней мере часть этих месторождений к более молодому киммерийскому или даже альпийскому циклу.

Схема соотношения поясов ртутно-сурьмяных и вольфрам-олово-мышьяковых месторождений Южного Тянь-Шаня, приводимая В. И. Смирновым, на которой ртутно-сурьмяный пояс косо срезает зону развития герцинских гранитоидных интрузивов и тесно с ними связанных скарновых, главным образом вольфрам-олово-мышьяковых, месторождений, также говорит об относительно более молодом возрасте ртутно-сурьмяного оруденения (рис. 38).

Альпийский магматизм и эндогенное оруденение известны в хребтах Кугитанг и Копет-Даг, а также в Дарвазе и на Памире, где с небольшими телами альпийских гранитоидов связаны месторождения полиметаллических руд, барита и витерита, киновари, золота.

Согласно Е. Д. Карповой, на территории палеозойской складчатой области Средней Азии выделяются пять структурно-формационных зон (табл. 10): Северо-Тяньшаньская, Кураминская, Южно-Гиссарская (области раннепалео-

зойской консолидации), Алай-Кокшаальская и Каратау-Чаткало-Нарынская (области позднепалеозойской консолидации). Независимо от возраста консолидации для всех пяти зон главное значение имела позднепалеозойская минерализация.

Металлогения Северо-Тяньшаньской зоны характеризуется господством гидротермальной свинцово-цинковой минерализации, возникшей в стадию послегеосинклинальной консолидации раннепалеозойских складчатых структур. Геосинклинальная стадия развития зоны охватывает интервал времени от позднего протерозоя до ордовика включительно. Широко проявился магматизм: позднекембрийские и кембрийские спилито-диабазы, андезиты, кератофиры; кембрийские интрузии диоритов-плагиигранитов; позднеордовикские батолиты гранодиоритов — гранитов. Оруденение, связанное с магматизмом, выражено слабо: лишь с батолитами гранодиоритов — гранитов позднеордовикского возраста связаны мелкие проявления олова, вольфрама и молибдена в пегматитах, грейзенах и кварцевых жилах.

Эндогенная минерализация проявилась главным образом после консолидации структуры в среднем и верхнем палеозое, в связи с интрузиями гранитоидов. С гранитами девонского возраста связаны небольшие скарновые магнетит-халькопиритовые месторождения с наложенным золотом (Акташ), жильные кварц-молибденитовые и кварц-вольфрамит-молибденитовые проявления.

С позднепалеозойскими гранитоидами монзонит-сиенитового и главным образом гранит-аляскитового комплексов связаны полиметаллические и редкометалльно-полиметаллические месторождения: Актюз с свинцово-цинк-молибден-оловянной минерализацией, Курганское с пирротин-галенит-сфалерит-касситеритовыми рудами, Уч-Имчек с арсенопиритовыми рудами, содержащими свинец, цинк и висмут.

Металлогения Кураминской зоны очень богата и представлена крупными концентрациями свинца и цинка, меди, флюорита, мышьяка, висмута, вольфрама, молибдена, железа скарнового и главным образом гидротермального типов, связанных с позднегерцинскими гранитоидами. Крупные интрузивы гранитоидов C_2 — C_3 возраста сопровождаются скарновым магнетитовым оруденением (Туранглы, Гавасайская группа) и медно-золоторудной минерализацией.

С гиабиссальными малыми интрузиями гранитоидов C_3 и главным образом пермского возраста связаны следующие типы месторождений:

- 1) шеелитоносные молибденосодержащие скарны (Чорух-Дайрон);
- 2) медно-молибденовые прожилково-вкрапленные (Алмалык);
- 3) полиметаллические скарнового типа (Алтын-Топкан, Кансай, Дарбаза);
- 4) среднетемпературные метасоматические полиметаллические руды в карбонатных породах (Кургашин-Кан и др.).

С наиболее молодыми позднепермскими малыми интрузиями гранитоидов связаны месторождения: низкотемпературные золото-серебряные (Чадакская

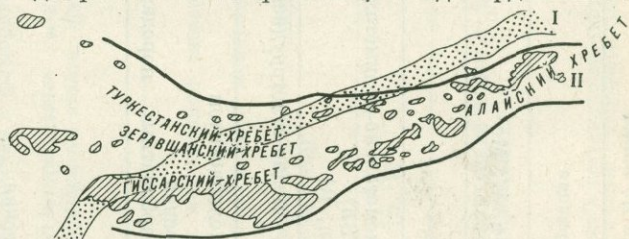


Рис. 38. Схема соотношения поясов ртутно-сурьмяных и вольфрам-олово-мышьяковых месторождений Южного Тянь-Шаня. По В. И. Смирнову.

I — зона месторождений ртути и сурьмы; II — зона месторождений вольфрама, олова и мышьяка. Заштрихованы интрузивы герцинских гранитоидов

Зона	Состав и возраст магматического комплекса	Рудная формация	Месторождение
Северо-Тяньшаньская	Гранодиориты-граниты O_2	Пегматиты, грейзены с Sn, W, Mo	Проявления
	Граниты девона	Скарновая (Fe—Cu—Au) Кварцевые жилы с W, Mo	Акташ Проявления
	Монцит-слениты и аляскитовые граниты	Полиметаллическая, редкометалльно-полиметаллическая (Pb, Zn, Mo, Sn) Арсенопиритовая с Pb, Zn, Bi	Актюз, Курганская группа Уч-Имчек
Кураминская	Гранитоидные батолиты $C_2—C_3$	Скарновая магнетитовая, медно-золоторудная	Туранглы, Гавасайская группа
	Гипабиссальные малые интрузии гранитоидов C_3 и главным образом P	Скарновая с шеелитом и молибденитом Медно-молибденовая Скарновая полиметаллическая Полиметаллическая в карбонатных породах	Чорух-Дайрон Алмалык Алтын-Топкан, Кансай Кургашии-Кан
	Малые интрузии гранитоидов $P_2—T$	Золото-серебряная Свинцово-серебряная Свинцово-флюоритовая Мышьяково-полиметаллическая Висмут-мышьяковая Медно висмутовая Свинцово-цинковая телетермальная	Чадакская группа Тары-Экан, Лашкерек Кан-и-Мансур, Наугарзан Такели Брич-Мулла Адрасман, Джелтимас Уч-Кулач, Сумсар
Южно-Гиссарская	Кератофиры	Колчеданно-полиметаллическая	Хандиза
	Порфиридные граниты-гранодиориты северо-варзобского комплекса	Скарновые м-ния шеелита, арсенопирита, иногда с касситеритом	Проявления
	Граниты C_3 южно-варзобского комплекса	Пегматиты и грейзены с оловом и кварц-шеелит-касситеритовые жилы	Проявления
	Дайки щелочно-лампрофировых пород P_2 (или $Mz?$)	Флюоритовая, иногда с галенитом	Такоб, Кандара

Алай-Кокшаальская	Граниты-гранодиориты позднего палеозоя	Шеелитоносные скарны Кварц-золото-сульфидные жилы и штокверки Шеелитоносные скарны Зирабулак-Каратюбинского района Кварц-сульфидно-касситеритовая	Лянгар, Койташ Мурунтау * (?) Ингичке, Каратюбе Лапас
	Небольшие массивы гранитоидов С ₃ -Р	Шеелитоносные скарны с наложенной грейзеновой касситеритовой минерализацией Скарновые и высокотемпературные метасоматические арсенопирит-леллингитовые руды с примесью Au, Bi, Co, Sn	Майхура Мосриф, Казнок, Чалкуйрюк, Сарымат, Такфон и др.
	Магматические очаги гранитоидов Р ₂ или Мz (?)	Телетермальные м-ния Sb, Hg, As (реальгар-аурипигментовые руды) обычно с флюоритом Низкотемпературные гидротермальные м-ния оптического барита, исландского шпата, флюорита	Кадамджай, Хайдарнак, Чаувай, Джижикрут, Парз, Магиан и др. Кули-Колон, Парвин, Магиан и др.
Каратау-Чаткало-Нарынская	Габбро-монцонит-гранодиориты С ₃	Шеелитоносные скарны с наложенной минерализацией золота Магнетитовые скарны с наложенной минерализацией меди Гидротермальные кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом и золотом	Кумбель (Сонкуль) Сусинген Проявления
	Лейкократовые граниты Р	Пегматиты и грейзены с Sn, W	Саргардон, Узуп-Булак
	Малые интрузии и дайки гранитоидов	Телетермальные полиметаллические м-ния с Au, Sb, флюоритовые месторождения	Бассейн р. Кассан (?) и другие районы

* Для золоторудного поля Мурунтау обоснованно выдвигается гипотеза его образования в результате динамотермального метаморфизма древней протерозойской россыпи; жилы и прожилки кварца с золотом и сульфидами возникли в связи с гидротермальной деятельностью верхнепалеозойских гранитоидов и пересотложением золота (Гарьковец, 1971).

группа), свинцовые и свинцово-серебряные (Тары-Экан, Лашкерек), галенит-флюоритовые (Кан-и-Мансур, Наугарзан), мышьяково-полиметаллические (Такели), висмут-мышьяковые (Брич-Мулла), медно-висмутовые (Адрасман, Джелтимас).

Для этой зоны характерны также крупные телетермальные месторождения свинцово-цинковых руд (Уч-Кулач, Сумсар) того же типа, что и месторождения хр. Каратау в Казахстане.

Металлогения Южно-Гиссарской зоны представлена тремя различными магматическими и рудными комплексами. С кератофирами среднего палеозоя тесно связаны и залегают среди их туфов и прослаивающих последние битуминозных известняков пластообразные залежи полиметаллических руд (месторождение Хандиза), вероятно, колчеданного типа; с порфирированными гранитами-гранодиоритами северо-варзобского комплекса (C_2) связаны скарновые месторождения шеелита, арсенопирита, иногда с примесью касситерита; с более молодыми (C_3) гранитами южно-варзобского комплекса — оловоносные пегматиты, грейзены и кварц-шеелит-касситеритовые жилы.

Наиболее молодыми проявлениями магматизма являются дайки щелочно-лампрофировых пород (P_2 или Mz), с которыми парагенетически связаны проявления галенита и месторождения флюорита (Такоб, Кандара и др.).

Металлогения Алай-Кокшаальской зоны характеризуется наличием важных месторождений золота, вольфрама, олова, сурьмы и ртути. Это область типичного миеогеосинклинального развития в течение позднего докембрия и всего палеозоя с крупными позднепалеозойскими гранитными интрузиями, к которым приурочены месторождения золота, вольфрама, олова, мышьяка, кобальта. Более молодыми, относящимися к послегеосинклинальной стадии развития, являются месторождения сурьмы и ртути (P или даже Mz).

С гранит-гранодиоритовыми массивами связаны месторождения шеелитовых скарнов (Лянгар, Койташ) и гидротермальные кварц-золото-сульфидные жилы и штокверки (Мурунтау). Однако в отношении условий образования золоторудного поля Мурунтау выдвигается и другая точка зрения. В. Г. Гарьковец (1971) выделяет Мурунтау в самостоятельный кызылкумский тип сингенетически-эпигенетических месторождений группы древних метаморфизованных россыпей. Для этого типа оруденения характерна его приуроченность только к метаморфическим толщам допалеозойского возраста (900 млн. лет — протерозой), в которых отмечается повышенное содержание золота. Таким образом, образование рудного поля Мурунтау рассматривается с позиции гипотезы динамотермального метаморфизма.

В Зирабулак-Каратюбинском районе с позднепалеозойскими биотитовыми гранитами — гранодиоритами связаны скарновые шеелитовые месторождения (Ингичке, Каратюбе) и небольшие проявления кварц-сульфидно-касситеритовых руд (Ляпас).

В Зеравшано-Гиссарской горной области с гранитоидами C_3 — P связаны скарново-шеелитовые месторождения с наложенной грейзеновой касситеритовой минерализацией (Майхура), скарновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения арсенопирит-лёллингитовых руд иногда с примесью золота, висмута, кобальта (Мосриф, Казнок, Чалкуйрюк, Сарымат и др.) или олова (Такфон и др.). По северному склону Алайского хребта среди карбонатных пород среднего палеозоя известны телетермальные месторождения ртутных (Хайдаркан), сурьмяных (Кадамджай), ртутно-мышьяковых (Чаувай) руд верхнепермского или, может быть, уже мезозойского возраста.

Аналогичная сурьмяно-ртутная минерализация известна и в Зеравшано-Гиссарской горной системе (м-ния Джижикрут, Парз, Магиан и др.), причем этот тип минерализации обычно сопровождается флюоритом и реже баритом.

Флюорит, барит, а также кальцит (исландский шпат) образуют иногда самостоятельные небольшие концентрации очень ценных оптических разностей

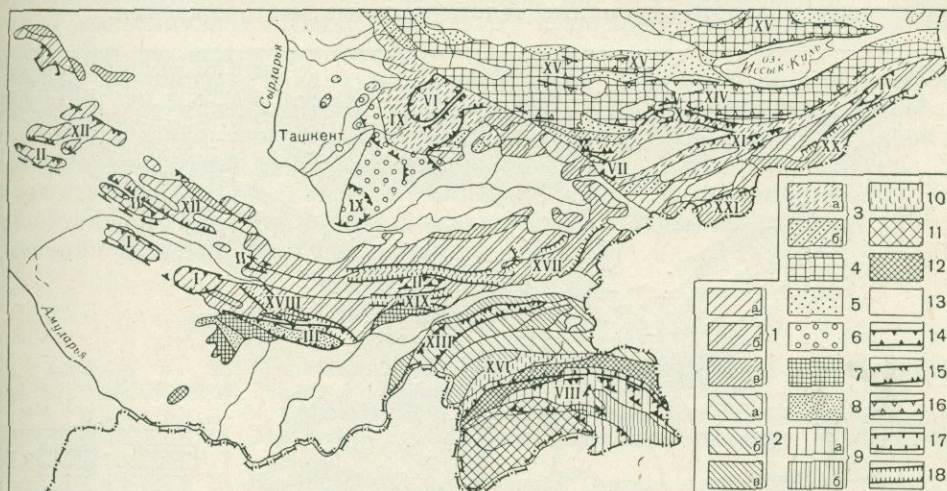


Рис. 39. Металлогенетические зоны и редкометалльная минерализация Тянь-Шаня и Памира. По Е. Д. Карповой.

Варисский подвижный пояс. 1—3 — геосинклинальные зоны: 1 — Фергано-Кокшаалская (1а — фрагменты первичных прогибов, 1б — вторичные унаследованные прогибы, 1в — поздние прогибы); 2 — Северо-Памирская (2а — первичные прогибы, 2б — вторичные унаследованные прогибы, 2в — поздние прогибы); 3 — Чаткало-Нарынская краевой прогиб раннего заложения (3а — краевой прогиб, 3б — поздние прогибы); 4 — геосинклинальные зоны с наложенными депрессиями: 4 — Северо-Тяньшаньская зона, 5 — Восточно-Киргизская и другие депрессии, 6 — Кураминская депрессия (в Кураминско-Кызылкумской зоне), 7 — Гиссарская зона, 8 — Южно-Гиссарские депрессии. Киммерийско-альпийский подвижный пояс: 9 — геосинклинальная зона Юго-Восточного Памира (9а — нерасчлененные первичные и вторичные прогибы, 9б — поздний прогиб); 10 — Баранг-Тяньмасский и другие краевые прогибы раннего заложения; 11 — геосинклинальная зона Юго-Западного Памира; 12 — геосинклинальная зона Центрального Памира; 13 — мезозойские и третичные отложения платформ, межгорных впадин и т. д. Металлогенетические зоны и подзоны: 14 — зоны с месторождениями олово-вольфрамового рудного комплекса: I — Зирабулак-Каратюбинская (W, Sh), II — Каратау-Туркестанская (Sn), III — Гиссарская (W, Sn), IV — Иньчицкая (Sn), V — Алтын-Тауская (Sn), VI — Маиданталская (W, Sn), VII — Западно-Актярская (Sn), VIII — Аличурская (Sn, W); 15 — зоны с месторождениями магнетит-вольфрамового и золото-вольфрамового рудных комплексов: IX — Чаткало-Галасская (Mo, Fe, Au), X — Сонкульская (W, Mo, Fe, Au), XI — Нарынская (Mo?, Fe?), XII — Нурагинская (W, Mo, Au), XIII — Северо-Памирская (Au, Fe, Mo?, W?); 16 — зоны с месторождениями редкометалльного рудного комплекса: XIV — Терсей-Сусамырская (Sn, W, Mo), XV — Кунгейская (Sn, W, Mo); 17 — зоны с месторождениями хрусталеносного комплекса: XVI — Центрально-Памирская (горный хрусталь, Mo, Au); 18 — зоны с месторождениями мышьяково-вольфрамового комплекса: XVII — Туркестано-Алайская (W, Mo, As, Co), XVIII — Зеравшано-Гиссарская (W, Mo, Sn, As), XIX — Каратегинская (W, As), XX — Кокшаалская (As, Sn, W?), XXI — Аксайская (W?, Sn?, As). Границы предполагаемых зон и зон, перекрытых более молодыми образованиями, показаны прерывистыми линиями

(месторождения оптического флюорита Кули-Колон, оптического барита Парвин, исландского шпата Магиан и др.), залегающих среди карбонатных пород.

Металлогения Каратау-Чаткало-Нарынской зоны связана главным образом с позднепалеозойскими интрузиями габбро-монцонит-гранодиоритов и гранитов. С комплексом габбро-монцонит-гранодиоритов S_3 связаны скарновые шеелитовые золотоносные месторождения (Кумбель), магнетитовые скарновые месторождения с наложенной медной минерализацией (Сусинген), гидротермальные кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом и золотом.

С несколько более молодыми лейкократовыми гранитами пермского возраста связаны оловоносные пегматиты, кварц-вольфрамитовые, кварц-касситерит-вольфрамитовые жилы и грейзеновые зоны (Саргардон, Узун-Булак).

Среди карбонатных пород $D_3 - C_1$ часто в парагенетической связи с малыми интрузиями и дайками пермского возраста находятся полиметаллические, флюоритовые и золото-сурьмяные телетермальные месторождения.

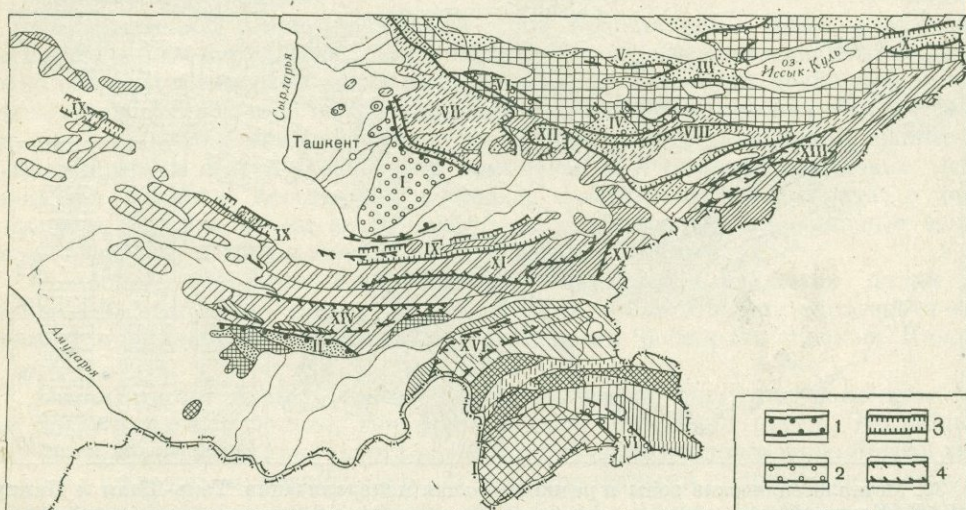


Рис. 40. Металлогенические зоны, полиметаллическая и сурьмяно-ртутная минерализация Тянь-Шаня и Памира. По Е. Д. Карповой.

Металлогенические зоны и подзоны: 1 — сложные зоны с месторождениями полиметаллических и магнетит-вольфрамовых рудных комплексов: I — Кураминская (Pb, Zn, As, F, W, Fe), II — Южно-Гиссарская (Pb, F, Mo, Fe); 2 — зоны с месторождениями полиметаллических рудных комплексов: III — Чуйская (Pb, Zn), IV — Северо-Киргизская (Pb, Zn), V — Таласская (Pb, Zn), VI — Аличурская (Pb, Zn); 3 — зоны с месторождениями телетермального полиметаллического рудного комплекса: VII — Каратау-Чаткальская (Pb, Zn, F), VIII — Нарынская (Pb, Zn, F), IX — Фергано-Нуратинская (Pb, Zn), X — Кокпакская (Pb, Zn); 4 — зоны с месторождениями эпитепмального сурьмяно-ртутного рудного комплекса: XI — Южно-Ферганская (Hg, Sb), XII — Майлисуйская (Hg), XIII — Атбаши-Джангирская (Hg), XIV — Зеравшано-Гиссарская (Hg, Sb), XV — Коксуйская (Hg), XVI — Северо-Памирская (Hg?, Sb?). Остальные условные обозначения см. на рис. 39. Границы предполагаемых зон и зон, перекрытых более молодыми образованиями, показаны прерывистыми линиями

В бассейне Кассан среди докембрийских сланцев залегают значительные по масштабу оруденения пластообразные месторождения кварц-стибнитовых, золото-стибнитовых, золото-арсенопиритовых руд, для которых четкие связи с магматизмом не установлены.

В целом для Средней Азии большое значение имеют скарновые месторождения шеелита (часто с наложенной минерализацией Mo, Sn, Au, Bi, As), скарновые и гидротермальные месторождения полиметаллических руд, телетермальные месторождения свинцово-цинковых руд, флюорита, сурьмы, ртути, а также месторождения прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд и золота. Последние представлены как гидротермальными, так и метаморфогенными (динамотермально-метаморфизованные древние россыпи кызыккумского типа) месторождениями.

Одна из работ Е. Д. Карповой (1960) специально посвящена закономерностям распределения месторождений Средней Азии в связи с развитием структур и эволюцией магматизма в этом регионе. Выделены следующие главные

интрузивные и рудные комплексы: 1) габбро-перидотиты и габбро-диабазы; 2) гранитоиды с редкометалльным оруденением; 3) гипабиссальные интрузивы повышенной щелочности с полиметаллическим и сурьмяно-ртутным оруденением.

Установлено, что расцвет редкометалльной минерализации в разновозрастных структурах везде связан с периодом главной складчатости и внедрением крупных гранитоидных батолитов. Расцвет полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации наблюдался после завершения главной складчатости в связи с внедрением малых интрузивов.

Четко выявляются различия в металлогении геосинклинальных и геоантиклинальных зон: для первых ведущее значение имеет редкометалльная минерализация с наложением на нее более поздней сурьмяно-ртутной (в пределах внешних вторичных прогибов); для геоантиклинальных зон наиболее характерна гидротермальная полиметаллическая минерализация. Металлогенические зоны редкометалльного (рис. 39) и полиметаллического и сурьмяно-ртутного (рис. 40) оруденения Средней Азии представлены отдельно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947, 399 с.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и связанные с ним металлогенические процессы в Средней Азии. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Гостеолтехиздат, 1960₁, с. 11—21.

Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960₂, 147 с.

Бадалов С. Т. Минералогия, геохимия и генетические особенности эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1962, 40 с.

Баратов Р. Б. Особенности магматизма и металлогении Центрального Таджикистана. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Гостеолтехиздат, 1960, с. 272—284.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Строение каледонского срединного массива. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965₁, т. 40, вып. 5, с. 40—68.

Богданов А. А. Варисцидские складчатые системы. — В сб.: Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965₂, т. 40, вып. 6, с. 8—42.

Вольфсон Ф. И. Основные черты металлогении западного Тянь-Шаня. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1940, № 3, с. 65—83.

Вольфсон Ф. И., Кушнарев И. П. Некоторые особенности структур мышьяковых месторождений Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. М., 1947, с. 20—37 (Сб. науч. трудов Моск. ин-та цветных металлов и золота, № 19).

Гарьковец В. Г. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971, 74 с.

Карпова Е. Д. О рудоносных скарнах Кармазара и Моголтау. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1946, т. 75, № 3, с. 217—232.

Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. — «Советская геология», 1959, № 8, с. 81—101.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 418—440.

Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Ташкент, Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1941, 280 с.

Королев А. В. Условия локализации ртутных месторождений Средней Азии и методы их изучения. — «Труды Среднеаз. индустр. ин-та», 1947, вып. 2, с. 26—64.

Крейтер В. М., Смирнов В. И. Полиметаллические месторождения Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1937, 392 с.

Магакьян И. Г. Металлоносность скарновых зон Зеравшано-Гиссарской горной области. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1941, № 2, с. 63—83.

Материков М. П., Павловский А. Б. и др. Оловоносность Средней Азии. М., «Недра», 1964, 84 с.

Наследов Б. Н. Металлогения Западного Тянь-Шаня и Узбекистана. М., Госгеолтехиздат, 1961, 330 с.

Синицын Н. М. Тектонические закономерности размещения ртутного оруденения Тянь-Шаня. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 396—410.

Смирнов В. И. Образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. — «Советская геология», 1944, № 1, с. 47—68.

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеол-издат, 1947, 78 с.

Гер-Оганесов Я. Г., Лейтес Л. А. Сульфидные месторождения Зеравшано-Гиссарской горной системы. — В сб.: Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы. М., Госгеолиздат, 1940, с. 128—154.

Чупилин И. И. Генетические типы мышьяковых месторождений Средней Азии. — В сб.: Научные итоги ТПЭ. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 420—470.

Щербаков Д. И. Особенности металлогении Средней Азии. ТПЭ в 1934 г. М., Изд-во АН СССР, 1935, 504 с.

ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКИЙ ПОЯС

Западно-Европейский металлогенический пояс охватывает значительные части Пиренейского полуострова (Португалия, Испания), Франции, юго-западной части Англии, ФРГ, ГДР и Чехословакии, проявляясь особенно интенсивно в массивах Месеты, Центрально-Французском, Вогезах и Шварцвальде, Богемском, а также Армориканском массиве и на п-ове Корнуолл.

Общее направление пояса близ-широтное — северо-восточное, протягивается на 2000 км при средней ширине 600—700 км. Интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации происходили в герцинскую орогеническую эпоху (рис. 41). В мезо-кайнозой во многих местах проявились процессы активизации, сопровождавшиеся магматизмом и специфичной минерализацией.

Испанская Месета. В Испанской Месете, охватывающей центральную часть Испании (Кастилии) и почти целиком Португалию, с послепермскими порфировидными гранитами Д. Тадеу (Thadeu, 1965) связывает олово-вольфрамовую минерализацию (кварц-вольфрамит-касситеритовые месторождения Панаскейра, Баралья и др.); с олово-вольфрамовой минерализацией местами ассоциируют кварц-золото-арсенопиритовые жилы.

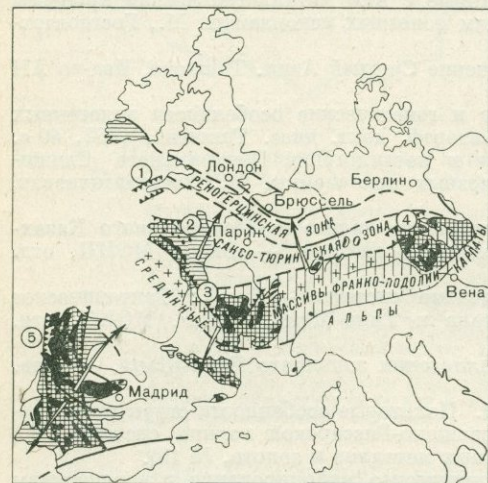


Рис. 41. Структурная схема герцид Европы. По Ж. Обуэну.

1 — геосинклинальные поднятия; 2 — срединные массивы; 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — граниты; 5 — зоны с грейзеновой минерализацией; 6 — направление смещения геосинклинальных прогибов.

Зоны минерализации (цифры в кружках): 1 — Корнуольская, 2 — Арморианская, 3 — Центрально-Французская, 4 — Рудногорская, 5 — Иберийская

Урановая минерализация на территории Испании представлена уран-кобальт-медно-никелевой ассоциацией (м-ния Альбукерк, Ла-Вирхен и др.), вероятно, близкой по возрасту олово-вольфрамовой. В Португалии тип месторождений урана и их геологический воз-

раст иной; оруденение представлено эпitherмальными жилами халцедоноподобного кварца с урановой смолкой, марказитом, флюоритом, иногда в ассоциации с месторождениями антимонита и барита, полиметаллических руд. Все эти эпitherмальные месторождения залегают большей частью среди палеозойских пород, но часть их сечет мезозойские и даже третичные отложения.

Армориканский массив охватывает северо-запад Франции и п-ов Корнуолл в Англии, отделенные друг от друга проливом Ламанш. Здесь господствуют герцинские структуры близширотного простирания, прорванные гранитоидами с абсолютным возрастом 320—290 млн. лет; субстрат этих структур представлен докембрийскими гнейсами, кристаллическими сланцами, филлитами, гранитоидами и другими интрузивными породами.

Среди докембрийских серпентинитов обнаружены мелкие проявления хромита и самородной платины, а в гнейсах и кристаллических сланцах — проявления меди и ильменит-рутиловой минерализации.

С гранитоидами, возраст которых 550—450 млн. лет, связаны проявления касситерита и вольфрамита в россыпях и одно интересное коренное месторождение олово-вольфрамовых руд — Монбеле. В песчаниках нижнего палеозоя, перекрывающих докембрийский фундамент, недавно открыты ископаемые россыпи рутила, ильменита и монацита, а среди пород ордовика и нижнего девона залегают осадочные железные руды месторождений Нормандии и Бретани.

Наиболее интересная в промышленном отношении эндогенная минерализация **Армориканского массива** (Корнуолл в Англии, Бретани, Нормандии и Вандеи во Франции) связана с герцинскими двуслюдяными гранитами с абсолютным возрастом 300—290 млн. лет. С ними тесно связаны пегматиты с бериллом, кварц-молибденитовые прожилки, пневматолитовые олово-вольфрамовые месторождения с примесью висмута, арсенидов никеля и кобальта и, вероятно, низкотемпературная урановая, золото-сурьмяная и флюоритовая минерализации. Наибольшее значение имели с древних времен олово-вольфрамовые месторождения, некоторые из них эксплуатируются и в настоящее время; широко известны оловянные месторождения Корнуолла, а также Аббарец в Вандее и Монбеле в Нормандии.

В настоящее время разрабатываются аллювиальные (Сент-Ренан) и прибрежные морские (Пириак) россыпи, дающие в год 600 т касситеритовых концентратов. В прошлом большое промышленное значение имели золото-сурьмяные месторождения, в особенности Ля-Люсет, которое в начале XX в. давало $\frac{1}{4}$ мировой продукции сурьмы и значительное количество золота; в настоящее время вокруг некоторых гранитных массивов установлен ореол золота в аллювии.

Урановые месторождения открыты во французской части Армориканского массива за последние двадцать лет (с 1951 г.) в Бретани и Вандее, а в Корнуолле были известны давно в связи с тем, что урановая минерализация там пространственно совмещена с олово-вольфрамовой и медной.

На южной и восточной окраине Армориканского массива известны довольно крупные стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Мелл и др.), залегающие в породах мезозойского чехла.

Центральный массив Франции. Геологическое строение и металлогения Центрального массива¹ во многом повторяют то, что наблюдается в

¹ Центрально-Французский массив описывается несколько подробнее не только по литературным данным, но и по результатам личного осмотра автором ряда месторождений.

Армориканском массиве (Chauris, Guigues, 1969). Докембрийский фундамент массива рассечен массивами позднегерцинских калиевых гранитов и несколько более молодых гранит-порфиров; последние в районе Грури (северо-восточная часть массива) прорывают толщу пермского возраста; вероятно, они внедрялись уже на границе с триасом (Павловский, 1960).

С гранитоидами тесно связана олово-вольфрамовая минерализация, представленная кварц-вольфрамитовыми жилами и штокверками и грейзенизированными гранитами с касситеритом, вольфрамитом, литиевыми минералами, иногда бериллом и тантало-колумбитом (Laffite, 1966; Лаффит и др., 1969). Наиболее известны здесь месторождения Эшасьер и Монтебра, заключенные в массивах небольших гранитных штоков и зонах их экзоконтакта. Абсолютный возраст гранитов Эшасьер и Монтебра 293—305 млн. лет.

Наибольший интерес представляет урановое оруденение района Форе (рудник Буа-Нуар и др.), который является одним из главных ураноносных районов Франции и Европы в целом (Wimmenauer, 1962). Среди гнейсов и кристаллических сланцев докембрия и нижнего палеозоя размещены массивы калиевых порфиroidных гранитов, возраст которых 250 млн. лет; здесь же развиты несколько более молодые штоки микрогранитов.

Жилы и штокверковые зоны богатых, а местами богатейших (от 1—2 до 6% и больше урана) руд приурочены к зонам дробления среди порфиroidных гранитов. Урановая смолка тесно ассоциирует с красновато-бурым, пропитанным гематитом халцедоноподобным кварцем, иногда опалом, флюоритом; из других рудных минералов в небольшом количестве присутствуют пирит, марказит, галенит, сфалерит, халькопирит.

Тип месторождения эпитермальный, абсолютный возраст его 260 ± 5 млн. лет, т. е. позднегерцинский; в эпоху альпийского орогенеза в связи с процессами активизации часть урана была переотложена в более поздних жилах, которые дают абсолютный возраст 70 ± 5 млн. лет. В результате интенсивного окисления урановой смолки в верхних горизонтах месторождения обильно представлены торберит, аутенит и другие супергенные минералы урана.

К северу от района Форе, в Морване, известны сходные месторождения урановой смолки, которые замыкают рудный ряд месторождений, развивающийся в последовательности: гипотермальные олово-вольфрам-арсенопирит-моллибденитовые месторождения, среднетемпературные кварц-полиметаллические серебряносные жилы, низкотемпературные кварц-флюорит-баритовые жилы, низкотемпературные ураноносные жилы и штокверки с красным халцедоном и черным флюоритом.

В районе Массиак-Уш известны значительные жильные месторождения стибнита и бертьерита, которые располагаются в удаленных экзоконтактах массивов гранитоидов. Наблюдается зональность оруденения — с одной стороны золото-сурьмяные руды (с сурьмяными рудами на периферии рудных полей) с другой стороны — олово-арсенопирит-полиметаллическая минерализация с олово-мышьяковыми рудами в центре рудных полей и полиметаллическими рудами на периферии.

Часть сурьмяных, полиметаллических, баритовых, флюоритовых и, возможно, урановых месторождений залегает в породах байоса, в связи с чем возраст этой части минерализации, вероятно, верхнеюрский — меловой (?).

Вогезы и Шварцвальд образуют Верхне-Рейнский массив — к западу от р. Рейн во Франции расположены Вогезы, к востоку от Рейна в ФРГ — Шварцвальд. По геологическому строению и характеру металлогении эта область во многом сходна с описанными ранее массивами.

С герцинскими гранитами, которые рвут докембрийский — нижнепалеозойский фундамент области в Вогезах, связаны скарновые месторождения магнетитовых и шеелитовых руд (Фрамон-Гранфонтен и др.), жильные полиметаллические, флюоритовые, кварц-баритовые месторождения; с кварц-флюорит-баритовыми жилами тесно ассоциирует урановая смолка («Цветная металлургия...», 1947).

В Шварцвальде с герцинскими гранитами связаны месторождения пятиэлементной (Co—Ni—Bi—Ag—U) формации (Виттихен и др.), абсолютный возраст которых 235 ± 6 млн. лет, что соответствует границе перми и триаса; они залегают среди древних пород и не заходят в отложения триаса. Здесь же известны месторождения полиметаллических руд с флюоритом и баритом, которые значительно моложе и залегают частью в толще триаса, частью в более молодых отложениях вплоть до олигоценовых. С наиболее молодыми баритовыми жилами ассоциируют проявления антимонита и пиролозит-псиломелановых руд (район Эйзенбах). Эту постгерцинскую минерализацию А. Д. Щеглов (1971) склонен связывать с процессами автономной активизации.

Богемский массив располагается на территории Саксонии и Чехии, заходя немного в Юго-Западную Польшу. В пределах всего Богемского массива широко развиты слюдяные сланцы и филлиты, местами гнейсы докембрийского возраста и кембрия, перекрытые известняками, диабазами и их туфами силура и девона, а также более молодыми отложениями карбона и перми.

С нижнего карбона проявляется герцинская складчатость, которая сопровождается внедрением гранитоидов. В верхнем карбоне — перми происходило внедрение более молодых гранитов, образующих Эйбешток-Карлсбадский и другие массивы. В это время в восточной части Рудных гор образуются эффузивные кислые «теплицкие порфиры» (возраст Р) и рвущие их дайки гранодиорит-порфиров.

Наиболее молодые и кислые интрузии гранитов проникают в виде мелких штоков и трубообразных тел в Эйбешток-Карлсбадский массив и в теплицкие порфиры; возраст их — верхняя пермь — триас (?). С этими гранитами, богатыми летучими и металлами (В, F, Li, Sn, W, Bi, As и др.) и образующими турмалиновые, топазовые, оловоносные разности, связана, по-видимому, вся позднегерцинская металлогения Рудных гор. После большого перерыва в магматической деятельности, уже в третичное время, вдоль регионального сбросо-разлома Рудных гор происходят экстрезии и излияния щелочных базальтоидов с специфичной минерализацией.

Среди позднегерцинских рудных месторождений Богемского массива можно выделить следующие главные типы (Sattran, 1966):

1. Скарновые железорудные с примесью к магнетитовым рудам касситерита, арсенипирита и других сульфидов — месторождения Шварценберг в ГДР, Купферберг и Пресниц в Чехословакии. Промышленное значение этого типа невелико.

2. Высокотемпературные грейзеновые олово-вольфрамовые месторождения с примесью в рудах берилла, литиевых минералов, молибдена, висмута и др.; к этому типу относится ряд крупных месторождений: Альтенбург, Циннвальд, Гейер, Танненберг, Чорлау и др. в ГДР и Циновец, Крупка в Чехословакии (Штемпрок, 1963).

3. Среднетемпературные месторождения пятиэлементной формации (Co—Ni—Bi—Ag—U), представляющие большой интерес в отношении урана. К этому типу относятся знаменитые месторождения Аннаберг, Шнееберг, Иоганнсбургенштадт и др. в Саксонии, Яхимов (Иоахимсталь) в Чехословакии и др.

4. Полиметаллические (Pb—Zn—Ag) месторождения иногда с примесью олова, или германия, золота и других металлов. Классическим примером рудных полей этого типа является Фрейбергское в ГДР и Пришибрамское в Чехословакии.

Для Фрейбергского рудного поля устанавливается следующая последовательность формирования дайковых пород и руд различных формаций: 1) дайки керсантитов и минетт верхнекарбонового возраста; 2) кварц-касситеритовые жилы, развитые здесь слабо; 3) жилы благородной кварцевой формации с галенитом, содержащим до 2% серебра, большой ролью сульфосолей серебра, содержанием до 1 г/т золота; 4) дайки кварц-порфиров нижнепермского возраста; 5) жилы пирит-галенитовой формации с серебросодержащим галенитом, олово-содержащим сфалеритом, арсенипиритом; 6) жилы благородной свинцовой формации с серебросодержащими галенитом и сфалеритом, красными серебряными рудами и германиевым минералом аргидродитом (Ag_3GeS_6); 7) жилы флюорит-барит-галенитовой формации, в которой галенит беден серебром. Эта последовательность формирования установлена по взаимным пересечениям рудных образований, а возраст всей минерализации определен как C_3 —P.

Для рудного региона в целом установлена хорошо выраженная горизонтальная зональность расположения руд вокруг рудоносных гранитоидных массивов: олово-вольфрамовая (в пределах массивов), затем пятиэлементная (Ni—Co—Bi—Ag—U) формация, еще дальше — полиметаллическая.

В последнее время, однако, высказываются серьезные сомнения в отношении одновозрастности всего оруденения Рудных гор; ряд авторов (Л. Бауманн, М. Ванечек, Ф. Мрня и др.) часть месторождений считают постгерцинскими. Согласно Л. Бауманну, геологические наблюдения (залегание части рудных жил в туронских отложениях, приуроченность их к молодым нарушениям), а также определения абсолютного возраста руд дают возможность выделить две группы месторождений: герцинскую и послегерцинскую (триас-палеогеновую).

К герцинской группе он относит: олово-вольфрам-молибденовые месторождения Альтенбург, Цинивальд, Гейер и др.; золото-кварцевые Гольденкронах и др. в Тюрингии; полиметаллические Фрейберг и Аннаберг; уран-кварц-кальцит-флюорит-гематитовую минерализацию в Яхимове, Шнееберге, Аннаберге и др.; серебро-сурьмяную минерализацию в Фрейберге и Гарце.

Ко второй послегерцинской группе отнесены: кобальт-никель-висмут-серебро-урановая минерализация рудных полей Аннаберг, Шнееберг, Иоганн-георгенштадт; гематит-баритовые жилы с флюоритом и окислами марганца в Шварценберге, проявления кварц-гематит-марганцевых руд. Рудные тела обеих групп нередко пространственно совмещены, что затрудняет их выделение.

Ф. Мрня (1963) приводит данные о раннемезозойском возрасте пятиэлементной формации, связанной с послепермскими гранитами, а М. Ванечек на основании определения изотопного состава свинцов связывает Пришибрамское полиметаллическое рудное поле с процессами активизации в триасе и юре.

К северо-западу от Богемского массива в Гарце (ГДР) среди осадочной толщи девона, прорванной дайками кварц-порфиров, фельзит-порфиров и диабазов герцинского возраста, залегают крупные жильные месторождения флюорита — Флюсшахт, Герцогсшахт и др. Возраст этих месторождений может оказаться на самом деле моложе герцинского.

Главным рудным месторождением Гарца является Мансфельдское рудное поле — медное в центре и свинцово-цинковое на флангах, приуроченное к мергелистым битуминозным сланцам основания цехштейна (низы P_2). Осадочный

сингенетический генезис руд меди, свинца и цинка (с примесью Ag, Co, Ni, V, Mo, Re, Pt, Pd) не вызывает здесь сомнений. Во многих местах рудоносные сланцы рассечены трещинами, выполненными прожилками арсенидов кобальта и никеля, молибденита и самородного висмута, урановой смолки — гидротермальными эквивалентами пятиэлементной послегерцинской формации Рудных гор.

В юго-западной части Польши, примыкающей к Богемскому массиву и составляющей в геологическом отношении часть последнего, с герцинскими (C₃) гранитоидами связаны пегматиты (с Ta—Nb, U, Th, TR, Zr минерализацией), грейзеновые месторождения олово-вольфрам-молибденовых руд, медно-полиметаллические и никель-кобальт-висмут-серебро-урановые месторождения.

С наиболее поздними пермскими порфирами, мелафирами, диабазами, лампрофирами ассоциируют месторождения барита, флюорита, полиметаллических, медных (с примесью никеля и кобальта), мышьяковых и сидеритовых руд. Наиболее крупные концентрации руд сосредоточены в месторождениях меди (Любин и др.) в сланцах и мергелях основания цехштейна, очень сходные с Мансфельдом, осадочного генезиса, а промышленные концентрации свинцово-цинковых руд — в доломитовых породах среднего триаса Силезско-Краковского района (Битом, Блейшарлей, Олькуш, Хржанов и др.).

Существует точка зрения об осадочном генезисе этих свинцово-цинковых месторождений, которая, однако, обоснованно оспаривается.

Так, Т. Галквич (Galkiewicz, 1957, 1960) подчеркивает сосредоточение оруденения в тех карбонатных горизонтах триаса, которые подверглись гидротермальной доломитизации, и отсутствие руд среди осадочных доломитов, переслаивающихся с пластами гипса. Наряду с пластовым оруденением отмечается наличие жильных рудных тел, секущих юрские породы, структурный контроль оруденения. На основе этих фактов выдвигается предположение об отнесении Силезско-Краковского рудного поля к телетермальному типу и о возможной связи его с киммерийским или альпийским магматизмом.

Вдоль северо-восточной границы Богемии выделяется молодая вулканическая область Среднегорья (Корескү, 1968) с щелочным базальтовым вулканизмом и интрузиями эссекситов, приуроченными к глубинному разлому. В третичное время вдоль разлома поднимались щелочные флюиды, вызвавшие фенитизацию, возникновение нефелиновых сиенитов с цирконий-ниобий-танталовой минерализацией, щелочных пироксенитов, горнблендитов и карбонатитов. С эссекситами связана полиметаллическая минерализация, в прошлом здесь разрабатывались свинцово-цинково-серебряные руды.

С диатремами базальтовых пород, а также серпентинизированных перидотитов связаны известные издавна пиропы Богемии (оранжево-красные, густокрасные, пурпуровые; последние с наиболее высоким содержанием в 7% Cr₂O₃). В базальтовых брекчиях вместе с пиропом находятся: циркон, корунд, шпинель, титаномагнетит, хром-диоксид, альмандин, апатит, сфен, монацит, оливин, муассанит, авгит, вероятно, также алмазы (последние найдены в коллювии и аллювии).

Известны дайки мелилитовых базальтов и кимберлитоподобных пород, с которыми связаны недавно установленные небольшие коренные проявления алмазов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Лаффи́т П., Перманжа Ф., Рутье П. Металлогеническое картирование, металлотекты и региональная геохимия. — В сб.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 669—672.

Лаффи П. Металлогения Франции. — «Вестник Моск. ун-та. Геология», 1969, № 1, с. 26—41.

Мрня Ф. К вопросу генезиса рудных жил в Яхимове. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования, т. I. Прага, изд. Чехосл. АН, 1963, с. 446—449.

Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 11, с. 20—46.

Цветная металлургия Центральной и Восточной Германии. М., «Металлургиздат», 1947, 117 с.

Штемпрок М. Оловянно-вольфрамовое и литиевое месторождения Циновец. — В кн.: Некоторые рудные месторождения Чешского массива. Прага, 1963, с. 26—43.

Щеглов А. Д. Металлогения средних массивов. М., «Недра», 1971, 148 с.

Assmann P. Zur Frage der Entstehung der ober-schleisch-polnischen Blei — Zinkerzlagerstätten. — «Zeit. d. Dt. Geol. Ges.», Bd. 98 (1946). Berlin, 1948, S. 30—69.

Aubert Guy. Les couples granitiques de Montebas et d'Echassiers (massif central français) et la genèse de leurs mineralisations en etain, lithium, tungstène et béryllium. Mém. du BRGM, No. 46, 1969, 349 p.

Baumann L. Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. Freib. Forschungsh. (C), Nr. 209, 1967, S. 15—38.

Baumann L., Rösler H. I. Zur genetischen Einstufung varistischer und postvaristischer Mineralisation in Mitteleuropa. Bergakad. Dtsch., Nr. 11, 1967, S. 660—664.

Chauris L., Guigues J. Gites minéraux de la France, vol. 1, Massif Armoricaïn. Mém. Du BRGM, No. 74, 1969, p. 3—94.

Galkiewicz T. Geneza slasko-krakowskich złóz cynkowołowiowych w ujeciu K. Keila. Przegląd geologiczny, No. 7 (52), 1957, s. 314—319.

Galkiewicz T. Schemat metalogenii Polski. — «Rudy i Metal Niezelazne», 1960, No. 12, p. 494—501.

Geffroy J., Sarcia J. A. La notion de «gîte épithermal uranifère et les problèmes qu'elle pose. — Bull. Soc. Géol. Fr., t. VIII, No. 3, 1958, p. 173—190.

Корескы Л. The České Stredohorì Mountains. Věstnik Ustredniho ústavu geologického, vol. XLIII, No. 4, 1968, p. 313—320.

Laffite P. La métallogénie de la France. — «Bull. Soc. Géol. Fr.», 1966, t. VIII, p. 53—72.

Les mineraïs uranifères français et leurs gisements. Publié sous la direction de M. Roubault. t. II, 1962, 322 p.

Osika R. Programme of complex regional geologic research and reconnaissance of geology of Poland. Warszawa, 1969, 21 p.

Périchaud J. J. Les gisements métalliques du district à antimoine de Brioude — Massiac. Bull. du BRGM, sect. II, No. 2, 1971, 55 p.

Rösler H. I., Baumann L., Jung W. Postmagmatic mineral deposits of the Northern Edge of the Bohemian Massif (Erzgebirge — Harz). Int. Geol. Congr. XXIII Sec. Prague, 1968. Guide to excurs. 22 AC (c), p. 5—57.

Sarcia J. A. The Uraniferous province of Northern Limousin and its three principal deposits. II Intern. Conf. Peaceful uses Atomic energy. Proc., vol. 2, 1958, p. 578—591.

Sattran V. a. o. Problems of metallogeny of the Bohemian Massif. Sbor. Geol. věd. LG 8, Praha, 1966, p. 7—112.

Thadeu D. Carte minière du Portugal (noticia explicative), Lisboa, 1965, 46 p.

Tollon F. Le district aurifère de Salsigne — Aude, 1970, p. 13—171.

Wimmenauer W. Métallogénie de la Foret Noire. Chronique des mines, recherche minière, No. 313, 1962, p. 303—308.

НОРВЕЖСКО-АППАЛАЧСКИЙ ПОЯС

Норвежско-Аппалачский металлогенический пояс охватывает территории Норвегии (кроме ее крайней южной части), Шотландии и северных частей Англии и Ирландии, прослеживаясь дальше к п-ову Ньюфаундленд, в Юго-Восточную Канаду и восточные штаты США (в Аппалачские горы и Флориду). Общее простирание пояса 10 тыс. км при средней ширине 200—400 км.

Интенсивные процессы складчатости, магматизма и минерализации проявились в северо-восточной части пояса в каледонскую орогеническую эпоху, а в юго-западной части — в герцинскую (Хольтедаль, 1957). Каледонская складчатая структура протягивается вдоль Норвежского моря, окаймляя с запада

и северо-запада Фенно-Скандинавский докембрийский массив (Шейнманн, 1960). С интрузиями габбро, пироксенитов — перидотитов и гранитоидов каледонского цикла связаны многочисленные и часто довольно крупные месторождения.

Среди ультраосновных пород залегают гнезда, шпильры, участки вкрапленных руд хромита (в Южной Норвегии), а с габбро тесно связаны медно-никелевые ликвационные месторождения обычно небольшого масштаба.

К массивам габбро, по-видимому, приурочены замечательные месторождения самородного серебра в кальцитовых жилах (Кюнгсберг) и месторождения арсенидов кобальта (Скуттеруд и Снарум). С каледонскими гранитоидами тесно ассоциируют медно-молибденовые месторождения с примесью в рудах золота, серебра, висмута (Омдаль и др.) и кварц-молибденитовые жильные месторождения (Кнабен).

Большой интерес представляют колчеданные месторождения Норвегии, залегающие среди нижнепалеозойских сланцев и метаморфизованных эффузивов. Г. Шнейдерхён (1958) описывает их в группе метаморфогенных рудных месторождений и выделяют среди них ряд типов:

1. Тип Лексдаль, представленный главным образом серным колчеданом, иногда пирротинном (рудник Стордё) среди диабазов ордовика, переработанных в зеленокаменные породы. Месторождения формировались в подводных условиях и относятся, вероятно, к эксгалиционным, вернее эксгалиционно-осадочным, образованиям.

2. Тип Ророс — наиболее продуктивный, представленный медно-, серноколчеданными или медно-цинковыми рудами с высокими содержаниями меди (1—4%) и цинка (1—4%). В составе руд главную роль по-прежнему играет пирит, но уже при значительном участии халькопирита, сфалерита, галенита, иногда пирротина. Рудные тела залегают среди слюдястых сланцев и зеленокаменных хлоритизированных пород, вытянуты вдоль осей складок, имеют пластообразные формы при длине до 2500 м, ширине 50—100 м и мощности 1—4 м. Некоторые геологи считают эти месторождения гидротермальными и связывают их с интрузиями габбро. Однако правильнее, вероятно, рассматривать их как колчеданные месторождения, тесно связанные с каледонским вулканизмом. К этому типу относятся известные месторождения Ророс, Сулительма, Гронг, Леккен и др., дающие основное сырье для медной промышленности Норвегии. Они имеют большое сходство с колчеданными месторождениями Ньюфаундленда и Квебека в Северных Аппалачах (Канада).

3. Тип Рёдхаммер — небольшие гидротермальные месторождения пирита с примесью халькопирита и борнита в приконтактных зонах гранитов и трондземитов. Не разрабатываются.

4. Тип Флёттум — небольшие гидротермальные серноколчеданные с примесью сфалерита месторождения, залегающие среди сланцев вне связи с интрузиями. Не разрабатываются.

Интересно отметить наличие в Южной Норвегии комплекса ультраосновных-щелочных пород, с которыми тесно связаны карбонатитовые месторождения; часть из них (Фён и др.), вероятно, каледонского возраста.

Каледонские структуры из Норвегии прослеживаются на юго-запад в Шотландию, Северную и Центральную Англию и Ирландию, где также известны базиты и гранитоидные интрузии каледонского возраста, бедные, однако, месторождениями металлов. В горах Шотландии известны давно заброшенные небольшие рудники полиметаллических руд, есть сведения о разработках в давние времена золота и серебра; в Ирландии в настоящее время разрабатываются

серноколчеданные месторождения, одно из которых — Авока — довольно крупное.

По ту сторону Атлантического океана каледонские структуры Норвегии и Шотландии хорошо прослеживаются в Аппалачском регионе Канады и восточных штатов США. Обширная Аппалачская горная система тянется от шт. Алабама на юго-западе до шт. Ньюфаундленд на северо-востоке на протяжении более 3 тыс. км.

В пределах Канады в нее входят три провинции: Новая Шотландия, Новый Брансуик и о. Принца Эдуарда, а также часть провинции Квебек, лежащая к югу и востоку от сброса Логан. Область сложена главным образом породами нижнего палеозоя, частью более древними или более молодыми, интенсивно смятыми и разбитыми сбросами. В пределах канадской части Аппалачской системы главной эпохой складкообразования и внедрения интрузий была девонская (каледонская), а на территории восточных штатов США, в юго-западной части Аппалачской системы, наиболее интенсивно проявились складчатость и магматизм в период карбон — пермь (герцинская складчатость).

Согласно Ф. Дж. Алкоку (Alcock, 1948), древнейшие архейские толщи несогласно перекрыты протерозойской вулканогенной толщей и отложениями нижнего кембрия, охарактеризованного фаунистически. К толще протерозоя относятся также золотоносные сланцы Мегума и кварциты Новой Шотландии. Широко развиты отложения ордовика, налегающие на более древние. В конце нижнего ордовика в Новой Шотландии происходила складчатость и интрузии, а в конце верхнего ордовика интенсивно проявилась таконская фаза каледонской складчатости и интродировали базиты — гипербазиты «серпентинитовой серии».

Нижний девон представлен осадочно-вулканогенной толщей, которая в среднем девоне смята и интродирована гранитоидами (галька последних встречена в конгломератах верхнего девона, что точно определяет время их внедрения и размыва). В период от карбона до мезозоя накапливались различные осадочные толщи, в том числе угленосные и соленосные с гипсом и только в триасе снова проявился вулканизм (траппы).

С базитами — гипербазитами тесно ассоциируют месторождения асбеста (Тетфорд-Майн и др. в Квебеке — очень крупные, мирового значения), проявления хрома и никеля; с гранитоидами связаны многочисленные месторождения и проявления золота, меди, свинца и цинка, молибдена, вольфрама, висмута и др. (Geology..., 1970). Наиболее интересны крупные колчеданного типа полиметаллические месторождения Батурст, Бухан, Бьюченс, барит-полиметаллическое Уалтон, золото-кварцевые жилы Южного Квебека и Новой Шотландии (Гольденвилл, Гольд-Ривер и др.), медно-никелевые руды (месторождение Роджер в Нью-Брансуике).

В провинции Квебек в контакте с гранитоидами каледонского возраста (абс. возраст 390 млн. лет) образовалось крупное скарновое месторождение медно-молибденовых руд — Мурдохвил (Beland e. a., 1962).

Минерализация распределена по стадиям развития металлогении следующим образом.

Начальные и ранние стадии (ордовик и силур): асбест, хромит, никель, колчеданные полиметаллические руды месторождений Батурст, Бухан, Бьюченс.

Средние стадии (нижний и средний девон): медно-молибденовые, молибденит-шеелитовые жилы, скарны с магнетитом и халькопиритом, жилы стибнита, золото-кварцевые жилы, пегматиты с редкими металлами.

Поздние и конечные стадии (верхний девон — триас): флюорит, барит, самородная медь в базальтах, галенит в песчаниках, халькозин в песчаниках, золото в базальных конгломератах, прожилки флюорита с урановой смолкой, прожилки состава касситерит — станнин — галенит — сфалерит.

В США, на юго-западном продолжении Аппалачского складчатого пояса, в восточных штатах (Мэриленд, Алабама, Нью-Гэмпшир, Массачусетс и др.) с гранитоидами девонского возраста связаны многочисленные, но обычно небольшие месторождения золота. Месторождения золота восточных штатов, а также проявления полиметаллических руд и вольфрама увязываются генетически с более молодыми гранитоидами пермо-карбонового возраста. В контакте с диабазами, возраст которых триасовый, в юго-восточной части шт. Пенсильвания известно месторождение магнетитовых кобальтсодержащих руд Корнуолл а в штатах Мэриленд, Пенсильвания и Северная Каролина среди гипербазитов каледонского возраста залегают небольшие гнезда хромита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Минеральные ресурсы зарубежных стран. Вып. 20, США. М., Госгеоллиздат, 1952, 408 с.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Пер. с норвеж. Т. 1, М., Изд-во иностр. лит., 1957, 424 с.

Шейманн Ю. М. Некоторые черты каледонид Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 16—27. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19. Каледонская орогения).

Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 474 с.

Алсокс F. J. Mineral occurrences in the Appalachian region of Canada: their origin and relation to structure. Structural geology of Canadian ore deposits. A symposium, 1948, p. 49—64.

Béland J., Marlaçcu R., P'erusse J., Duquette G. Metallic mineralization in the Appalachians of southern Quebec. — «Canad. Min. Journ.», 1962, No. 83, p. 97—100.

Gabelman J. Metallogenic Zoning in the North American Appalachian Region. Report of the XXIII Sess. Int. Geol. Congr., vol. 7, Prague, 1968, p. 17—33.

Geology and Economic Minerals of Canada. — «Econ. Geol.», report, 1970, No. 1, Depart. of energy, mines and resources Canada, 838 p.

АТЛАССКИЙ ПОЯС

Атласский металлогенический пояс находится в Северо-Западной Африке и заключен между Средиземноморской альпийской складчатой зоной и кристаллическим щитом Африки (рис. 42). Общее простираение пояса близширотное, протяжение всего 1600 км при средней ширине 200—300 км. Геологический и металлогенический облик пояса определяется интенсивным проявлением складчатости, магматизма и минерализации герцинской орогенической эпохи и наложением более поздней минерализации мезо-кайнозойского возраста.

Металлогения Атласского пояса, главным образом в пределах Марокко, известна по работам большой группы французских геологов. Дж. Буладон (Bouladon, 1968), Ж. Шуберт, А. Амберже (Emberger, 1965, 1969), Ф. Перминжа (Permingeat, 1957); интересные работы проведены здесь Г. Шнейдерхёном (Schneiderhöhn, 1952) и советскими геологами Г. А. Крутовым (1970), И. В. Кунаевым и др.

В Атласском поясе широко развиты докембрийский комплекс северной краевой части Африканского щита и метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы среднего — верхнего палеозоя, перекрытые терригенными

(песчаники, конгломераты) и карбонатными (известняки, доломиты) толщами мезозойского возраста.

Древнейшие магматические породы представлены мусковитовыми гранитами архейского фундамента (возраст, определенный стронций-рубидиевым методом, 2600 ± 130 млн. лет) и гранитами, сопровождаемыми пегматитами нижнепротерозойского возраста (1800—1600 млн. лет). Докембрийские породы пересекаются главным разломом Антиатласа восточно-юго-восточного — западно-северо-западного простирания, вдоль которого обнажается цепочка протерозойских интрузий гипербазитов. Докембрийский комплекс и породы нижнего палеозоя местами пересечены дайками долеритов и габбро, вероятно, герцинского возраста.

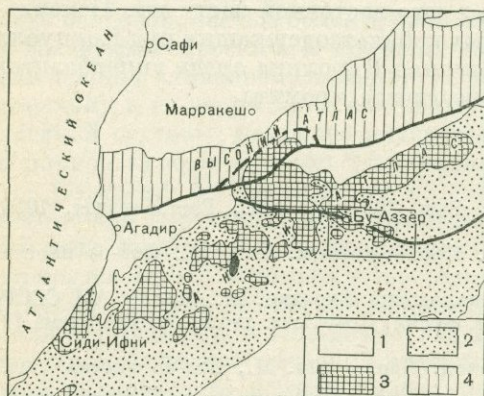


Рис. 42. Геологическая схема Южного Марокко. По Ж. Шуберу и Ж. Марсэ.

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — нижнепалеозойские осадочные отложения чехла Африканской платформы; 3 — выходы докембрийских пород; 4 — складчатая область Высокого Атласа. В рамке — район Бу-Аззер — Эльграара с проходящим через него главным разломом Антиатласа

Определения абсолютного возраста гранитоидов и метаморфизованных пород домезозойского фундамента дают цифры в пределах от 1200—900 (средний — верхний протерозой) до 700—600 (верхний протерозой — инфракембрий) и 500—250 млн. лет (палеозой до верхнего палеозоя включительно); последние цифры подтверждают наличие гранитоидов и процессов метаморфизма позднегерцинского времени.

Главным рудным богатством Атласского пояса являются очень крупные стратиформные и отчасти жильные месторождения полиметаллических руд (Бу-Беккер-Туиссит, Мибладен и др.), в меньшей мере марганца (Имини, Бу-Арфа и др.) и меди; большой интерес представляют арсенидные месторождения кобальта и никеля типа Бу-Аззер и скарновые молибденит-шеелитовые месторождения района Азегур.

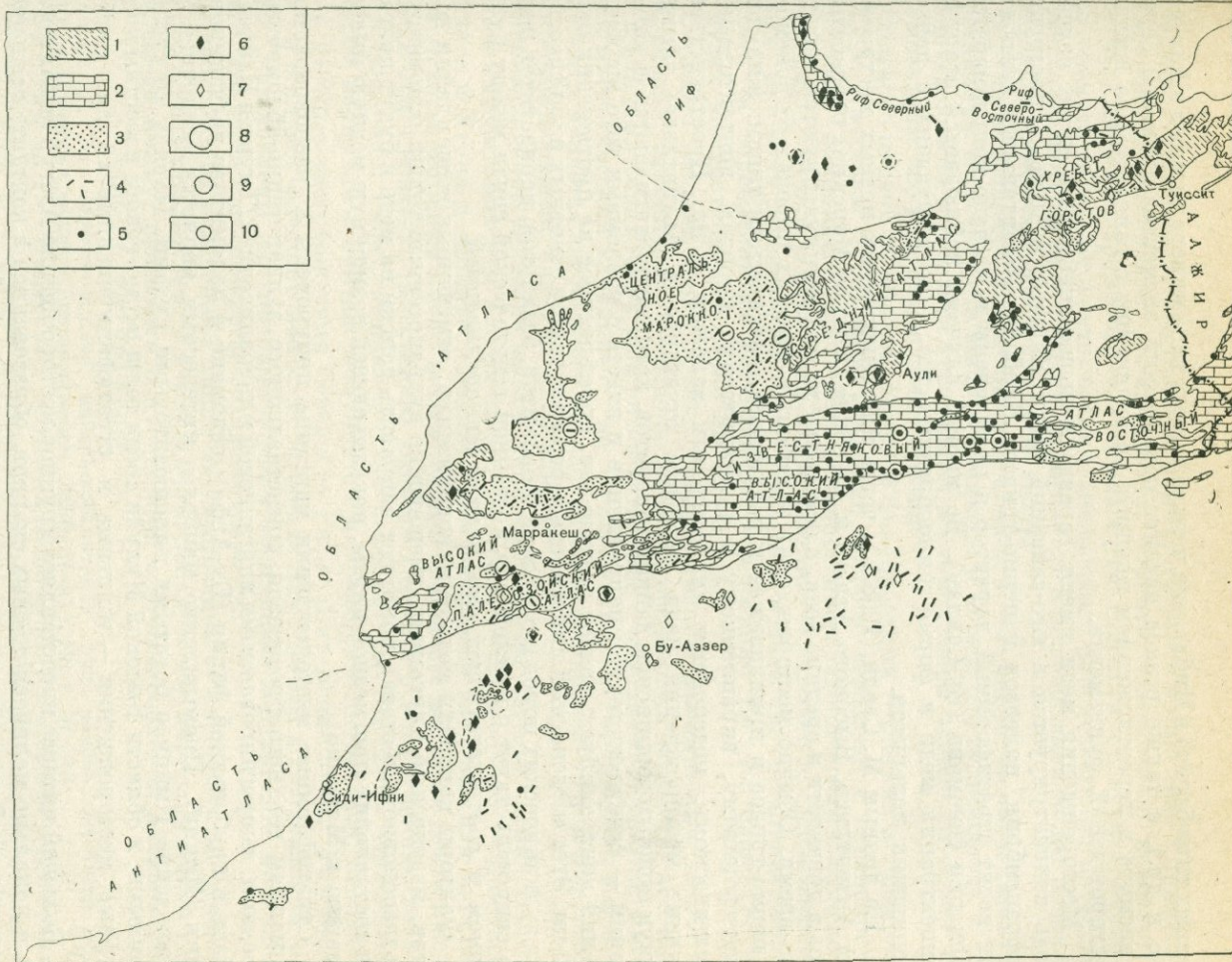
Наиболее крупные стратиформные месторождения полиметаллических руд заключены в аргиллито-карбонатной формации лейаса (Мибладен) и доломитов доггера (Бу-Беккер-Туиссит). В подстилающих эти формации породах фундамента известны многочисленные жилы и зоны вкрапленного полиметаллического оруденения, которое рассматривается как первоисточник стратиформных телетермальных месторождений (рис. 43).

Определения абсолютного возраста изотопов свинца из жильных месторождений фундамента дают колебания от 520 ± 70 до 290 ± 50 млн. лет соответственно возрасту вмещающих пород, а определения абсолютного возраста свинца из стратиформных месторождений и зон дробления в породах мезозойского чехла — от 430 ± 60 до 280 ± 60 млн. лет, т. е. всегда намного древнее возраста вмещающих пород и того же порядка, что и возраст жильных месторождений фундамента (Emberger, 1969).

Очевидно, стратиформные месторождения юрского чехла являются вторичными по отношению к месторождениям фундамента: они возникли в результате ремобилизации и переотложения металлов. В качестве доказательства ремобилизации А. Амберже приводит наличие нескольких стадий минерализации (два

Рис. 43. Свинцово-цинковые месторождения Марокко. По А. Амберже.

1—2 — карбонатный чехол (юрский — в области Атласа, триасовый или юрский — в области Риф); 1 — платформенный; 2 — складчатый; 3 — палеозойский фундамент (локально докембрийский — в области Атласа, докембрийский — в области Антиатласа); 4 — жильные месторождения; 5 — месторождения зон дробления; 6 — стратиформные месторождения; 7 — месторождения с рудными телами разнообразной формы; 8—10 — суммарная продукция на 1/I 1969 г.: 8 — более 1 млн. т, 9 — более 100 тыс. т, 10 — более 10 тыс. т. Месторождения без кружка — менее 10 тыс. т; месторождения с пунктирным кружком — не эксплуатируемые



разных типа барита в Мибладене, четыре разных типа минерализации в Али-у-Дауде и др.), а также резкое падение содержаний элементов-примесей серебра и висмута в переотложенном галените по сравнению с галенитом из жильных месторождений фундамента.

Месторождения меди имеют гораздо меньшее значение и хуже изучены. Медь концентрируется в юго-западной части Марокко в толщах протерозоя, инфракембрия, палеозоя и пермо-триаса. Наиболее значительные концентрации носят стратиформный характер и приурочены к песчано-конгломератовой формации сеномана (Бу-Селлам). Во многих случаях наблюдается вторичная концентрация меди в форме жильобразных тел, ассоциирующих с дайками герцинских долеритов.

По данным М. Саади (1968 г.), часть многочисленных медных месторождений Антиатласа, Высокого Атласа и Джебиле (Южное Марокко) разрабатывалась в древности и средние века, а некоторые из них эксплуатируются в настоящее время. Обычно месторождения залегают в древних породах от докембрия до пермо-триаса и принадлежат к различным генетическим типам: жильному, стратиформному, вкрапленному в вулканических породах, контактово-метасоматическому, меденосным пирротиновым залежам и др. Пространственно главные месторождения меди (особенно отчетливо в Антиатласе) тяготеют к двум мощным герцинским дайкам долеритов, которые протягиваются в юго-западном — северо-восточном направлении и вместе с разломами того же направления контролируют медное оруденение, прослеженное на протяжении около 100 км. Этот «меденосный линеамент» пересекает толщу основных и ультраосновных вулканических пород (долеритов, фонолитов, базальтов, перидотитов и др.), что свидетельствует о прямой или косвенной генетической связи между вулканизмом и соответствующей ему медной минерализацией.

Факторы контроля медной минерализации, отмеченные выше (дайки долеритов, меденосный линеамент, вмещающие вулканогенные толщи основного — ультраосновного состава), помогают направить поиски на медь и будут полезны при составлении прогнозной карты, показывающей возможную медную минерализацию в Марокко.

Стратиформные месторождения марганца приурочены к разновозрастным формациям верхнего протерозоя, представленного вулканогенно-обломочными породами, импрегнированными марганцевой минерализацией (Тиун и Идикель); лейаса в карбонатной фации (Бу-Арфа); сеномана в доломитово-песчаниковой фации (Имини). Промышленно наиболее интересным является осадочное месторождение Имини с богатыми пирролюзитовыми рудами. Наряду со стратиформными, в области Высокой Мулуйи среди толщ пермо-триаса известны полиморфные месторождения — жильные и стратифицированные (Аули, Акебаб и др.).

Большой интерес представляет крупное месторождение Азегур шеелитоносных и локально молибденоносных скарнов, образованное в контакте осадочной серии палеозойских пород с герцинскими гранитами. Кроме вольфрама и молибдена некоторый промышленный интерес представляет наложенное на скарны урановосмолоквое гидротермальное оруденение.

Крупное промышленное значение имеет также район Бу-Аззер-Агбар с арсенидной кобальт-никелевой (с примесью золота и серебра) минерализацией среди измененных серпентинитов главного разлома Атласа. Месторождения залегают среди кварц-карбонатных пород (лиственитов?), в брекчированных зонах и вдоль трещин в виде жил. Оруденение представлено арсенидами кобальта, железа и никеля, среди которых главную роль играют минералы группы

скуттерудита, саффорита-лёллингита, раммельсбергита и никелина с примесью второстепенных минералов: халькопирита, борнита, халькозина, ковеллина, магнетита, гематита, хромита, реже блеклых руд, галенита, сфалерита, сульфосолей висмута и др. Серпентинизация вмещающих пород частично аутометаморфическая, но главным образом связывается с воздействием более поздних гранитоидов (средне-верхнепротерозойских?).

В рудном процессе различают три стадии: 1) браннерит-молибденитовую; 2) арсенидную с арсенидами кобальта, никеля и железа; 3) сульфидную. В отношении возраста и генезиса арсенидных месторождений района Бу-Аззер-Агбар высказаны две различные точки зрения.

Согласно первой из них, выдвинутой французскими геологами и поддержанной Г. А. Крутовым (1970), месторождения связаны, вероятно, с верхнепротерозойским — кембрийским щелочным вулканогенно-плутоническим комплексом Джебель Бох. Металлы извлечены из серпентинитов, причем в высокотемпературных условиях происходило избирательное извлечение преимущественно кобальта (в серпентинитах соотношение содержаний $Co : Ni$ равно $1 : 10$, а в рудах это соотношение резко иное — $5 : 1$).

Согласно второй точке зрения, разработанной французским геологом, Г. Журавски, арсенидное оруденение района герцинского возраста, ассоциирует с дайками герцинских долеритов и габбро, с которыми, вероятно, имеет общий магматический глубинный очаг. Доказательством герцинского возраста оруденения является абсолютный возраст браннерита первой стадии минерализации, определенный как 240 ± 10 млн. лет.

Промышленное значение имеют метасоматические месторождения гематитовых и сидеритовых руд в известняках нижнемелового возраста — Джерисса в Тунисе и Уенца в Алжире. Сравнительно небольшое значение для металлогении Атласского пояса имеют железорудные скарновые месторождения магнетитовых руд в контакте известняков юрского возраста с микрогранитами (Уншан в Восточном Рифе), редкоземельные карбонатиты Высокого Атласа, пегматиты с бериллом и тантало-колумбитом в докембрии Антиатласа, стибнитовые и ртутные месторождения Северного Рифа (Бир-Бени-Салах, Уэд-Маден и др.) и жильное флюоритовое месторождение Эль-Хамман в Центральном Марокко. Установлены кальцитовые жилы с марганцево-кобальтовой минерализацией, секущие конгломераты мелового возраста.

Некоторые из отмеченных типов минерализации — карбонатиты, стибнит, флюорит, кальцитовые жилы с марганцево-кобальтовой минерализацией следует, по-видимому, связывать с процессами мезо-кайнозойской активизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Крутов Г. А. Месторождения никель-кобальтовых руд района Бу-Аззер (Марокко). — «Геология рудных месторождений», 1970, N 4, т. 12, с. 27—40.

Bouladon J. Un aspect de l'héritité en métallogénie: Recurrence et polymorphisme de la minéralisation dans quelques districts plombo-zincifères de Méditerranée occidentale. Report of XXIII Sess. Int. Geol. Congr. Proceed. of section 7 — Endogenous Ore Deposits, Prague, 1968, p. 11—16.

Emberger A. Caractères polygénétiques des minéralisations plombifères de la haute Moulouya (gisements d'Aouli, de Mibladen et de Zeïda, Maroc). Comptes rendus der séances de l'Acad. des Sciences, vol. 260, 1965, p. 3433—3436.

Emberger A. Problème des remobilisations dans les gîtes de plomb et de zinc. Meet. on remobilization of ores and minerals. Cagliari, August, 1969, p. 37—57.

Permingeat F. Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut Atlas). Etude pétrographique et métallogénique. Notes Serv. Géol. Maroc, No. 141, 1957, 284 p.

Schneiderhöhn H. La position génétique des gîtes métallifères post — triasiques de l'Afrique du Nord française. XIX Congr. Géol. Int. Alger, 1952 (publ. 1954), p. 73—90.

КАПСКИЙ ПОЯС

Капский металлогенический пояс находится на крайнем юге Африканского континента, где он окаймляет кристаллический массив Африканского щита. Простирается пояс близширотное, протяжение его очень небольшое — всего 1000 км при средней ширине 200 км. Согласно А. Дю Тойту (1957), пояс сложен главным образом отложениями капской ($S_2-D_1-C_1$) и частично трансваальской системы (протерозой). В районе городов Кейптаун и Мосселбай обнажаются так называемые молодые граниты Капской провинции. На севере отложения капской системы перекрыты толщей Карру (C_3-P до рэт-лейаса включительно).

Капская система представлена тремя свитами (снизу вверх): 1) Столовой горы (кварцитообразные песчаники S_2); 2) Боккевелд (сланцы D_1); 3) Виттеберг (кварциты C_1). Вся капская система довольно интенсивно смята движениями, происходившими в пермо-триасе и в меловое — палеогеновое время, но магматических образований этого возраста здесь неизвестно, за исключением интрузивных долеритов Карру в восточной части пояса (Haughton, 1969).

Абсолютный возраст «молодых» гранитов 510 ± 40 млн. лет (соответствует байкалидам). С гранитами связана оловянная минерализация округов Стелленбос и Капского, представленная грейзенами и кварц-турмалиновыми жилами, содержащими касситерит, вольфрамит и арсенопирит.

Среди конгломератов свиты Столовой горы (низы капской системы) установлено золото, но концентрация его низкая. В аллювии рек Капского полуострова имеются представляющие промышленный интерес россыпи касситерита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 28—454.

Haughton S. H. Geological history of Southern Africa. Publ. by the Geol. Soc. of South Africa, 1969, 535 p.

КАМ-ЮНЬНАНЬСКИЙ ПОЯС

Кам-Юньнаньский металлогенический пояс занимает юго-западную часть Китайской Народной Республики, располагаясь на стыке складчатых структур мезо-кайнозоя и верхнего палеозоя. Простирается пояс близмеридиональное, протяжение всего 800 км при ширине в среднем до 300 км. Наиболее интенсивно здесь проявились складчатость, магматизм и минерализация каледонской и менее сильно — герцинской орогенической эпох.

Судя по литературным данным Кам-Юньнаньский пояс по характеру развитых пород (эффузивы, базиты и гипербазиты среднепалеозойского и верхнепалеозойского возраста) и типу минерализации наиболее близок к Уральскому поясу. Базиты-гипербазиты приурочены к глубинному разлому, проходящему по восточной окраине структуры.

Здесь известны сравнительно небольшие по масштабу месторождения хромита среди дунитов и перидотитов, титаномагнетитовых ванадийсодержащих руд никеля и кобальта, связанные с габбро-пироксенитами. Вулканогенно-осадочная толща силура — девона вмещает многочисленные колчеданные (главным образом медные, частью полиметаллические) месторождения уральского типа, а также жильные и прожилково-вкрапленные месторождения медных руд, эффузивно-осадочные месторождения железа и марганца.

Из четырех последовательных стадий минерализации хорошо развита только первая (ранняя), в связи с чем для металлогении пояса характерны Cr, Ti, V, Co, Ni, Cu, Fe, Mn.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ли Юнь-чуй. Соображения о тектонике «Кам-Юньнаньской оси». Информ. бюлл. Мин. геологии КНР, № 1, 1959, с. 8—11.

Син Фэн-мин. О генезисе титаномагнетитового месторождения Начжихуа в Юго-Западном Китае. — *Dizhi Lunping*, vol. 19, № 9, 1959, p. 421—425.

Lee K. Y. Some rare-element mineral deposits in Mainland China. — *Geol. Surv. bull. No. 1312, US Dept. of interior*, 1970, 34 p.

ВОСТОЧНО-АВСТРАЛИЙСКИЙ ПОЯС

Восточно-Австралийский металлогенический пояс, включающий притихоокеанские области Куинсленда и Нового Южного Уэльса, а также провинцию Виктория и о. Тасманию, окаймляет с востока Западно-Австралийский щит-платформу, вытягиваясь в близмеридиональном направлении на 4500 км при средней ширине пояса до 1000 км.

Наиболее интенсивно проявились складчатость, магматизм и минерализация герцинской орогенической эпохи, а на южной оконечности пояса (штаты Новый Южный Уэльс, Виктория и о. Тасмания) — каледонской орогенической эпохи. Локально вдоль восточного побережья Куинсленда проявились мезозойская складчатость, магматизм и минерализация.

По возрастному признаку в пределах Восточно-Австралийского металлогенического пояса выделяют следующие магматические и связанные с ними минеральные комплексы (Беляевский, 1969), от более древних к молодым.

1. Гипербазиты и базиты среднего и верхнего кембрия о. Тасмания с месторождениями медно-никелевых руд и проявлениями платиноидов (Pt, Os, Ir).

2. Гранитоиды постордовикского возраста в южной части Куинсленда и провинции Виктория с месторождениями золота, олова, меди.

3. Гранитоиды девонского возраста (раннедевонские в Новом Южном Уэльсе и постсреднедевонские в шт. Виктория), с которыми связаны месторождения золота, меди, полиметаллических и олово-вольфрамовых руд в Новом Южном Уэльсе и знаменитые крупные золоторудные месторождения Бендиго и Балларат шт. Виктория.

К девонской металлогении относятся, вероятно, наиболее крупные месторождения Тасмании: медное Маунт-Лайелль, полиметаллические Зихан и Розбери, оловянные Маунт-Бишоф, Маунт-Кливленд, Аберфойл и Ренисон-Белл.

4. Гранитоиды раннегерцинского (С₂) цикла, хорошо представленные в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе. С ними связаны значительные месторождения меди (Маунт-Морган, Чиллаго и др.), а также ряд месторождений золота, полиметаллических и вольфрам-молибденовых руд в виде трубообразных тел среди грейзенизированных гранитов (Вольфрам-Камп и Бэмфорд).

5. Гранитоиды позднегерцинского (Р—Т) цикла развиты главным образом в Северном Квинсленде, отчасти в более южных районах Квинсленда и Новом Южном Уэльсе; с ними связаны довольно значительные месторождения олова (Гербертон, Маунт-Гарнет, Куктови и др.), а также золота (Крейдон, Палмер-Ривер).

Герцинский пояс олово-вольфрамовых месторождений Квинсленда — Тасмании сходен с таковым же Фронтальной Кордильеры Аргентины, а сульфидно-касситеритовые трубки Квинсленда — с аналогичными образованиями Боливии.

6. Мезозойские (позднемеловые) гранитоиды, известные только в юго-восточной прибрежной части Квинсленда, в областях Бундеберг и Мариборо, где с ними связаны месторождения меди, золота, сурьмы и проявления ртути.

В Тасмании известны небольшие месторождения золота, связанные с третичным магматизмом, а в Новом Южном Уэльсе недавно открыты крупные скарповые месторождения шеелита и молибденита (Рэй-Парк), вероятно, герцинского возраста. Значительное месторождение шеелитоносных скарнов давно известно также на о. Кинг к северо-западу от Тасмании.

Наряду с крупными коренными месторождениями золота, олова, меди, полиметаллических и вольфрам-молибденовых руд, которые разрабатываются, известны промышленные россыпи касситерита, вольфрамита, золота (вместе с золотом добывается немного осмистого иридия). Большое значение имеют прибрежные морские россыпи вдоль побережья Квинсленда, содержащие рутит, циркон, ильменит, монацит и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляевский Н. А. Минеральные ресурсы Австралии. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 10, с. 59—62.

Blanchard R. Some pipe deposits of Eastern Australia. — «Econ. Geol.», 1947, vol. 42, p. 265—304.

Richards S. M. The banded iron formation of Broken hill, Australia, and their relationship to the lead-zinc, orebodies. — «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, No. 1, p. 72—96.

АРГЕНТИНСКИЙ ПОЯС

Аргентинский металлогенический пояс располагается между Бразильским щитом и Андийской ветвью Тихоокеанского альпийского складчатого пояса, в пределах Аргентины. Простирание пояса близмеридиональное, протяжение 2000 км при ширине в среднем 400 км.

Здесь интенсивно проявились послегерцинские глыбовые движения, магматизм и минерализация мезо-кайнозойской орогенической эпохи, а на участках докембрийского фундамента Бразильского щита (Пампинский массив) — гранитоиды протерозойского и частью средне-верхнепалеозойского возраста с специфичной минерализацией.

Геосинклинальное развитие Анд установлено в рифее, нижнем и среднем палеозое, завершалось оно в верхнем палеозое не сильно выраженной герцинской складчатостью со слабо проявленными магматизмом и минерализацией. Послегерцинское время характеризуется проявлением интенсивной глыбовой тектоники, связанной с активизацией, разломами и внедрением вдоль них многофазного «Андийского батолита». Огромный гранитоидный батолит внедрялся в несколько фаз, начиная от пермо-триаса до мела и палеогена.

В Кордильерах Аргентины (Главные Кордильеры) нижний палеозой интенсивно смят в результате складчатых движений, проходивших на границе верхнего карбона и перми.

В пределах срединного массива Аргентинской Пуны (Северо-Западная Аргентина) и Пампинского массива (Центральная Аргентина) среди пород докембрийского фундамента Бразильского щита известны многочисленные

и крупные месторождения редкометалльных пегматитов, из которых одни связаны с докембрийскими гранитами, а другие несомненно значительно моложе вмещающих пород (абс. возраст уранинита из пегматита 325 млн. лет) и связаны с процессами активизации (в девоне).

Редкометалльные пегматиты особенно обильны в провинциях Кордова, Сан-Луис, Катамарка, Ла-Риоха и содержат значительные концентрации берилла, минералов лития, а местами также тантала, ниобия и висмута, редких земель, олова, урана и тория.

Среди месторождений герцинской металлогенической эпохи наиболее существенны олово-вольфрам-висмутовые, полиметаллические, золото-серебряные и медные гидротермальные жилы Передовой Кордильеры в Северо-Западной Аргентине, но они значительно уступают по масштабу оруденения сходным по типу месторождениям более молодого возраста.

Главные олово-вольфрам-висмутовые, а также полиметаллические, золото-рудные и сурьмяные месторождения Боливии и Аргентины связаны с раннеюрской тоналитовой фазой внедрения Андийского батолита, а собственно оловянные и олово-серебряные месторождения рудной провинции Центральной и Южной Боливии и Северной Аргентины с палеогеновыми субвулканическими малыми интрузиями риолитов (Stoll, 1965; Schneider-Scherbina, 1964).

Предположительно докембрийскими по возрасту считаются крупные вольфрам-висмутовые и олово-вольфрам-висмутовые месторождения Пампинского массива Центральной Аргентины (Лос-Кондорс и др.), а также полиметаллические месторождения провинций Кордова (рудники Ла-Бореаль, Санто-Доминго, Ла-Аргентина) и Сан-Луис (рудники Лос-Амигос и Ла-Эстансиа), представленные кварцевыми жилами со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, гринокитом и гематитом.

Своеобразно крупное полиметаллическое месторождение Агиляр, залегающее среди метаморфических пород кембрия и ордовика; ему приписывается осадочно-сингенетическое происхождение с последующим метаморфизмом руд и вмещающих пород под влиянием герцинской гранитной интрузии (Stoll, 1965).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анджелелли В. Распределение и характеристика месторождений и рудопроявлений в Аргентине (Материалы Межд. конф. по мирному использованию атомной энергии. (Женева, 8—20 августа 1955 г.). Т. 6, Геология урана и тория. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 77—89.

Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др.

Ферсман А. Е., Коган Б. И. Минеральное сырье зарубежных стран. М., Изд-во АН СССР, 1947, 566 с.

Braitsch O. Das Paläozoikum von Sierra Grande (Provincia de Rio Negro, Argentina) und die altkaledonische Faltung in östlichen Anden — Vorland — Geol. Rundschau, vol. 54, No. 2, 1965, s. 698—714.

Schneider-Scherbina A. Über metallogenetische Epochen Boliviens und dem gibriden Charakter der sogenannten Zinn — Silber — Formation. Geol. Jahrb., Bd. 81, 1964, S. 157—170.

Stoll W. C. Metallogenic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. — «Econ. Geol.», 1964, vol. 59, No. 1, p. 126—135.

Stoll W. C. Metallogenic provinces of South America — Min. Mag., vol. 112, No. 1, p. 23—31; No. 2, p. 90—99, 1965.

Whiting F. B. Structural belts and mineral deposits of northwestern Argentina. — «Econ. Geol.», 1959, vol. 54, No. 5, p. 903—912.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СКЛАДЧАТЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Краткий обзор фактического материала по металлогении отдельных складчатых подвижных поясов дает возможность сделать некоторые обобщения и подчеркнуть основные черты их металлогении.

В пределах описанных четырнадцати главных складчатых поясов Земли независимо от возраста их складчатости и минерализации четко выделяются два крайних типа рудоносных площадей, резко отличающихся друг от друга по характеру магматизма и эндогенной минерализации.

Один из них, к которому относятся почти целиком Уральский металлогенический пояс, внутренние части Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, а также Норвежско-Аппалачский и Кам-Юньнаньский пояса, характеризуется, широким развитием базитов — гипербазитов и умеренно кислых гранитоидов производных базальтовой магмы, отражающих господствующую роль ранних и средних этапов развития складчатых зон. Вероятно, эта группа металлогенических поясов подстилается океаническим типом коры и близка к фемической разности поясов Е. А. Радкевич (1959). Для металлогении этой группы характерны: Fe, Ti, V, Cr, группа Pt, Cu, а также (в меньшей мере) Mo, Pb—Zn, Au, Ag, Sb, Hg, иногда U.

Ко второму типу рудоносных площадей относятся внешние (примыкающие к щитам) части Средиземноморского и Тихоокеанского металлогенических поясов, а также Западно-Европейский, Аргентинский, значительные области Казахстанского и Восточно-Австралийского поясов, которые характеризуются большой ролью кислых гранитоидов и господством поздних этапов развития складчатых зон.

Эта группа металлогенических поясов подстилается, по-видимому, континентальным типом коры и близка к сиалической разности поясов, выделенной Е. А. Радкевич (1959 г.). Для металлогении этого типа характерны Sn, W, Mo, Be, Ta—Nb, а также Au, Pb—Zn, Sb, U.

Наряду с выделенными двумя крайними типами намечается и третий — промежуточный, к которому можно отнести такие металлогенические пояса, как Алтае-Саянский, Среднеазиатский, а также Таймырский, Атласский и Капский (последний исследован пока слабо). В процессе формирования этих поясов изменялся характер подстилающей коры (от океанического к континентальному), хорошо проявлены как ранний и средний, так и поздний этапы развития складчатых зон, в связи с чем эндогенная минерализация приурочена к базитам — гипербазитам и умеренно кислым гранитоидам, частично — к кислым гранитам и имеет сложный характер, промежуточный между двумя крайними типами.

На отдельных участках всех трех типов складчатых поясов уже после завершения их формирования, в полуплатформенной обстановке, накладывается конечный этап развития, представленный трещинными малыми интрузиями пестрого состава со специфичной металлогенией. Для этого этапа характерны высокотемпературные медно-турмалиновые (с молибденом), реже медно-оловянные руды, а также низкотемпературные золото-серебряные, ртутно-сурьмяные, ферберит (или шеелит-)стибнитовые, реальгар-аурипигментовые, иногда урановосмолковые руды (Атласский и Капский пояса).

Складчатые подвижные пояса — области с завершенной складчатостью — так же как и срединные массивы и щиты с их платформами, подвергаются глыбовым движениям, так называемой активизации, которая сопровождается вертикальными сводово-глыбовыми перемещениями, магматизмом и минерализацией.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН

Г. Ф. Мирчинк (1940) на основании изучения Алданского массива, Дальнего Востока и других территорий Советского Союза обосновал необходимость выделения наряду с геосинклинальными зонами и платформами третьего крупного типа тектонических структур — глыбовых зон, для которых характерны вертикальные дифференциальные движения масс с разрывом сплошности пород по трещинам, изливанием лав и внедрением интрузий щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов. Он и отметил, что такого рода движения захватывают не только участки старых платформ, но и геосинклинальные зоны с завершённой складчатостью в самый момент их преобразования в платформы.

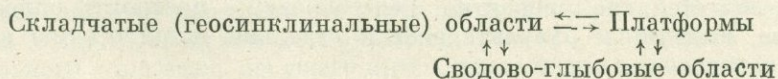
Изучая геологию Китая, где этот тип глыбовых структур проявлен наиболее отчетливо, Чэнь Го-да выделил под названием «дива» третий основной структурный элемент земной коры. В дальнейшем, изучению геотектонических и металлогенических особенностей структур «дива» были посвящены интересные работы В. В. Белоусова (1964), Е. Д. Карповой (1968), В. Л. Масайтиса и Ю. Г. Старицкого (1964), М. С. Нагибиной (1967), Е. А. Радкевич (1965), В. Е. Хаина (1965), А. Д. Щеглова (1968, 1971) и многих др.

По данным В. В. Белоусова, процессы активизации знаменуют собой особую стадию эволюции земной коры, когда определенные ее участки, достигшие уже платформенного состояния, подвергаются в дальнейшем тектонической активизации и приобретают несвойственную платформам подвижность. По мнению В. В. Белоусова, формирование активизированных областей является характерной особенностью новой «базальтовой» стадии развития земной коры.

Е. Д. Карпова отмечает, что на востоке Азиатского материка кроме складчатых областей и платформ существует третий региональный структурный элемент со специфичным тектоническим режимом, который следует выделить под названием сводово-глыбовые области.

Сводово-глыбовые структуры развиваются на древних и молодых платформах, а также в пределах складчатых областей, по масштабу регионального развития они сопоставимы с платформами и складчатыми областями, причем они формируются независимо от синхронных геосинклинальных областей, сопровождаясь образованием самостоятельных металлогенических провинций с важнейшими месторождениями редких, цветных и благородных металлов.

Ход развития земной коры континентального типа представляется по Е. Д. Карповой в виде следующей схемы:



А. Д. Щеглов (1968) считает, что процессы активизации не связаны непосредственно с развитием других структурных форм Земли, поэтому для определения площадей проявления данных процессов целесообразно ввести новый термин области автономной активизации.

Однако не все исследователи соглашаются с мнением об автономном характере активизации; М. С. Нагибина (1967), например, связывает сводово-глыбовые движения на территории Забайкалья с тектоническими движениями в соседних мезозойских геосинклиналях. К настоящему времени накопился

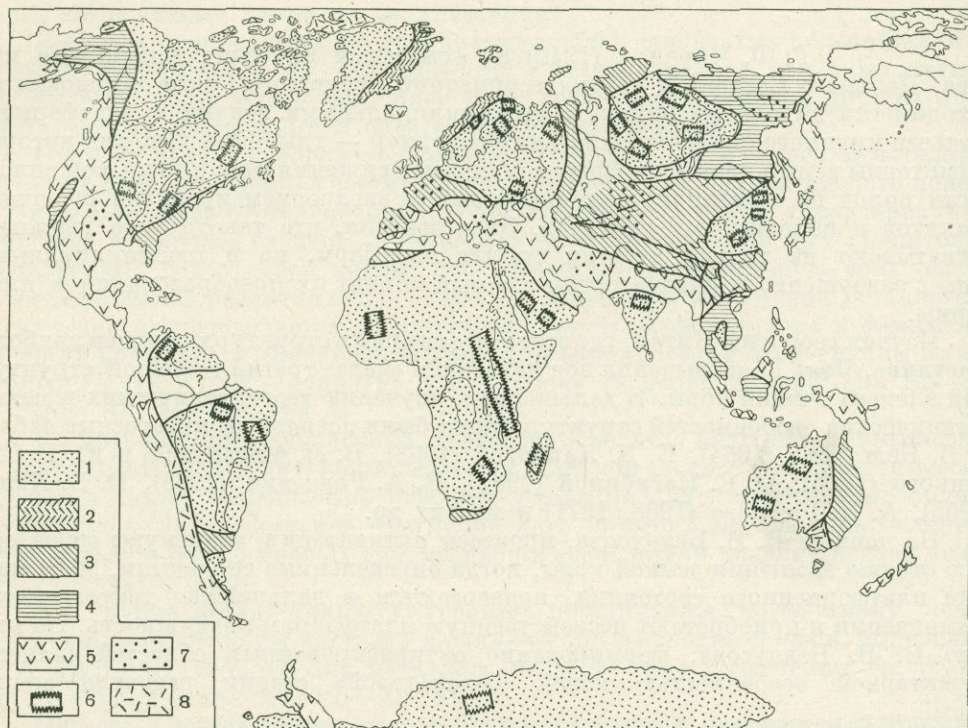


Рис. 44. Размещение областей активизации.

1 — щиты-платформы; 2—5 — складчатые зоны: 2 — каледонского возраста, 3 — герцинского возраста, 4 — киммерийского возраста, 5 — альпийского возраста; 6—8 — размещение областей активизации: 6 — активизированные участки щитов-платформ, 7 — активизированные срединные массивы, 8 — активизированные области с завершённой складчатостью

огромный материал, свидетельствующий о том, что области активизации не бесплодны и характеризуются богатой и своеобразной металлогенией.

Характеристику металлогении этих областей нередко дают по геологическому возрасту активизации с выделением домезозойских, мезозойских и альпийских областей, но, вероятно, целесообразнее построить описание несколько иначе, выделив и охарактеризовав отдельно металлогению активизированных:

- 1) щитов и платформ,
- 2) срединных массивов,
- 3) областей с завершённой складчатостью (рис. 44).

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ УЧАСТКОВ ЩИТОВ И ИХ ПЛАТФОРМ

Установлено, что процессы активизации со специфичной металлогенией захватывают как архейский — нижнепротерозойский фундамент щитов, так и платформенный чехол более молодых пород, перекрывающих фундамент. Процессы активизации связаны с оживлением крупных зон разломов (линеаменты, рифтовые зоны) древнего заложения, вдоль которых происходило внедрение магматических комплексов чаще всего щелочных гранитоидов и ультраосновных-щелочных комплексов, реже основных-ультраосновных, несущих богатое и разнообразное оруденение. При этом возраст активизации, магматических комплексов и минерализации колеблется в очень широком интервале — от рифея до мезо-кайнозоя.

Русский (Восточно-Европейский) щит и его платформа. Процессы активизации, связанные с разломами и глыбовыми движениями, проявлялись неоднократно в пределах Фенно-Скандинавского или Балтийского щита и особенно хорошо изучены на территории Кольского полуострова. Здесь выделяются три периода активизации: верхнепротерозойский, среднепалеозойский и верхнепалеозойский и, соответственно, те же периоды магматизма и минерализации.

В северо-западной и частью центральной частях Кольского полуострова с верхнепротерозойским периодом активизации связано внедрение ультраосновных-основных комплексов Печенгского и Мончегорского районов, несущих ликвационное медно-никелевое (с примесью кобальта, платины, палладия) оруденение.

С активизацией среднепалеозойского возраста (абс. возраст 305—375 млн. лет) связано внедрение ультраосновных-щелочных комплексов Ковдора, Африканды, Вуори-Ярви с интенсивным титаномагнетитовым, апатит-магнетитовым, редкометальным карбонатитовым оруденением, интересными месторождениями флогопита и вермикулита.

Наконец, с периодом верхнепалеозойской (герцинской) активизации хорошо увязывается внедрение щелочных комплексов Хибин и Ловозера, с которыми связаны концентрации апатита и лопаритовых руд.

Вероятно, с процессами активизации (возраст неизвестен) связаны внедрения кимберлитоподобных пород Северной Швеции и Кольского полуострова, к которым приурочены единичные находки алмазов в шлихах; с явлениями активизации следует связывать также обнаруженные в восточной части Балтийского щита трубообразные месторождения шеелит-молибденитовых руд и проявлений сурьмы и ртути (устное сообщение А. Д. Щеглова).

На северо-востоке Русской платформы в области ее сочленения со структурами Тимана и Урала в связи с активизацией внедрились гипабиссальные интрузии щелочных базальтоидов (возраст венд — кембрий), с которыми связаны проявления алмазов и пирропа.

На юге, в пределах Сарматского (Украинско-Воронежского) массива также происходила активизация ряда участков; в пределах Воронежского участка щита с протерозойской активизацией связано внедрение ультраосновного-основного комплекса, несущего интенсивное медно-никелевое (с кобальтом, платиной, палладием) оруденение. По южной окраине Сарматского массива, в Приазовье, развит щелочной комплекс (возраст его около 1 млрд. лет, верхнепротерозойский), с карбонатитовой и редкометальной минерализацией. Наконец, в Донбассе и в зоне сочленения последнего с Приазовьем имеются все признаки активизации верхнепалеозойско-мезозойского возраста с внедрением

андезитов, повышенной щелочности, с которыми парагенетически связаны месторождения полиметаллических руд (Нагольный кряж), ртути и сурьмы (Никитовское месторождение и др.), интенсивная флюоритовая минерализация (Волновахская площадь), проявления золота и, вероятно, алмазов (последние установлены пока только в шлихах).

Среди изверженных пород, связанных с активизацией, выделяют породы двух типов (Бутурлинов, Панов, 1959): основного состава (возраст их доюрский, вероятно, верхнепермский — нижнетриасовый) и среднего состава (возраст скорее всего верхняя юра — нижний мел). Рудопроявления приурочены к породам второго типа и тесно связаны со средними породами повышенной щелочности (трахиандезитами, андезитовыми порфиритами, андезитами, диоритовыми порфиритами), в которых химическими анализами установлены резко повышенные содержания ртути — в несколько сот раз выше кларковых.

Месторождения региона — ртутно-сурьмяное Никитовское, полиметаллические Нагольного кряжа, проявления золота Острого бугра и др. — скорее всего верхнеюрского — нижнемелового возраста. Что касается Волновахской зоны флюоритовой минерализации, возраст ее считается верхнепалеозойским (Скаржинский, 1968, 1969).

Сибирский щит и его платформа. Процессы активизации особенно ярко выражены в южной части Алданского щита, где с верхнеюрским — нижнемеловым периодом активизации и сводово-глыбовых движений связаны гранитоидный комплекс Станового хребта и щелочной алданский комплекс. К кислым гранитам Станового хребта приурочены месторождения и проявления молибдена, полиметаллических руд и золота, а с щелочными интрузиями алданского комплекса — концентрации золота (Лебединское месторождение) и флюорита.

В пределах Алданского щита проявилась и более древняя протерозойская активизация с интрузиями ультраосновных-щелочных пород (Инагли, Кондер), с которыми связаны редкометалльные карбонатиты, титаномагнетит и платина (последняя в дунитах центральных частей кольцевых интрузий).

Процессы активизации (протерозойской и, возможно, более молодой) охватили и древний массив Енисейского кряжа, где с гранитоидными интрузиями связаны довольно значительные месторождения золота и сурьмы, а также проявления олова, вольфрама, ртути.

К верхнепалеозойской и главным образом мезозойской активизации, широко охватившей Сибирскую платформу, приурочено внедрение трапповой формации ультраосновных — щелочных интрузий маймеча-котуйского комплекса (Гулинская и другие интрузии на севере платформы) и кимберлитов. С габбро-диабазами трапповой формации тесно связаны медно-никелевые (с кобальтом, платиноидами) Норильское и Талнахское месторождения, с ультраосновными-щелочными интрузиями — карбонатиты с редкими металлами, апатитом и флогопитом, с кимберлитами — алмазы.

В Енисейско-Чадобецкой области активизация проявилась дважды — в девоне и мезозое, в результате ее внедрились кимберлиты и образовались связанные с ними месторождения алмазов.

Сино-Корейский щит и его платформа. На территории Северо-Восточного Китая и Кореи, а наиболее интенсивно в Юго-Восточном Китае проявились процессы активизации верхнеюрского — нижнемелового возраста, которые сопровождались глыбово-сводовыми движениями и внедрением яньшаньских гранитов. С последними связаны месторождения вольфрама, олова, сурьмы,

а также золота, полиметаллических руд и ртути (часть месторождений ртути связана с более молодым палеогеновым магматизмом).

В Южном Китае и на Шаньдунском полуострове с активизацией ранне-мезозойского возраста связано внедрение кимберлитов, с которыми ассоциируют алмазы (в шлихах).

Канадский щит и его платформа также подверглись воздействию процессов активизации рифейского, а затем мезозойского возраста. С рифейской активизацией связана, вероятно, часть урановых месторождений северо-запада Канады (возраст оруденения 600 млн. лет), залегающих в архейском фундаменте. В области Гренвилль с внедрением внеорогенных нефелиновых сиенитов и базитов — гипербазитов связаны месторождения карбонатитов с ниобиевой минерализацией; близ г. Монреаль известно крупное карбонатитовое месторождение Ока с минерализацией ниобия, редких земель, урана и апатита, абс. возраст которого 95 млн. лет. Примерно того же возраста известно карбонатитовое месторождение Маунтин-Пас (США, Калифорния) с крупными запасами бастнезитовых руд. С мезо-кайнозойской активизацией (50—55 млн. лет) несомненно связаны кимберлитовые алмазоносные трубки Пайк (США, Арканзас) и, возможно, свинцово-цинковая и урановая минерализация плато Колорадо в США.

Африкано-Аравийский щит и его платформа. Значительная часть рудных богатств Африканского щита и прежде всего крупнейшие месторождения редкометальных пегматитов и карбонатитов, а также мирового значения месторождения алмазов связаны с процессами активизации, происходившими неоднократно от рифея до мезо-кайнозоя.

Активизированные области Африки и Аравийского полуострова контролируются зонами глубинных разломов, среди которых наибольшую роль играют рифтовые структуры — грабены и горсты, тянущиеся вдоль Красного моря далее на юг в Мозамбик и на о. Мадагаскар, образуя зону Великих Восточно-Африканских разломов, а также вторую зону разломов уже в западной части континента, которая протягивается от Туарегского щита и массива Тибести в Сахаре через Нигерию и далее на юг вдоль Камерунского рва.

Процессы активизации этих древних глубинных разломов, заложенных в архейско-нижнепротерозойском фундаменте щита, начинаются еще в рифее — нижнем кембрии и вновь возобновляются в девоне, мезозое и палеогене. С ними, локализуясь в зонах указанных выше разломов, связано внедрение гранитоидных интрузий повышенной щелочности, а также ультраосновных — щелочных кольцевых комплексов и кимберлитов.

С гранитоидами связаны крупные поля редкометальных пегматитов с бериллий-тантал-ниобиево-литиевой минерализацией и альбититовых месторождений с касситерит-колумбитовой минерализацией, образующие протяженные Восточно-Африкано-Мадагаскарский и Нигерийско-Сахарский пояса большого промышленного значения. Возраст указанных гранитоидов и связанных с ними месторождений 600—480 млн. лет, что отвечает рифею — кембрию. Вдоль зоны Великих Восточно-Африканских разломов в странах Восточной и Центральной Африки неоднократно внедрялись ультраосновные — щелочные кольцевые интрузивные комплексы, с которыми связаны крупнейшие месторождения редкометальных карбонатитов (с ниобиевой, редкоземельной, урановой минерализацией), формирующиеся в возрастном интервале от рифея до неогена включительно. На территории ЮАР и других стран Южной и Юго-Западной Африки широко развиты кимберлиты с месторождениями алмазов мировой известности; абсолютный возраст кимберлитов 51—55 млн. лет,

возможно наличие и более древних кимберлитов (в Заире, Гане, Гвинее), но все они связаны с процессами активизации. С процессами очень молодой неогеновой активизации, вероятно, связаны месторождения золота в пределах Аравийской части щита: на территории Ирака близ границы с Иорданией, в Саудовской Аравии между Меккой и Мединой, а также в центральной части Йемена. В этих районах коренные месторождения и главным образом россыпи обеспечивают добычу 1—2 т золота в год.

Индийский щит и его платформа. Процессы активизации проявились в Северной Индии в районе Раджмахала на востоке до Ревы и Панни на западе, будучи выражены сводово-глыбовыми движениями и внедрением перидотитов и даек долеритов среднеюрского возраста. В алмазоносном районе Панни известны кимберлитовые трубки, связанные с рифейской активизацией. С процессами активизации мелового — эоценового возраста связаны излияния деканских траппов и внедрение ассоциирующих с ними основных и ультраосновных-щелочных пород с проявлениями карбонатитов.

Западно-Австралийский щит и его платформа. Процессы активизации этого щита изучены плохо. Вероятно, с активизацией рифейского возраста связано внедрение базитов — ультрабазитов юго-западной части щита в районе г. Перт, где среди них залегают крупные месторождения ликвационных медно-никелевых руд с примесью кобальта и платиноидов.

С процессами активизации возможно связана часть урановых месторождений северной части щита на п-ове Аригём (рудное поле Рам-Джангл со смолово-сульфидными медно-урановыми рудами), некоторые месторождения медных и свинцовых руд позднего протерозоя в рудных провинциях Пайн-Крик и Карпантурна.

Гвианский щит и его платформа. Здесь процессы активизации проявились в нижнем протерозое; с ними связаны так называемые «молодые» карибские граниты (внедрение их происходило в две фазы с абсолютным возрастом 2200 и 1900 млн. лет), с которыми ассоциируют месторождения редкометалльных пегматитов и золота.

Бразильский щит и его платформа характеризуется интенсивным развитием активизации рифейского, нижнедевонского и мезо-кайнозойского периодов. Процессы активизации развиваются главным образом вдоль линеаментов Сан-Франсиску и Аргентинского, заложенных в древнем архейском фундаменте, и сопровождаются внедрением гранитоидов рифейского (550 млн. лет) и нижнедевонского (360 млн. лет) возраста, а вдоль линеамента Сан-Франсиску также ультраосновных-щелочных комплексов мезо-кайнозойского возраста (147—110—133—51 млн. лет).

С гранитоидами тесно связаны крупные поля редкометалльных пегматитов шт. Минас-Жерайс, плато Борборема и Боливийско-Аргентинского пояса с огромными концентрациями гапталала, ниобия, бериллия и лития, очень сходные с одновозрастными (рифей и девон) редкометалльными пегматитами Африканского щита.

С ультраосновными-щелочными комплексами главным образом мезозойского возраста связаны крупные концентрации редкометалльных карбонатитов с ниобиевой (цирохлоровой), циркониевой, редкоземельной и частично уран-ториевой минерализацией с такими месторождениями-гигантами, как Баррейру-ди-Араша (133—51 млн. лет) и Посус-ди-Калдас (147—110 млн. лет), и интрузивным магматическим характером карбонатитов, очень сходных по условиям образования и составу с африканскими.

Карбонатитовые месторождения Бразилии контролируются главным обра-

зом линеаментом Сан-Франсиску. В западной части шт. Минас-Жерайс с мезозойской активизацией связаны алмазоносные кимберлиты.

Антарктический щит и его платформа также не избежали наложения процессов активизации, проявившейся здесь наиболее интенсивно в средневерхнепалеозойский и триас-юрский периоды. С процессами активизации среднего — верхнего палеозоя связано внедрение гранитов — гранодиоритов и даек долеритов; с триас-юрской активизацией — трапсовая формация, включающая интрузии габбро-норитов, вмещающие крупные ликвационные месторождения медно-никелевых ликвационных руд с примесью кобальта и платиноидов.

С гранитами среднего — верхнего палеозоя ассоциируют редкометалльные пегматиты и некоторые проявления урановых руд. Очень возможно, но пока достоверно не установлено проявление здесь мезозойских и более древних алмазоносных кимберлитов и ультраосновных-щелочных комплексов с карбонатами.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Единого и общепринятого толкования понятия «срединный массив» и особенностей металлогении этого типа структур пока нет. По А. Л. Яншину (1965 г), срединные массивы — это устойчивые участки земной коры, которые сохранили платформенный или близкий к платформенному характер развития, когда вокруг них формировались геосинклинали; это остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области. Срединный массив — понятие не только структурное, но и историко-геологическое, а точнее — палеотектоническое.

Металлогеническую роль срединных массивов и специфику их минерализации рассмотрел ряд авторов: Е. Е. Захаров, В. И. Смирнов (1961), М. И. Ициксон и др. (1964), Х. М. Абдуллаев и О. М. Борисов (1963), Г. А. Твалчрелидзе (1964), И. Йовчев (1965), Е. А. Радкевич (1965), В. Саттран, Е. Д. Шлыгин (1968), П. Лаффит (1969) и др. Наиболее полную характеристику особенностей минерализации срединных массивов приводит А. Д. Щеглов (1971).

Своеобразие металлогении срединных массивов подчеркнули Х. М. Абдуллаев и О. М. Борисов, указавшие на то, что срединные массивы по характеру оруденения являются промежуточными между платформами и геосинклиналями. Они выделяют три типа рудно-петрографических провинций срединных массивов:

1) срединные массивы с субплатформенным осадочным покровом, с незначительными проявлениями магматизма и низкотемпературной минерализацией урана, меди, золота, флюорита, свинца и цинка (Колорадский, Ирано-Афганский массивы и др.);

2) срединные массивы, характеризующиеся субгеосинклинальными условиями развития. Ведущей минерализацией является в этом типе свинцово-цинковая, медная, скарновая железорудная и реже редкометалльная (Трансильванский и Южно-Гиссарский массивы);

3) срединные массивы, характеризующиеся субгеоантиклинальными условиями развития с гранитоидами, сопровождающимися ведущей редкометалльной минерализацией (Буреинский, Ханкайский, Богемский, Центрально-Французский и другие массивы).

В. И. Смирнов (1961) к срединным массивам относит крупные блоки древних интенсивно или слабо складчатых образований, заключенных среди более молодых складчатых зон. В них встречаются эндогенные месторождения трех периодов: 1) древнего, предшествующего оруденению геологического цикла, вследствие которого образовалась складчатая область, включающая срединные массивы; 2) современного метадлогенической эпохе данной складчатой области; 3) молодого, наложенного в связи с регенерацией (активизацией, по А. Д. Щеглову) срединных массивов в последующие циклы геологического развития.

При исследовании характера рудоносности срединных массивов, соответствующей оруденению их складчатого обрамления, согласно В. И. Смирнову выделяются два рода массивов. Срединные массивы первого рода располагаются во внутренних зонах геосинклиналей и входят в состав осевых поднятий; в поперечном сечении геосинклинали они занимают центральное положение. Срединные массивы второго рода, охваченные геосинклинальным кольцом со всех сторон, представляют собой бортовую часть таких замкнутых геосинклиналей; эти массивы по отношению к поперечному сечению геосинклинали занимают периферическое положение. Магматизм и металлогения срединных массивов первого и второго рода совершенно различны.

Для массивов первого рода, входящих в состав осевых срединных поднятий, свойственны магматизм и эндогенные месторождения. Здесь характерны лейкократовые граниты, с которыми ассоциирует серия грейзеновых и высокотемпературных гидротермальных месторождений с концентрациями олова, вольфрама, молибдена и др. Типичным примером срединных массивов этого рода является Агинский массив киммерийской геосинклинали Восточного Забайкалья; к этому же роду относятся срединные массивы герцинской геосинклинали Западной Европы (Месета, Богемский, Армориканский, Централно-Французский и др.), для которых характерны грейзеновые и высокотемпературные месторождения кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой формаций с наложением местами низкотемпературной более поздней минерализации урана, сурьмы, свинца и цинка, флюорита. По мнению Е. Е. Захарова, характерной особенностью большинства таких срединных массивов в Западной Европе, заключенных среди герцинских складчатых образований, является их поразительно сходный металлогенический облик.

Массивы второго рода, опоясанные геосинклиналью и занимающие по отношению к ее поперечному сечению периферическое положение, выступают в сущности как геоантиклинальное обрамление одного из бортов геосинклинального ложа. Очень часто на площади таких массивов отсутствуют месторождения, синхронные оруденению окаймляющей их геосинклинали. Типичными примерами массивов этого рода являются Буреинский и Колымский массивы киммерийской складчатой области восточных окраин Советского Союза.

Другим типичным примером может служить плато Колорадо в киммерийской складчатой области Кордильер США. При отсутствии оруденения, синхронного месторождениям складчатого обрамления, в пределах рассматриваемых срединных массивов второго рода постоянно отмечается повышенная их концентрация по периферии массивов, причем иногда оруденение проникает и в краевую зону самих срединных массивов.

В развитии срединных массивов А. Д. Щеглов (1971) выделяет три крупных периода.

Первый период связан с образованием кристаллического основания (фундамента) массива, сложенного обычно породами архея и протерозоя, а в складчатых областях байкальского возраста — только архея. В редких случаях

к этому же первому периоду относится образование платформенного осадочного чехла, перекрывающего докембрийское основание (плато Колорадо, Таримский массив).

Второй период эволюции срединных массивов обусловлен геосинклинальным развитием регионов, в пределах которых располагается тот или иной массив. Многие массивы испытывают неоднократно воздействие геосинклинальных процессов, выражающееся в развитии разновозрастных геосинклинальных прогибов (Богемский, Буреинский и другие массивы).

Третий период связан с процессами автономной активизации, не связанной с формированием геосинклинальных прогибов на смежных территориях.

Процессы активизации во многих срединных массивах (Богемский, Буреинский, Родопский) протекают в две стадии. В первую стадию возникают пологие прогибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями; широко развиты кислые или основные, иногда щелочные эффузивы, трещинные субвулканические интрузии различного состава. Вторая стадия активизации характеризуется возникновением наложенных терригенных впадин, выполненных грубообломочными, часто угленосными отложениями.

Наиболее интенсивно процессы автономной активизации проявились в срединных массивах с выведенными на поверхность докембрийскими складчатыми сооружениями. Они фиксируются своеобразными сводово-глыбовыми тектоническими формами, трещинным магматизмом и специфичным эндогенным оруденением.

Очень показательны западноевропейские срединные массивы (Богемский, Центрально-Французский, Армориканский, Верхне-Рейнский и др.), а также Родопский срединный массив, массивы Турции и Ирана, Буреинский и Ханкайский массивы на востоке СССР, которые характеризуются самостоятельностью (автономностью) развития вне связи с варисскими или альпийскими геосинклинальными прогибами. Проявление процессов автономной активизации и связанной с ней металлогении резко отличает срединные массивы от окружающих их складчатых областей (Щеглов, 1974), в которых лишь изредка в бортах геосинклиналей возникают процессы отраженной активизации.

Металлогении срединных массивов посвящена специальная книга А. Д. Щеглова, поэтому в данной работе приводится лишь краткая характеристика особенностей металлогении срединных массивов, несущих одновременно минерализацию, свойственную трем главным структурным элементам земной коры: платформам, геосинклинальным складчатым зонам и областям автономной активизации.

Массивы охарактеризованы с различной детальностью (наиболее детально Богемский и Центрально-Французский) и в определенном порядке: сначала срединные массивы протерозойских геосинклинальных областей, затем палеозойских геосинклинальных областей и, наконец, мезо-кайнозойских областей.

К срединным массивам протерозойских геосинклинальных областей относятся Байкальский и Муйский, расположенные в Байкальской горной стране. Оба массива сложены архейским комплексом, слагающим блоки, окаймленные складчатыми структурами протерозоя и кембрия, прорванными гранитоидами. В пределах массивов известны месторождения флогопита, графита, редкометальных пегматитов; с запада архейские структуры окаймляются Келянской рудной зоной с ртутными месторождениями и проявлениями, вероятно, мезозойского возраста (контролируются молодыми разломами), которые связаны с активизацией.

Срединные массивы палеозойских складчатых поясов представлены блоками докембрийских пород, окруженных каледонскими или герцинскими складчатыми сооружениями. В пределах каледонских структур расположены Южно-Гиссарский и ряд западноевропейских массивов, а также значительная часть Таримского массива (меньшая часть его окружена позднекаледонскими складчатыми сооружениями).

Кокчетавский массив, расположенный на севере каледонской складчатой области Казахстана, сложен породами метаморфического докембрия. С востока и запада массив ограничен каледонскими геосинклинальными прогибами, с юга — средне-верхнепалеозойской впадиной, а на севере перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями.

По Е. Д. Шлыгину (1968), в докембрийский этап развития сформировались небольшие метаморфогенные месторождения железных руд и графита, некоторые проявления золота, меди, полиметаллических руд. В результате процессов тектоно-магматической активизации внедрились перидотит-пироксенит-норитовые массивы с характерной медно-никелевой минерализацией ликвидационного типа, обычного для платформ. Несколько позднее произошло внедрение ультраосновных-щелочных комплексов, с которыми ассоциируют небольшие месторождения карбонатитов, флогопита и вермикулита.

В позднекаледонское время внедрялись крупные батолиты гранитоидных пород: зерендинского комплекса диоритов — гранодиоритов с небольшими месторождениями железа, свинца и цинка, золота; боровского комплекса несколько более поздних биотитовых и лейкократовых оловоносных гранитов; наиболее поздних (девонских) гранитоидов повышенной щелочности, завершающих развитие каледонской геосинклинальной области и дающих концентрации тантало-ниобиевых руд.

На южной периферии массива, в позднем девоне, вдоль зон разломов внедряются сложные интрузивно-вулканогенные комплексы с посторогенной молибденовой минерализацией.

Восточно-Алтайский массив расположен в юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Фундамент массива сложен метаморфическими породами протерозоя, которым подчинены концентрации силлиманита и слюдоносные пегматиты. В связи с развитием окружающих массив каледонских геосинклиналей массив разбивается на блоки системами глубинных разломов, вдоль которых внедряются кембрийские гипербазиты и габбро с рудопроявлениями хромита, магнетита и асбеста.

В силуре происходило внедрение трещинных массивов гранит-гранодиоритовой формации с небольшими рудопроявлениями молибдена и вольфрама, а в девоне — внедрение трещинных интрузий сложного состава от габбро до гранитов, с которыми ассоциируют небольшие проявления титаномagnetита, никеля и кобальта. В позднем палеозое — юре происходила тектоническая активизация разломов, ограничивающих массив с юга и запада. К зонам этих разрывных нарушений — Курайской и Телецкой — приурочены многочисленные месторождения ртути и в числе их довольно известное Акташское месторождение. Очевидно, ртутное оруденение парагенетически ассоциирует с мезозойскими дайками щелочных базальтоидов, для которых допускается происхождение из подкорковых очагов основных базальтоидных магм.

Сангеленский массив расположен в Восточной Туве на границе с Монгольской Народной Республикой. Фундамент массива сложен докембрийским метаморфическим комплексом и ультраосновными и кислыми интрузивами

протерозойского возраста. Массив окаймлен крупными зонами разломов, которые отделяют его от каледонских складчатых структур.

С докембрийским метаморфическим комплексом связаны метаморфогенные месторождения магнетит-гематитовых руд, а с протерозойскими интрузивами — слюдоносные пегматиты (с гранитами) и асбест (с гипербазитами). В краевых частях массива в позднем кембрии формируются интрузии габбро-плагиогранитной формации, с которой ассоциируют высокотемпературные гидротермальные рудопроявления золота.

В верхнем палеозое — нижнем мезозое в связи с процессами тектоно-магматической активизации вдоль зон нарушений внедрялись щелочные интрузии, с которыми увязываются щелочные пегматиты и альбититы с редкоземельной минерализацией.

Таким образом, в развитии массива выделяются те же три периода, которые характерны для подавляющего большинства срединных массивов. Первый период связан с формированием докембрийского основания массива и для него характерны протерозойские метаморфогенные месторождения железа, слюдоносные пегматиты, хромит и асбест. Второй период связан с отраженной из смежных геосинклиналей активизацией и магматизмом с золоторудной верхнекембрийской минерализацией. Третий период автономной активизации пермско-нижнемезозойского возраста сопровождался щелочным магматизмом с редкоземельной минерализацией.

Южно-Гиссарский массив расположен на юге складчатых сооружений Средней Азии и зажат между складчатыми структурами позднего палеозоя. Фундамент массива, по-видимому, докембрийский. Главные рудные месторождения — полиметаллическое Хандиза и другие — пространственно тесно ассоциируют с дайками порфириров, альбитофиоров и кварцевых порфириров позднегерцинского или более молодого возраста.

В альпийское время в связи с процессами активизации, но вне отчетливой связи с магматическими образованиями формировались полиметаллические и флюоритовые месторождения послемелового возраста. В горах Кугитанг в осадочном чехле массива образовались неогеновые свинцово-цинковые, ртутные и баритовые рудопроявления, тяготеющие к крупным зонам разломов, связанным с активизацией.

Таримский массив Центральной Азии представляет собой малоподвижный блок, окаймленный складчатыми структурами Тянь-Шаня и Куэнь-Луня. Фундамент массива сложен метаморфическим комплексом докембрийских пород, перекрытым палеозойским осадочным чехлом.

Металлогения массива характеризуется интенсивной телетермальной полиметаллической минерализацией в палеозойских, а иногда в меловых и олигоценовых породах. В краевой зоне массива на сочленении с палеозойскими складчатыми сооружениями Тянь-Шаня и Куэнь-Луня известны трещинные интрузии гранитоидов с медно-молибденовой минерализацией.

Вдоль северо-западного обрамления массива устанавливается протяженный Кашгарский пояс полиметаллического оруденения, а в пределах самого массива — свинцово-медно-сурьмяные месторождения.

Большая часть этих месторождений залегает среди известняков девона, но часть их заходит в отложения мела и олигоцена, чем и определяется молодой возраст оруденения.

Месета. Этот массив, называемый иногда Испанской Месетой, охватывает северо-западные и центральные районы Испании и почти всю территорию Португалии. Фундамент массива представлен метаморфическим комплексом

докембрия, который с юга и востока окаймляется палеозойскими (герцинскими) складчатыми сооружениями, сложенными осадочно-вулканогенными толщами от кембрия до карбона.

Отдельные блоки массива в ордовике испытали прогибание, в одном из них на юго-западе массива образовались месторождения железных и марганцевых руд, по-видимому, эксгальционно-осадочного типа. В это же время (в ордовике) внедряются тоналитовые интрузии, сопровождающиеся скарновыми железорудными месторождениями.

Наиболее интенсивная минерализация массива происходила в послепермское время, когда окружающие массив геосинклинали консолидировались в области завершенной складчатости. В западной части массива в связи с процессами автономной активизации внедрялись интрузии послепермских гранитов, с которыми Д. Тадеу и другие связывают интенсивную олово-вольфрамовую минерализацию в Португалии и Северо-Западной Испании.

Наиболее крупные месторождения олова и вольфрама (Панаскейра, Баралья и др.) находятся на западе массива в Португалии и представлены кварц-касситерит-вольфрамитовыми жилами и грейзенами. Довольно характерны для этих же районов месторождения пятиэлементной (Co—Ni—Bi—Ag—U) и золото-кварцевой формаций с арсенопиритом. Месторождения урана двух различных типов. Первый тип, развитый главным образом в Испании, тесно ассоциирует с олово-вольфрамовой и медно-кобальт-никелевой минерализацией позднегерцинского послепермского возраста (месторождения Альбукерк, Ла-Вирхен и др.); второй тип, развитый почти исключительно в Португалии, характеризуется тесной связью урановой минерализации с халцедоноподобным кварцем и относится к низкотемпературному гидротермальному типу. Для месторождений Португалии этого типа (Ургерика и др.) доказывается альпийский возраст (абс. возраст по урановой смолке 100 млн. лет).

Альпийского возраста также полиметаллические, сурьмяные, ртутные, флюоритовые и баритовые месторождения, приуроченные к зонам молодых разломов, пересекающих не только палеозойские, но иногда меловые и палеогеновые отложения. Наиболее значительные месторождения полиметаллических руд находятся в области Сьерры-Морены, сурьмяных — в округе Сьюдад-Реаль, ртутных — в пределах рудных полей Альмаден и Альмерия, флюоритовых — на севере Испанской Месеты, в Астурии.

Таким образом, для срединного массива Испанской Месеты также выделяются месторождения всех трех главных этапов тектонического развития массива: в докембрийском фундаменте известны метаморфогенные месторождения железа; в связи с развитием смежных нижне-среднепалеозойских геосинклинальных прогибов формируются эксгальционно-осадочные месторождения железа и марганца, скарновые месторождения железа; с процессами автономной активизации, охватившей период от перми до палеогена, связаны наиболее важные для массива месторождения кварц-касситерит-вольфрамитовой, пятиэлементной (Co—Ni—Bi—Ag—U), кварц-арсенопирит-золоторудной, халцедон-урановосмолковой, сурьмяно-ртутной и флюоритовой формаций.

Центральный массив охватывает почти четверть территории Франции — ее центральные, частью южные провинции (рис. 45). Фундамент массива сложен метаморфическим комплексом докембрия, перекрытым осадочным чехлом кембрия и силура, местами (на севере) также девона и карбона. В небольших депрессиях, связанных с резким поднятием массива в верхнем палеозое, залегают континентальные угленосные отложения перми.

В пределах массива широко развиты крупные интрузивы калиевых гранитов позднегерцинского возраста и более молодые небольшие тела лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, прорывающих в районе Грюри, на северо-востоке массива, пермские отложения; временем внедрения этих интрузий условно считается граница позднего палеозоя и триаса.

Наиболее интенсивная минерализация проявилась в пределах массива в связи с процессами автономной активизации, имевшими место в позднегерцинское — мезозойское время. Осенью 1971 г. автор посетил ряд месторождений Центрального массива и убедился в большом сходстве их с однотипными месторождениями Богемского (Чешского) массива, осмотренными ранее на территории ГДР, в Рудных горах.

Прежде всего, для Центрального массива очень характерно высокотемпературное гидротермальное и грейзеновое касситерит-вольфрамитовое оруденение (иногда с значительной примесью висмутита, повышенной ролью берилла и минералов лития), связанное с позднегерцинскими (293—305 млн. лет) гранулитами (двуслюдяные гранит-порфиры) и альбититами.

Типичными примерами таких месторождений являются рудные поля Эшасьер и Монтебра, представленные сериями кварцеворудных жил и штокверковыми зонами, залегающими среди самих грейзенизированных интрузивных массивов и частью среди слюдяных сланцев докембрийского фундамента, прорванного ими.

Минерализация представлена касситеритом, вольфрамитом, минералами лития (амблигонит, монтебразит, литиевые слюды), висмутином и в меньшей мере бериллом, тантало-колумбитом и по своему характеру весьма сходна с однотипными месторождениями Рудных гор в Богемском (Чешском) срединном массиве — рудными полями Циннвальд, Циновец, Альтенберг, Гейер и др.

Не менее характерны для Центрального массива урановые месторождения, представленные низкотемпературными гидротермальными жилами и штокверковыми зонами халцедоноподобного кварца красноватого цвета (пропитан гематитом), флюоритом, урановой смолкой с небольшой примесью барита, мельниковита, марказита и других сульфидов.

Наиболее интересным и крупным месторождением этого типа является Буа-Нуар в районе Форэ, в северо-восточной части массива. Месторождение эксплуатируется с 1954 г. карьерами и подземными горными выработками глубиной до 400 м; оно залегает среди гранитов позднегерцинского возраста и представлено линзами, жилами и брекчированными зонами с очень богатым оруденением (содержание урана от 0,2—0,5 до 2—6%).

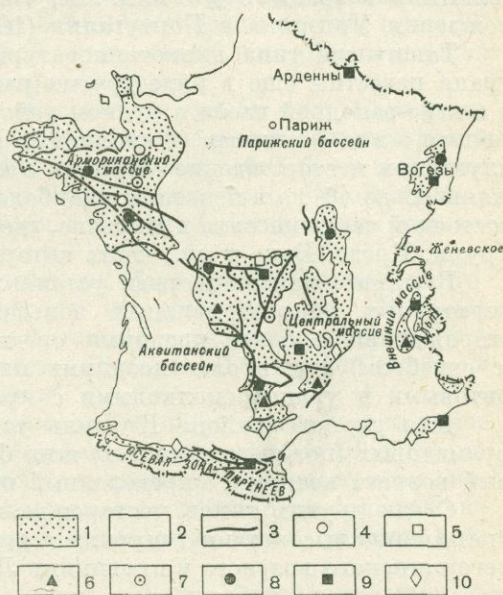


Рис. 45. Главные рудные месторождения Центрального и других массивов Франции. По П. Лаффиту (Laffitte, 1969).

1 — формации фундамента; 2 — формации чехла; 3 — разломы; 4—10 — главные месторождения: 4 — олова, 5 — вольфрама, 6 — золота, 7 — сурьмы, 8 — урана, 9 — флюорита и барита, 10 — свинца и цинка

Колломорфная урановая смолка образует скопления среди красного пронизанного гематитом халцедона и сопровождается марказитом, мельниковитом, изредка галенитом и халькопиритом. В верхних горизонтах месторождения хорошо выражена зона окисления с обильными урановыми слюдками — торбернитом, аутинитом и др.

Возраст рудовмещающих гранитов и оруденения (по урановой смолке) 260 ± 5 млн. лет, т. е. позднегерцинский; впоследствии в связи с процессами альпийской активизации происходило переотложение рудного вещества. Для некоторых сравнительно небольших урановых месторождений установлен абсолютный возраст 70 ± 5 млн. лет, что близко к возрасту одноименного месторождения Ургерика в Португалии (100 млн. лет).

Такого же типа низкотемпературные близповерхностные месторождения урана известны еще в ряде других районов Центрального массива Франции: в северо-западной части в рудном районе Крузиль, где разрабатывалась богатейшая жила Генриетта (в смолковых рудах до 31% U) и подготовлено к эксплуатации месторождение Марньяк с крупными запасами богатых руд (содержание U до 4%, а в некоторых наиболее богатых линзах — до 20%); в северо-восточной части массива в Морване, где открыт ряд урановых месторождений — Грури, Крезе, Боцо и др., часть которых эксплуатируется.

В рудном районе Морван устанавливается тесная ассоциация высокотемпературных гидротермальных вольфрамит-молибденит-арсенопиритовых месторождений с более поздними среднетемпературными полиметаллическими (с серебром) и наиболее поздними низкотемпературными кварц-флюорит-баритовыми и урановосмолковыми с красными яшмами и черным флюоритом.

Для рудного района Крузиль устанавливается пересечение кварц-вольфрамитовых (позднегерцинских) жил более поздними ураноносными, абсолютный возраст которых, определенный по настурану, 105 и 147 млн. лет.

Среди других типов месторождений Центрального массива заслуживают упоминания высокотемпературные кварц-арсенопирит-золоторудные жилы позднегерцинского возраста в провинции Лимузен (месторождения Шени и Ла Фажасьер), где разработки на золото велись еще в галло-романские времена и с перерывами ведутся до настоящего времени, и золотоносном районе Салсиль — Од на юге массива, детально описанном недавно Ф. Толлоном (1970 г.).

Другой важной группой месторождений массива являются низкотемпературные гидротермальные жилы антимонитовых руд (район Массиак-Уш, Бриуд и др.), кварц-флюоритовые жилы (район Лионез, Омерван, Божоле и др.), полиметаллические и баритовые месторождения. С сурьмяными рудами нередко ассоциирует золото, с полиметаллическими — серебро, с флюоритовыми — урановая смолка (месторождение Иссл'Эвек). Характерной областью развития этих месторождений является район Мон-Лозер на юге массива.

Рудные жилы приурочены к разрывам и залегают в отложениях байоса, чем определяется нижняя возрастная граница оруденения (верхняя юра и моложе).

Армориканский массив включает две области — северную п-ова Корнуолл в Юго-Западной Англии и южную в Северо-Западной Франции (Бретань, Нормандия, Вандея), которые разделены проливом Ламаниш.

По геологическому строению и характеру металлогении Армориканский массив близок Центрально-Французскому массиву. Фундаментом массива служат докембрийские метаморфические породы, перекрытые чехлом осадочных палеозойских пород кембрия — перми, а местами отложениями мезозоя.

Среди магматических пород наиболее развиты позднегерцинские порфировидные биотитовые граниты и лейкократовые двуслюдяные граниты и гранит-порфиры, прорывающие отложения пермо-карбона, но трансгрессивно перекрытые мезозойскими отложениями. Широко развиты нарушения главным образом северо-западного — юго-восточного простирания, вдоль которых вытянуты трещинные интрузии наиболее молодых двуслюдяных или мусковитовых гранитов и гранит-порфиров, к выходам которых тяготеют месторождения олово-вольфрамовых, урановых, золото-сурьмяных, полиметаллических и баритовых руд. Менее развиты, но также находятся в тесной связи с массивами гранитоидов бериллиеносные пегматиты и кварц-молибденитовые рудопроявления, совсем редки рудопроявления меди и ртути. В Армориканском массиве (рис. 46) интенсивно проявились процессы автономной активизации, с которыми связано оруденение тех же типов, что и в Центральном массиве.

В Английской части Армориканского массива, в рудном поле Корнуолл, урановые руды в ассоциации с арсенидами никеля и кобальта и халькопиритом очень тесно связаны с олово-вольфрамовыми, представляя собой более позднюю стадию единого (?) рудного процесса, в начальную стадию которого отлагались касситерит и вольфрамит, а несколько позднее и выше (вертикальная зональность) — уран с медью, никелем, кобальтом.

К зонам наиболее молодых (мезо-кайнозойских?) разломов тяготеют многочисленные месторождения полиметаллических и сурьмяных руд (Бретань, Нормандия, Вандея, и-ов Корнуолл). Среди наиболее значительных месторождений полиметаллических руд следует назвать Пулауен, Плелауф и Сент-Брие в Бретани, Ля-Туш и Понтжан в Нормандии.

Из сурьмяных золотосодержащих месторождений широко известно крупное рудное поле Ля-Люсет в Нормандии, представленное мощными (до 10 м) кварц-карбонатными жилами с антимонитом, ассоциирующим с арсенопиритом, пиритом и сфалеритом; довольно значительным является также рудное поле Рош-трежу в Вандее. Очень сходны с ними сурьмяные месторождения в рудном районе Масьяк-Бриуд (Центральный массив).

Месторождения бериллиеносных, иногда также литиеносных пегматитов широко развиты в Бретани и Вандее, но все они небольшого масштаба.

Массивы Шварцвальд и Вогезы иногда объединяются в единый Верхне-Рейнский массив, восточная часть которого (Шварцвальд) расположена в ФРГ, а западная (Вогезы) — во Франции; их разделяет Рейнский грабен. Древний фундамент Шварцвальда и Вогез (докембрийского или нижнепалеозойского возраста) прорван герцинскими гранитами, с которыми связаны разнообразные месторождения.

Известны скарновые магнетитовые с шеелитом месторождения в районе Фрамон-Гранфонтен (Вогезы), многочисленные средне-низкотемпературные месторождения свинцово-цинковых, флюоритовых, баритовых руд в Шварцвальде и Вогезах, приуроченные к разрывным нарушениям. Месторождения пятиэлементной формации открыты в Шварцвальде (Виттихен), а кварц-флюорит-баритовые с настураном — в Вогезах (Роншампе, Крут). Для месторождений пятиэлементной формации намечается пространственная и генетическая связь с позднепермскими — триасовыми гранитами. Возраст уранинита из руд этих месторождений 235 ± 6 млн. лет, и они залегают в породах древнее триаса. Свинцово-цинковые, флюоритовые и баритовые (иногда с урановой смолкой) месторождения определено моложе, так как тяготеют к молодым разломам, а часть их залегают в отложениях олигоцена. С молодыми баритовыми жилами

иногда тесно ассоциируют концентрации антимонита, окислов и карбонатов марганца.

Таким образом, все эндогенные рудные месторождения Шварцвальда и Вогез связаны с процессами активизации, протекавшими от триаса до олигоцена включительно.

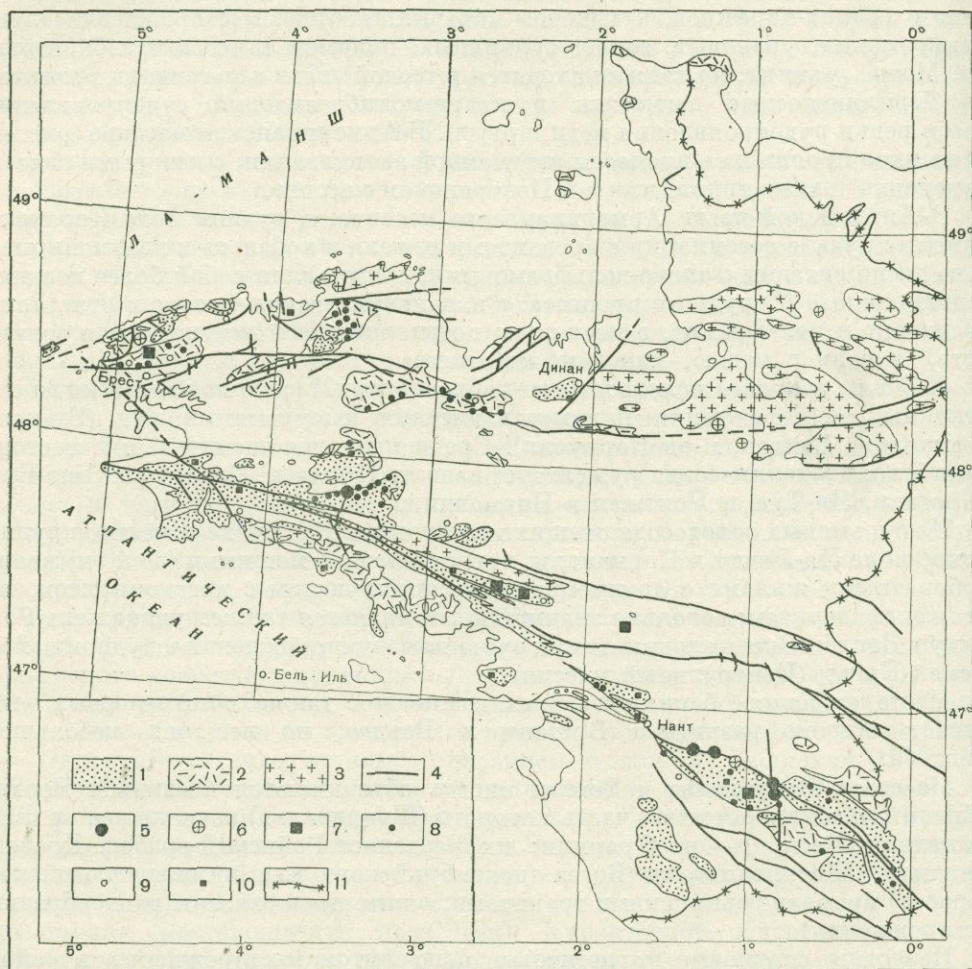


Рис. 46. Металлогеническая карта Армориканского массива.

1 — граниты герциньские двуслюдяной или только мусковитовый; 2 — те же граниты с обильным биотитом; 3 — граниты нижнепалеозойские; 4 — разломы; 5—7 — месторождения: 5 — урана, 6 — вольфрама, 7 — олова; 8—10 — проявления: 8 — урана, 9 — вольфрама, 10 — олова; 11 — южная и восточная границы Армориканского массива

Богемский (или Чешский) массив занимает территории Чехии и пограничных с ней районов ГДР, ФРГ и Польши.

Богемский срединный массив сложен докембрийским фундаментом, перекрытым отложениями палеозоя и мезо-кайнозоя. Широко развиты, особенно в Рудных горах, интрузии гранитоидов, внедрение которых связывается

(Щеглов, 1971) с процессами автономной активизации в верхнепермское и более позднее время.

Пермские прогибы выполнены покровами кислых эффузивов («теплицкие порфиры»), прорванных трещинными интрузиями рудоносных гранитов и гранит-порфиров. Во впадинах мелового периода накапливаются терригенные угленосные отложения мела и палеогена, прорванные интрузиями основных-щелочных пород (тешениты, лимбургиты), образующих вдоль крупного Рудногорского разлома пояс северо-восточного направления.

Среди рудных месторождений Богемского массива отчетливо выделяются по возрасту и геотектоническим условиям образования три группы. Первая группа докембрийского возраста залегает среди пород фундамента, включает метаморфогенные месторождения железных руд и графита, редкометалльных пегматитов и золотоносных кварцевых жил. Месторождения этой группы обычно (кроме графита, дающего крупные концентрации) небольшие и не представляют интереса.

Вторая группа включает осадочные железные руды в отложениях ордовика, а также связанные с каледонскими гранитами редкометалльные пегматиты и некоторые гидротермальные проявления медных и полиметаллических руд. Третья — наиболее важная группа — охватывает месторождения, связанные с процессами автономной активизации массива в послепермское время. Сюда включаются разновозрастные образования двух категорий.

Первая из них образуется после «теплицких порфиров» пермского возраста, но до отложения континентальных меловых толщ. К этой категории относятся:

а) высокотемпературные гидротермальные и грейзеновые месторождения олова и вольфрама, тесно связанные с гранитами и гранит-порфирами, рвущими «теплицкие порфиры» (Циннвальд, Циновец, Альтенберг, Крунка и др.);

б) месторождения пятиэлементной формации (Co—Ni—Bi—Ag—U), типичными представителями которых являются Яхимов в Чехословакии, Шнееберг, Аннаберг в ГДР, Фихтенгсберг в ФРГ и др.;

в) золото-полиметаллические (Илове) и полиметаллические (Пришибрам) месторождения Чехословакии; по данным М. Ванечека (1963), возраст полиметаллических месторождений Богемского массива триас — юра.

Ко второй категории относятся меловые и более молодые месторождения, представленные низкотемпературными гидротермальными жилами флюорита и барита, иногда с сурьмяной, урановой и полиметаллической минерализацией, распространяющейся в отложения турона.

Из магматических образований по времени внедрения к эпитермальным месторождениям наиболее близки основные-щелочные породы Полабской впадины, возраст которых мел — палеоген.

Согласно Л. Бауману и Х. Рослеру (Bauman, Rösler, 1967), в пределах Фрайбергского рудного поля следует выделить позднегерцинский и меловой — палеогеновый периоды минерализации. Вдоль северо-восточной границы Богемии по палеогеновому разлому внедрялись щелочные базит-ультрабазиты, в том числе кимберлитоподобные породы, с которыми связаны пироп и проявления алмазов.

Родопский массив охватывает южную часть территории Народной Республики Болгарии и примыкающие к ней части Греции и Югославии. Фундамент массива сложен докембрийским метаморфическим комплексом, с которым связаны небольшие метаморфогенные месторождения железных руд, графита, дистена, слюдоносных пегматитов.

В связи с развитием вдоль глубинных разломов палеозойских геосинклиналей происходило внедрение гипербазитов, среди которых залегают небольшие хромитовые месторождения. Вероятно, в палеозойское время формировались и калиевые граниты, с которыми связаны небольшие скарновые месторождения магнетитовых руд и гидротермальные проявления пирит-молибденитового и золото-медно-полиметаллического оруденения. Все эти древние (докембрийские и палеозойские) месторождения не имеют большого промышленного значения.

Главным периодом минерализации в Родобах является палеоген-неогеновый, связанный с процессами автономной активизации, сопровождавшейся разломами, излиянием основных и кислых эффузивов и внедрением трещинных гранитоидных интрузивов, с которыми парагенетически связана интенсивная полиметаллическая минерализация. Значительная часть месторождений залегает среди пород докембрийского фундамента и представлена жильным типом среди гнейсов и кристаллических сланцев, частично мощными метасоматическими пластообразными телами среди мраморов фундамента. Некоторая часть месторождений (Маджарово, Галенит-Звездел и др.) залегает среди олигоценых эффузивов, чем и определяется молодой возраст полиметаллической минерализации.

Наиболее перспективен и хорошо изучен Маданский рудный район с крупными жильными месторождениями Рыбница, Сполука и др. (Богданов, 1965; Йовчев, 1965, и др.) и пластообразными залежами среди мраморов на месторождении Гродище и др.

Более молодая стадия активизации выражена в образовании депрессий, выполненных континентальными угленосными отложениями плиоцена (Струмийская и Местинская депрессии в западной части массива) и во внедрении даек плиоценовых трахиандезитов. С последними парагенетически связаны низкотемпературные месторождения флюорита, антимонитовых руд и, вероятно, золото-серебряных руд, обнаруженных на территории Греции на продолжении Струмийской зоны разломов. Очень вероятно установление низкотемпературной урановосмолковой минерализации в широко здесь развитых жилах халцедоно-видного кварца с флюоритом и баритом.

Анатолийские массивы (Лидийско-Карийский и Ликаонский) расположены в Турции и окаймляются альпийскими складчатыми сооружениями — Понтидами с севера и Тавридами с юга.

Строение массивов блоковое, они разбиты многочисленными разломами, вдоль которых в связи с тектоно-магматической активизацией внедряются палеогеновые (и верхнемеловые?) гранитоидные и сиенитовые интрузии. С последними ассоциируют скарновые железорудные (Диврик) и гидротермальные медно-молибденовые и свинцово-цинковые месторождения.

К зонам молодых разломов приурочены пояса сурьмяно-ртутных месторождений, среди которых наиболее крупный протягивается севернее Тавридского хромитовосного пояса. В последнее время в районе Нигде обнаружено очень крупное комплексное сурьмяно-ртутно-вольфрамовое (антимонит-киноварь-ферберитовое) месторождение, вероятно, неогенового возраста.

Иранский срединный массив охватывает огромную территорию Центрального и Восточного Ирана, часть Афганистана и Юго-Западного Пакистана (Щеглов, 1971). Со всех сторон он окаймлен альпийскими складчатыми сооружениями: с севера системой Эльбурса и Аладаг-Биналуда, с юго-запада — складчатой зоной Загроса и далее на восток и северо-восток — складчатыми сооружениями Белуджистанской геосинклинали. Фундамент массива сложен поро-

дами докембрийского метаморфического комплекса, к которым приурочены небольшие месторождения графита и слюдоносных пегматитов, местами с бериллевой минерализацией.

Наиболее интересные рудные месторождения связаны с процессами активизации в палеогене, сопровождавшейся внедрением умеренно кислых гранитоидов; с последними связаны многочисленные медно-молибденовые, полиметаллические (иногда с ураном), кобальт-никель-медно-урановые (район Анарек) месторождения. С активизацией связаны крупные жильные месторождения антимонита, барита и реже флюорита.

Бурейский массив разделяет геосинклинальные области Восточного Забайкалья и Сихотэ-Алиня. Процессы активизации проявились здесь дважды: в раннем мезозое (триас — юра) и в меловое время, каждый раз сопровождаясь внедрением интрузивов и минерализаций.

С раннемезозойскими (юрскими) гранитами и гранодиоритами, внедрившимися по периферии массива, связаны небольшие месторождения олова, золота, молибдена и вольфрама (шеелита).

Позднемезозойская (меловая) активизация проявилась в центральных районах срединного массива, где вдоль активных разломов возникают наложенные прогибы с континентальными эффузивами и субвулканическими интрузиями гранит-порфиров. С последними тесно связаны сульфидно-касситеритовые и реже кварц-касситеритовые месторождения, а среди кислых эффузивов встречены гнездовые скопления деревянистого касситерита. Наиболее крупным является Хинганское месторождение — типичный представитель сульфидно-касситеритовой формации.

С более молодой (поздний мел — палеоген) стадией активизации связаны депрессии, выполненные угленосными отложениями. К зонам молодых разломов приурочены месторождения флюорита, сурьмы и ртути, ассоциирующие с халцедоновидным кварцем (Богучанское месторождение и др.).

Ханкайский массив расположен среди складчатых сооружений Сихотэ-Алиньской геосинклинали. Активизация срединного массива начинается в пермский период, сопровождаясь внедрением гранитов с олово-вольфрамовой и флюоритовой минерализацией. В мезо-кайнозойском магматизме отчетливо не проявлен, но вдоль молодых разломов в рыхлых отложениях наблюдается повышенная концентрация киновари.

Охотский массив расположен между Верхне-Индибирским и Южно-Верхоянским прогибами мезозойской Верхояно-Колымской складчатой области. На большей части массива развиты меловые вулканические образования Охотско-Чукотского вулканического пояса. Вдоль разломов, контролирующего развитие эффузивных комплексов, происходит внедрение субвулканических интрузий и экструзий липаритов и андезитов, трещинных гранитоидов, с которыми связана золото-кварцевая, золото-серебряная, молибденовая, полиметаллическая минерализация верхнемелового — палеогенового возраста. Наиболее характерным металлом массива является золото.

Омолонский массив расположен между мезозойскими структурами Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых зон. В связи с активизацией массива широко проявились позднемеловые граниты и гранодиориты, щелочные габброиды и сиениты.

С гранитоидами связаны месторождения молибдена и золота, с щелочными породами — тантал-ниобиевая минерализация.

Колымский массив разделяет Верхояно-Колымскую и Чукотскую мезозойские складчатые области. Наиболее интенсивные магматические процессы

проявились в массиве в мезозое и связаны с развитием смежных с массивом геосинклинальных прогибов. В основном это трещинные субвулканические интрузии гранитоидов раннемелового возраста. В палеогене внедрялись небольшие интрузивы тешенитов и эссекситов.

Оруденение концентрируется главным образом вокруг массива в складчатых зонах, почти не проникая в пределы массива. Наложенная на срединный массив минерализация проявляется ограниченно и выражена небольшими месторождениями олова на участках наложения на массив Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Срединный массив плато Колорадо расположен между геосинклинальным прогибом и крупной рифтовой зоной, примыкающей к Северо-Американской (Канадской) платформе. Фундамент массива докембрийский; его перекрывает осадочный чехол палеозойских и мезо-кайнозойских отложений.

Палеогеновые грабенообразные депрессии отчленили плато Колорадо от платформы. В палеогене сформировался и поперечный магматический пояс даек и штоков субвулканических пород, рассекающий структуры срединного массива, наложенных депрессий и платформы. Образование таких наложенных структур А. Д. Щеглов (1968) связывает с процессами автономной тектоно-магматической активизации.

С молодыми (палеоген-неогеновыми) субвулканическими комплексами связаны многочисленные и разнообразные месторождения, залегающие нередко среди докембрийских пород фундамента, но генетически связанные с молодыми магматическими очагами.

С малыми интрузиями (штоками) монзонитов и гранодиоритов связаны: крупнейшее молибденовое месторождение Клаймакс, полиметаллическое Ледвилл, некоторые золоторудные и урановые месторождения олигоцен-миоценового возраста.

С полями даек и мио-плиоценовых вулканических пород тесно связаны низкотемпературные гидротермальные месторождения, нередко приуроченные к тектоническим зонам, жерлам вулканов и трубкам взрыва. К этой группе месторождений принадлежат известные месторождения золотосодержащих стибнит-ферберитовых руд района Боулдер, золото-теллуридное с флюоритом месторождение Крипл-Крик и др. Возраст этих месторождений скорее всего плиоценовый.

Все отмеченные месторождения плато Колорадо возникают в процессе автономной тектоно-магматической активизации юго-западных районов Северо-Американской платформы, которые захватывают частично и восточные районы плато Колорадо.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ С ЗАВЕРШЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТЬЮ

Процессы тектоно-магматической активизации с соответствующей минерализацией проявились в пределах многих областей с завершенной складчатостью. В качестве примеров будут рассмотрены лишь наиболее типичные и хорошо описанные случаи активизации в складчатых областях Забайкалья, Средней Азии, Алтае-Саянской области и Анд.

Забайкалье. Мезозойская активизация охватывает всю территорию байкальской и каледонской складчатых зон от Джидинского района на юго-западе до верховьев Амура, Нюкжи и Олекмы на северо-востоке, располагаясь к северу от Монголо-Охотского краевого шва (А. Д. Щеглов, 1966 г.). Особенно

интенсивно процессы активизации проявились в Западном Забайкалье (рис. 47), хотя они отмечены также в Восточном и Северном Забайкалье и Прибайкалье.

В процессе активизации территории Западного Забайкалья выделяются две стадии: первая охватывает пермь, триас и, возможно, нижнюю юру и выражена в образовании пологих прогибов, выполненных вулканогенными образованиями, смятыми в складки и прорванными гранитоидами; вторая стадия

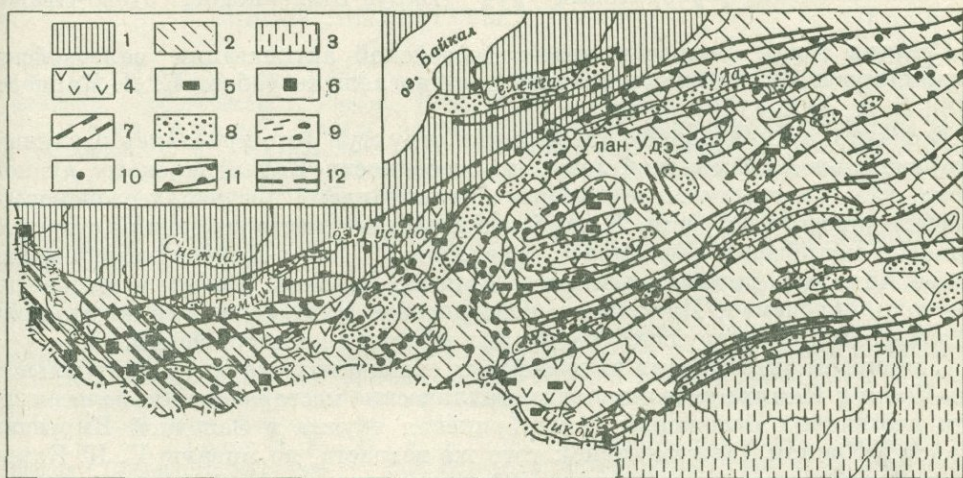


Рис. 47. Схема размещения мезозойских эндогенных месторождений в активизированных байкальской и каледонской складчатых областях Западного Забайкалья. По А. Д. Щелову (1968).

1 — 3 — складчатые области: 1 — байкальская 2 — каледонская, 3 — герцинская, 4 — наложенные прогибы, выполненные осадочно-вулканогенными образованиями перми, триаса и нижней юры, в пределах которых локализуются трещинные интрузии щелочного состава; 5 — молибденовые рудопроявления, связанные со щелочными интрузиями; 6 — редкометалльные (молибденовые и вольфрамовые) месторождения, ассоциирующие с трещинными интрузиями гранит-порфиров гуджирского комплекса; 7 — редкометалльные рудные зоны; 8 — наложенные впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями (J_2 — Сг₁); 9 — основные щелочные интрузии (дайки и согласные тела в центральных частях депрессий); 10 — флюоритовые месторождения; 11 — зоны эпитермальной минерализации; 12 — разрывы

проявилась в период от средней юры до нижнего мела и характеризуется образованием узких вытянутых депрессий, заполненных континентальными угленосными отложениями. Депрессии органичены разломами, вдоль которых внедряются субвулканические основные щелочные интрузии.

С мезозойской активизацией байкальских и каледонских структур Западного Забайкалья связаны редкометалльные (молибденовые и вольфрамовые) месторождения, ассоциирующие с раннемезозойскими гранитоидами стадии вулканогенных прогибов, а также низкотемпературные флюоритовые месторождения, образующиеся в стадии формирования терригенных впадин. Типичным примером молибден-вольфрамового рудного поля является Джидинское, где кварц-молибденитовая стадия минерализации предшествует кварц-гюбнеритовой. Возраст оруденения раннемезозойский (послетриасовый, но досреднеюрский).

Значительно моложе флюоритовые месторождения Западного Забайкалья — Шаралдай, Иволга и др., жилы которых залегают в нижнемеловых песчаниках и конгломератах, контролируясь зонами (Хилокской и Джидинской) протяженных молодых разломов. Крупный пояс флюоритовых

месторождений прослеживается из района среднего течения р. Джиды на юго-западе (Западное Забайкалье) до низовьев р. Шилки на северо-востоке (Восточное Забайкалье). Наряду с флюоритом в этих поясах установлена посленижне-меловая эпитермальна́я минерализация золота, сурьмы, ртути, вольфрама, представленная в Западном Забайкалье пока только проявлениями, а в Восточном Забайкалье — концентрациями золота (Балей-Тасеево) и комплексных киноварь-антимонит-ферберитовых руд (Барун-Шивеинское, Ново-Ивановское и др.).

Средняя Азия. Вопросам мезо-кайнозойской активизации палеозойских консолидированных структур Средней Азии посвящены работы Е. Д. Карповой (1968), А. А. Луйка (1970) и др.

В связи с активизацией палеозойских структур формировались различные месторождения Кураминской зоны, в особенности Кармазарского рудного района, где они генетически связаны с гранитоидами позднепалеозойского — раннемезозойского возраста. К наиболее известным месторождениям относится скарновое молибден-вольфрамовое (шеелитовое) Чорух-Дайрон, медно-молибденовое Алмалык, полиметаллическое Кансай, Дарбаза, Такели и др., медно-висмутовые Адрасман, Желтима́с, флюоритовое Наугарзан, ряд золото-полиметаллических, золоторудных, баритовых и других месторождений.

С периодом активизации палеозойских складчатых структур Центрального Тянь-Шаня и Памира связаны полиметаллические месторождения, залегающие среди неогеновых отложений (Акшийрякская группа в Западной Киргизии, Дарайсо в Южном Таджикистане); того же возраста, по мнению Е. Д. Карповой, некоторые ртутно-свинцовые (Кугитангская группа) и флюоритовые (Красные Холмы) месторождения, залегающие соответственно в верхнеюрских и меловых отложениях.

Процессы мезо-кайнозойской активизации и связанной с ней минерализации развиты, по-видимому, в Средней Азии значительно шире, чем это считалось ранее; в частности, вполне вероятно, что ртутные, сурьмяные и мышьяковые (реальгаровые) месторождения Алайского хребта в Киргизии и аналогичные месторождения Зеравшано-Гиссарской горной области в Таджикистане, а также многие флюоритовые месторождения Средней Азии связаны с процессами активизации.

Алтае-Саянская область, Тува, Горный Алтай и Салаир — области консолидированных каледонских складчатых структур — характеризуются широким развитием ртутных месторождений, размещающихся вдоль глубинных разломов, обрамляющих позднегерцинские и мезозойские прогибы.

В Туве намечается связь ртутной минерализации с малыми трещинными интрузиями основного состава (Кузнецов, 1964). Возраст ртутного оруденения следует считать позднегерцинским или мезозойским.

Андийская складчатая структура претерпела консолидацию в основном в рифейское и каледонское время при очень слабом проявлении герцинских складчатых движений. В мезо-кайнозойское тектоническое развитие Анд очень далеко от геосинклинального стандарта и в связи с интенсивным проявлением сводово-глыбовых движений значительно ближе к типу автономных активизированных областей.

Металлогения связана с внедрением вдоль зоны разломов огромного многофазного Андийского батолита, возраст отдельных фаз которого находится в интервале от пермо-триаса (340 ± 40 — 265 ± 30 млн. лет) до юры (160 — 170 ± 20 млн. лет), мела (140 ± 20 до 90 ± 10 млн. лет) и палеогена (60 ± 10 до 30 ± 20 млн. лет). С этими внегеосинклинальными гранитоидами связана

уникально богатая разновозрастная минерализация: олово-вольфрам-висмутовая в Северной Бразилии (возраст триас — юра), медно-молибденовая в Чили (возраст верхний мел — палеоген), олово-серебряная в Центральной и Южной Бразилии (возраст миоценовый) и деревянистого касситерита в Южной Бразилии (возраст плиоценовый).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов. — «Советская геология», 1963, № 8, с. 17—26.
- Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964, 256 с. (Материалы II Всесоюз. тект. совещ. в Душанбе).
- Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий. — «Труды ВСЕГЕИ», 1963, т. 85, с. 101—108.
- Архипов И. В., Перфильев А. С. К вопросу об эволюции структуры и эндогенного рудообразования складчатых областей Евразии. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 45—57.
- Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., «Наука», 1964, с. 7—13.
- Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогенетические эпохи Алданского щита. Л., 1966, с. 42—44. (Тезисы докл. годичной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ.)
- Богданов Б. Д. Причины обратной пульсационной зональности в Маданском рудном районе (Болгария). — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II, Прага, изд. Чехослов. АН, 1965.
- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 4, с. 419—429.
- Ванечек М. Обзор геологического строения и металлогенетического районирования Чешского массива. — В кн.: Некоторые рудные месторождения Чешского массива. Прага, 1963, с. 9—20.
- Геохимические особенности формирования гранитоидных магм в зонах активизации. Межд. геохим. конгресс. (Тезисы докладов.) 1971, т. 1, с. 213—220; т. 2, с. 642—643. Авт.: Л. В. Таусон, В. Д. Козлов, В. С. Антипин, Е. М. Шеремет.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогенетическом районировании зон активизации. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8, М., «Наука», 1967, с. 139—158.
- Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., «Атомиздат», 1960, 100 с.
- Ициксон М. И. Типы подвижных поясов Тихоокеанской окраины СССР. — «Советская геология», 1964, № 1, с. 10—38.
- Ициксон Г. В., Лови Б. И., Чеботарев М. В. История геологического развития и магматизма Малого Хингана. — «Труды ВСЕГЕИ». 1961, т. 55, с. 5—65.
- Йовчев Й. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии. София, 1965, 224 с.
- Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 1, с. 3—19.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. — «Труды ВСЕГЕИ», 1968, т. 155, с. 223—249.
- Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964, 304 с.
- Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: С. Е. Колотухина, Л. А. Григорьева, Л. И. Клеповская и др.
- Кормилицы В. С., Сичук Ю. А., Тигунов Л. П. О новом свинцово-цинковом рудном поясе в Северо-Западном Прибайкалье. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 2, с. 45—58.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, М., «Наука», 1964, с. 300—316.

Лаффи П. Металлогения Франции. Пер. с франц. — «Вестник Моск. ун-та», 1969, № 1, с. 26—41.

Луик А. А. Проблема генезиса юноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М., «Недра», 1970, 176 с.

Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «диав» Восточной Азии. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964, с. 156—157.

Машка М. Основные особенности структуры и развития Чешского массива. Пер. с англ. — В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 19—34.

Мирчик Г. Ф. Основные закономерности развития земного ядра. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1940, т. 18, вып. 3—4, 169 с.

Мрия Ф. К вопросу генезиса рудных жил в Яхимове. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1, Прага, изд. Чехослов. АН, 1963, с. 446—449.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 15—26.

Обручев В. А. Роль и значение молодых глыбовых движений в создании рельефа и месторождений редких металлов. М., Изд-во АН СССР, 1947, с. 22—46. (Юбил. сб., посвящ. 30-летию Великой Октябрьской революции.)

Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. — «Геотектоника», 1969, № 1, с. 3—12.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. — В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965, с. 218—229.

Скаржинский В. И. Основные закономерности размещения и перспективы поисков месторождений ртути на Украине. — «Геол. журнал АН УССР», 1968, т. 28, № 5, с. 3—14.

Скаржинский В. И. Об эндогенных рудных формациях Донецкого бассейна. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 173—176.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. — «Вестник Моск. ун-та», 1961, № 1, с. 3—14.

Смирнов В. И. О классификации магматогенных рудных месторождений. — «Вестник Моск. ун-та», 1967, № 5, с. 28—35.

Соловьев А. Т. Региональные и локальные закономерности размещения эпitherмальных флюоритовых месторождений. Изд. ВСЕГЕИ, 1970, 48 с. (Материалы к совещ. «Разработка основ научного прогноза м-ний полезн. ископ., вып. 4.)

Татаринов П. М., Строна П. А. Основные особенности месторождений, связанных с вулканическими формациями. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва». 1967, ч. 96, вып. 1, с. 3—11.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 7, М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 48—180.

Тектоника Евразии (гл. ред. А. Л. Яншин). М., «Наука», 1966, 486 с.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 1. М., «Наука», 1969, с. 80—107.

Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический комплекс и некоторые связанные с ним проблемы. — «Советская геология», 1959, № 3, с. 3—26.

Хайн В. Е. Возрожденные (эпиplatformенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. — «Советская геология», 1965, № 7, с. 3—17.

Шлыгин Е. Д. Сравнительная характеристика Молданубской глыбы Чехословакии и Кокчетавской глыбы Казахстана. — В сб.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968, с. 138—141.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968, 180 с.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., «Недра», 1971, 148 с.

Vaumann L., Rösler H. I. Zur genetischen Einstufung varistischer und postvaristischer Mineralisationen in Mitteleuropa. Bergakad. Dtsch. Nr. 11, 1967, s. 660—664.

Chen Kuoda. Examples of activizing regions in the Chinese platform with special reference to the «Cathasia» problem. Acta Geol. Sinica, vol. 36, No. 3, 1956, p. 240—271.

Geffroy J., Sarcia J. A. La notion de «gîte épithermal uranifère» et les problèmes qu'elle pose. Bull. de la Soc. géol. de France., s. VI, t. 8, No. 3, 1958, p. 173—190.

Solely P. Les gisements de fluorine de la Provence cristalline (Moures, Tanneron, Esterel). Mém. du BRGM, No. 9, 1965, 264 p.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН

Активизированные (сводово-глыбовые, или «дива») структуры развиваются на древних и молодых платформах, а также в пределах областей с завершённой складчатостью и срединных массивов, заключённых среди них. В своём развитии они часто автономны и независимы от синхронных геосинклинальных областей, а по масштабу распространения сопоставимы с последними, или со щитами и их платформами.

Области активизации характеризуются богатой и своеобразной металлогенией.

На щитах и их платформах возраст активизации колеблется от рифея до мезо-кайнозоя, а состав магматических пород варьирует от базитов — ультрабазитов и щелочных — ультраосновных комплексов до умеренно кислых и кислых гранитоидов. С активизацией связаны крупнейшие месторождения медно-никелевых (с Co, Pt, Pd) ликвационных руд, редкометалльных пегматитов, олово-вольфрамовых и карбонатитовых руд, алмазов, а также многие крупные месторождения золота, ртутно-сурьмяных руд, флюорита, урана.

В пределах срединных массивов активизация происходила в позднегерцинское, а главным образом в мезо-кайнозойское время и связана с внедрением гранитоидных интрузий, с которыми ассоциируют месторождения кварц-касситерит-вольфрамитовой, пятиэлементной (Co—Ni—Bi—Ag—U), кварц-арсенопирит-золоторудной, урановосмолкой, полиметаллической, сурьмяно-ртутной и флюоритовой минерализации.

В областях с завершённой складчатостью активизация имела место в позднегерцинское и главным образом в мезо-кайнозойское время и связана с интрузиями гранитоидов, с которыми ассоциируют богатейшие месторождения олово-вольфрамовых, молибденовых и медно-молибденовых, золоторудных и золото-серебряных, сурьмяных, ртутных, флюоритовых и других руд.

В целом процессы активизации создали ряд богатейших рудных провинций и имели огромное значение для концентрации таких металлов, как олово, вольфрам, молибден, уран, свинец и цинк, сурьма, ртуть, золото, ниобий, а также для многих неметаллических полезных ископаемых — алмазов, флюорита, мусковита и флогопита.

ТИПЫ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН И ХАРАКТЕРНЫЕ ДЛЯ НИХ КОМПЛЕКСЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Под структурно-металлогенической зоной понимается часть более крупной рудной провинции (региона), обладающая своими особенностями геологического развития и специфичной минерализацией. Для каждой структурно-металлогенической зоны характерен свой комплекс рудных формаций, возникших в тесной связи с процессами осадконакопления, тектоникой и магматизмом данной зоны; эта взаимосвязь геологических процессов открывает большие возможности для прогнозирования обнаружения определенных рудных формаций в конкретной обстановке.

Попытки металлогенического районирования территории СССР с выделением и описанием рудных провинций и рудных формаций предпринимались и раньше (В. И. Смирнов, 1963 г., И. Г. Магакьян, 1969 г., и др.), но они не охватили территории зарубежных стран, что делало металлогенический анализ неполным. По типу развития и характеру металлогении независимо от возрастных различий металлогенические провинции СССР разбиты на пять групп с выделением трех основных типов для складчатых зон и двух типов в пределах щитов и их платформ.

Уральский тип (в зарубежных странах Балкано-Анатолийский, Кордильерский, Норвежско-Аппалачский, Кам-Юньнаньский и др.). Для него характерно интенсивное развитие ранних и средних этапов с базит-гипербазитами и умеренно кислыми гранитоидами, с которыми тесно ассоциируют концентрации железа, титана, ванадия, хрома, металлов группы платины, меди, молибдена, а также золота, свинца и цинка, сурьмы и ртути, реже вольфрама (в шеелитоносных скарнах), урана, а из неметаллов — асбеста, алмаза и барита.

Забайкальский тип (в СССР также Дальневосточный, Казахстанский; в зарубежных странах Западно-Европейский, Боливийский, Аргентинский) характеризуется интенсивным развитием поздних этапов с кислыми, так называемыми «самостоятельными», гранитами, с которыми ассоциируют концентрации олова, вольфрама (вольфрамита), молибдена (в ассоциации с вольфрамитом), бериллия, тантала-ниобия, лития, а также урана, золота, свинца и цинка, сурьмы, реже ртути; из неметаллов характерны флюорит, мусковит, флогопит.

Среднеазиатский тип (в зарубежных странах Восточно-Австралийский, возможно, Атласский); здесь при господствующем развитии средних этапов с умеренно кислыми гранитами проявились также ранние, поздние и конечные этапы с разнообразным по составу магматизмом.

Минерализация в этом типе сложная, с широким спектром металлов, характерных как для первого, так и для второго типа провинций (хром, титан, железо, медь, молибден, вольфрам, свинец и цинк, золото, сурьма и ртуть, реже олово, уран и др.).

Балтийский тип (в зарубежных странах к этому типу относятся выходы докембрийского фундамента щитов: Канадского, Сино-Корейского, Африкано-Аравийского, Индостанского, Западно-Австралийского, Гвианского, Бразильского, Антарктического).

Здесь повсеместно интенсивно развиты метаморфогенные месторождения железных, марганцевых и золото-урановых руд, редкометалльные пегматиты, высоко-среднетемпературные гидротермальные месторождения золота и урана.

Большое значение имеют древние колчеданные месторождения, дающие огромные концентрации меди, свинца и цинка, мышьяка (с примесями Au, Ag, Se, Te, In, Cd и др.).

Сибирско-Русский тип с оруденением, заключенным в платформенном чехле; в зарубежных странах этот тип хорошо представлен в чехле Африкано-Аравийского щита, а также Канадского, Бразильского, Сино-Корейского, Западно-Австралийского, Антарктического и др.

Характерны огромные концентрации ликвационных медно-никелевых (с примесью Co, Pt, Pd) руд, стратиформные месторождения руд меди, кобальта, свинца и цинка, германия осадочного (или телетермального?) генезиса, месторождения оолитовых осадочных руд железа и марганца.

Помимо охарактеризованных пяти типов своевременно выделить дополнительно еще шестой тип рудных провинций, охватывающий активизированные участки щитов-платформ, срединных массивов и областей с завершенной складчатостью. В этом случае, для рудных провинций областей активизации следует подчеркнуть широкое развитие трещинных интрузий щелочных-ультраосновных, основных-ультраосновных и реже кислых и щелочных пород. С первыми из них связаны месторождения карбонатитовых руд (с концентрациями ниобия, редких земель, циркония, апатита, флогопита) и алмазов, со вторыми — ликвационные месторождения медно-никелевых руд, скарновые и гидротермальные концентрации магноферритовых руд; с кислыми гранитоидами ассоциируют крупные концентрации олова и вольфрама, реже молибдена и золота, полиметаллических руд и флюорита, а с щелочными породами — месторождения апатита и ниобия мирового значения.

Внутри выделенных типов рудных провинций в качестве подчиненных им подразделений обособляются структурно-металлогенические зоны, имеющие свою специфику геологического строения, развития и свои комплексы рудных формаций.

Так, например, в пределах Уральского металлогенического пояса четко выделяется несколько структурно-металлогенических зон (по В. И. Смирнову, 1963 г.):

1) геосинклинальные рвы с субмаринными эффузивами, вмещающими колчеданное (главным образом медное) оруденение, и интрузиями плагиогранитов и сиенитов со скарновыми месторождениями железных и медных руд;

2) глубинные разломы с интрузиями базитов-гипербазитов и связанных с ними месторождений хромита, титаномагнетитовых руд, металлов группы платины, алмазов;

3) внутренние геосинклинали с гранитными интрузиями средних этапов и связанными с ними гидротермальными месторождениями золота, мышьяка (арсенопирита), вольфрама и др.;

4) геосинклинальной рамы с малыми интрузиями гранитоидов позднего этапа и телетермальными месторождениями свинцово-цинковых руд, флюорита, сурьмы и ртути.

Для Малого Кавказа в пределах Армянской ССР и сопредельных областей Грузинской и Азербайджанской ССР автором были выделены следующие структурно-металлогенические зоны (рудные пояса):

1) пологоскладчатая Сомхето-Карабахская зона широкого развития эффузивов, вмещающих колчеданное оруденение, с интрузиями умеренно кислых гранитоидов со скарновыми железорудными и гидротермальными кобальтовыми и полиметаллическими месторождениями;

2) интенсивно смятая складчатая Памбак-Зангезурская зона с умеренно кислыми гранитоидами, с которыми ассоциируют медно-молибденовые, золото-сульфидные и полиметаллические месторождения;

3) глубинного Севано-Амасийского разлома с базит-гипербазитами и связанными с ними месторождениями хромита, проявлениями металлов группы платины, алмазов. В связи с приоткрыванием глубинного разлома и внедрением малых интрузий гранитоидов конечных этапов в этой же зоне развито интенсивное золото-сульфидно-теллуговое оруденение, известны проявления сурьмяных, ртутных и мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) руд.

Хорошо известно, что химические элементы и минералы, сложенные ими, не встречаются в природе изолированно, а образуют обычно ассоциации химических элементов или комплексы (парагенезисы) минералов, возникших близко одновременно и в определенных геологических условиях. Понятие об ассоциациях (рядах) химических элементов было впервые разработано нашим соотечественником проф. Андреасом Арцруни (Аахенский политехнический институт) в конце прошлого века и развито далее в блестящих трудах В. И. Вернадского, В. М. Голдшмидта, А. Н. Заварицкого, А. Е. Ферсмана и др.

Понятие парагенезис (смежность) минералов впервые ввел в начале XIX в. В. М. Севергин, который понимал под этим группу совместно и почти одновременно образовавшихся минералов, характерных для определенных геологических процессов. В дальнейшем понятие парагенезиса минералов было развито в трудах А. Брейтгаупта, А. Г. Бетехтина, С. С. Смирнова и др.

В настоящее время установлено, что не только химические элементы и минералы, но и рудные формации встречаются в природе не изолированно, а образуют комплексы (ряды), тесно взаимосвязанные, возникающие почти одновременно и характерные для определенной геологической обстановки в пределах определенных типов рудных провинций.

Прежде чем перейти к обозрению комплексов рудных формаций, условимся, что понимать под термином «рудная формация» и какие типы рудных провинций выделять. По С. С. Смирнову под рудной формацией понимается группа рудных образований, объединенных общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением (табл. 14). Принадлежность месторождения к определенной рудной формации не только отражает условия его образования, но и предопределяет, как правило, масштаб и перспективность месторождения, качество руд, методы поисков, разведки и разработки его.

Под рудной провинцией понимается участок земной коры, обладающий специфическими чертами минерализации, что обусловлено особенностями его геологического развития, т. е. типами осадконакопления, магматизма, структур, метаморфизма. При этом геологическое и металлогеническое развитие рудной провинции протекает направленно в несколько этапов; интенсивность проявления тех или иных этапов определяет тип провинции.

Исходя из этого принципа, выделено пять типов рудных провинций. Определенным типам рудных провинций соответствуют свои комплексы (ряды)

Соотношение генетических групп месторождений и рудных формаций

По Ю. А. Билибину, И. Г. Магакьяну, Е. А. Радкевич,
В. И. Смирнову, А. И. Семенову, В. А. Кузнецову

Генетическая группа месторождений	Рудная формация
Магматическая (собственно магматическая)	1. Хромитовая 2. Платиновая 3. Титаномагнетитовая 4. Апатит-магнетитовая 5. Апатитовая 6. Лопаритовая 7. Медно-никелевая сульфидная 8. Алмазная
Пегматитовая	9. Редкометалльных пегматитов с типами: Zr, Ta—Nb, Be, Sn, Li, U, Th, Mo, Ti и др.
Карбонатитовая Скарновая	10. Карбонатитовая редкометаллическая 11. Рудоносных скарнов с типами: железорудным, шеелитоносным, меднорудным, молибденоносным, полиметаллическим, гельвиноносным и др.
Грейзеновая	12. Sn—W—Mo—Be-грейзеновая
Гидротермальная:	13. Кварц-касситеритовая
а) высокотемпературная подгруппа	14. Кварц-вольфрамит-молибденитовая
б) среднетемпературная подгруппа	15. Кварц-золото-арсенопиритовая
	16. Медно-молибденитовая
	17. Золото-сульфидная
	18. Полиметаллическая
	19. Сульфидно-касситеритовая
в) низкотемпературная подгруппа	20. Пятиэлементная (Co—Ni—Bi—Ag—U)
	21. Стилбидит-киноварь-флюоритовая
Колчеданная	22. Урановосмоловка 23. Колчеданная с типами: медно-, серноколчеданной, колчеданно-полиметаллической, пирротин-медной, барит-полиметаллической
Телетермальная	24. Медистых песчаников
	25. Свинцово-цинковая (в карбонатных породах)
	26. Сидеритовая
Субвулканическая	27. Медно-турмалиновая
	28. Магнезиоферритовая (трапповая)
	29. Оловянная (риолитовая)
	30. Золото-серебряная
	31. Стилбидит-киноварь-ферберитовая
	32. Реальгар-аурипигментовая
Вулканогенно(эксгальци-онно)-осадочная	33. Кремнисто-железорудная
	34. Кремнисто-марганцеворудная
	35. Колчеданная (эксгальционно-осадочная)
Выветривания	36. Аллювиально-делювиальных россыпей
	37. Железистых латеритов
	38. Глиноземистых латеритов
	39. Силикатных никелевых руд
Осадочная	40. Инфильтрационных руд с типами: Fe, Mn, Cu, U—V
	41. Аллювиальных и морских россыпей
	42. Железорудная

Генетическая группа месторождений	Рудная формация
Метаморфогенная	43. Марганцеворудная 44. Бокситовая 45. Ванадий-уран-молибденоносных сланцев 46. Сульфидных медных и свинцово-цинковых руд 47. Железных руд 48. Марганцевых руд 49. Золото-ураноносных конгломератов 50. Андалузитовых, кианитовых (дистеновых), силлиманитовых сланцев, нередко с рутилом

рудных формаций (табл. 12), образованных близко одновременно в конкретной геологической обстановке (выделено девять рядов, число их, вероятно, можно в дальнейшем увеличить).

Выделение комплексов рудных формаций, характерных для определенных типов рудных провинций, имеет не только теоретическое, но и важное прикладное значение; оно способствует целеустремленным поискам и прогнозированию выявления недостающих, не обнаруженных пока в данной рудной провинции, но характерных для этого типа провинций, звеньев комплекса.

Ряды рудных формаций

Таблица 12

Рудная формация ряда (полезные ископаемые)	Геологическая обстановка развития ряда	Области распространения
I. Хромитовая, платиновая, титаномагнетитовая, алмазоносная (Cr, Pt, Os, Ir, Fe, Ti, V, алмаз)	В связи с гипербазитами раннего этапа развития складчатых зон уральского типа	Урал, внутренние зоны Средиземноморского и Тихоокеанского поясов
II. Медно-никелевая сульфидная, магнезиоферритовая, карбонатитовая, алмазоносная (Ni, Cu, Pt, Pd, Nb, TR, алмаз)	Транши и ультраосновные щелочные интрузивы (в том числе кимберлиты) в пределах платформ и щитов	Сибирская платформа, Кольский п-ов, Украинская ССР, Канадский, Африканский, Западно-Австралийский, Антарктический щиты
III. Редкометалльных пегматитов, Sn—W—Mo—Be грейзеновая, кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамит-молибденитовая, сульфидно-касситеритовая, золото-сульфидная, полиметаллическая, стибнит-киноварь-флюоритовая (Sn, W, Mo, Be, Au, Pb, Zn, Hg, Sb)	Кислые граниты поздних этапов развития складчатых зон забайкальского типа	Забайкалье, Дальний Восток, Казахстан, Западно-Европейский, Восточно-Австралийский, Аргентинский пояса
IV. Рудоносных скарнов, медно-молибденовая, золото-сульфидная, полиметаллическая, стибнит-киноварь-флюоритовая (Fe, Cu, Mo, W, Au, Pb, Zn, Sb, Hg)	Умеренно кислые гранитоиды средних этапов развития складчатых зон Среднеазиатского, Уральского, Кавказ-Закавказского типов	Средняя Азия, Урал, Кавказ, Закавказье, внутренние зоны Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, Атласский пояс,

Рудная формация ряда (полезные ископаемые)	Геологическая обстановка развития ряда	Области распространения
V. Колчеданная, кремнисто-железородная, кремнисто-марганцевая (Cu, Zn, Pb, Fe, Mn)	Среди спилито-кератофиров и порфиритов в связи с субвулканическими интрузиями ранних этапов развития складчатых зон Кавказ-Закавказского типа	Урал, Кавказ, Закавказье, Кам-Юньнаньский пояс
VI. Золото-серебряная, кингварстивит-ферберитовая, реальгар-аурипигментовая, оловориолитовая (Au, Ag, Sb, As, Hg, W, Sn)	В связи с кислыми экстрusionами конечных этапов развития или структурами «дива»*, наложенных на складчатые зоны различного типа	Закавказье, Забайкалье, Камчатско-Корякская зона, Чукотка, внутренние зоны Средиземноморского и Тихоокеанского поясов
VII. Железистые латериты, глиноземистые латериты, силикатные руды никеля с асболоманом (Fe, Al, Ni, Co)	В связи с корой выветривания ультраосновных (Fe, Ni, Co) и щелочных, кислых или основных (Al) пород	Урал, внутренняя зона Тихоокеанского пояса, Бразильский, Африканский, Индостанский щиты
VIII. Осадочная железная, осадочная марганцевая, осадочная бокситовая (Fe, Mn, Al)	Прибрежные участки геосинклинальных морских и реже платформенных озерных бассейнов	Русская платформа, Урал, Кавказ, Закавказье, Мангышлак, Западная и Центральная Европа, США, КНР и др.
IX. Метаморфогенных железных, метаморфогенных марганцевых, золото-ураноносных конгломератов, андалузит-кианит-силлиманитовых сланцев (Fe, Mn, Au, U, Al, Ti)	Подчинены докембрийским толщам фундамента щитов	Украина, Русская и Сибирская платформы, Канадский, Бразильский, Африканский, Индостанский, Сино-Корейский, Западно-Австралийский и другие щиты

* Под структурами «дива» понимаются активизированные участки земной коры.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В этом разделе рассмотрены типы промышленных концентраций отдельных элементов (главным образом металлов) и их распределение по основным типам структур земной коры и металлогеническим провинциям, а также по металлогеническим эпохам.

Такое обозрение будет способствовать выявлению наиболее перспективных для отдельных металлов и типов их месторождений металлогенических провинций и эпох, поможет целеустремленно направить поисково-разведочные работы. Материал изложен в последовательности, отвечающей принятой промышленной классификации металлов, а внутри каждого металла — по генетическим типам и соответствующим им рудным формациям.

Промышленная классификация металлов.

- I. Черные металлы: Fe, Mn, Cr.
- II. Легирующие металлы, связанные с металлургией специальных сталей и сплавов: Ti, V, Ni, Co, Mo, W.
- III. Так называемые малые металлы, используемые в различных отраслях промышленности: Sn, Bi, As, Sb, Hg.
- IV. Цветные (и легкие) металлы: Cu, Pb, Zn, Al, Mg.
- V. благородные металлы (Ag, Au, Pt) и металлы группы платины (Os, Ir, Pd, Rh, Ru).
- VI. Радиоактивные металлы: U, Ra, Th.
- VII. Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы
 - A. Редкие металлы: Ta — Nb, Be, Zr — Hf, Li, Cs — Rb, Sc, B;
 - B. Рассеянные металлы: Cd, Ga, Ge, In, Tl, Re, Se, Te;
 - B. Редкоземельные металлы: TR (группы церия и иттрия).

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Железо по объему добычи руд и выплавке, по широчайшему применению в самых различных отраслях промышленного производства далеко опередило все другие металлы.

В 1971 г. мировая выплавка стали превысила 600 млн. т (из них в США ~ 140, СССР ~ 120, Японии ~ 100, ФРГ ~ 70, Великобритании ~ 40, Франции ~ 25 млн. т), в то время как алюминия выплавлено в мире 7 млн. т, меди — 5 млн. т, цинка — 4 млн. т.

Кларк железа в земной коре составляет 4,2%; основными рудными минералами являются: магнетит $Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$ (Fe 72,4%), гематит Fe_2O_3 (Fe 70%), гидроокислы железа $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ (Fe 48—63%), сидерит $FeCO_3$ (Fe 48,3%), железистые хлориты (Fe 27—38%) и ильменит $FeTiO_3$ (Fe 36,8% и Ti 31,6%).

Минимальное содержание железа в промышленных рудах должно быть не ниже 15% — это при условии больших запасов, легкой обогатимости руд и возможности открытой разработки месторождения карьерами; обычно разрабатываются более богатые руды с содержанием в руде от 25—30 до 50% Fe

и выше. Полезными примесями в руде являются: марганец, ванадий, никель, кобальт, редкие земли, а при определенных условиях также хром и титан; вредными примесями — сера, фосфор и мышьяк.

Промышленные концентрации железных руд образуются в самых различных геологических условиях — эндогенных, экзогенных, метаморфогенных на протяжении всей истории развития земной коры. Следует, однако, отметить резко различную интенсивность процессов накопления железа и подчеркнуть решающую роль экзогенных (главным образом осадочных) и особенно метаморфогенных процессов концентрации железа при весьма скромной роли эндогенных процессов.

В современной добыче железных руд на эндогенные типы месторождений ориентировочно приходится 10%, на экзогенные 30%, и на метаморфогенные 60%. Запасы железных руд сконцентрированы главным образом в экзогенных, особенно в метаморфогенных, месторождениях.

Весьма неравномерно распределены железные руды по главным структурным типам земной коры и металлогеническим эпохам. Резко обогащена железом докембрийская эпоха, в особенности протерозойская, в связи с чем главные запасы железных руд сосредоточены в пределах щитов-платформ; значительно беднее железом палеозойские (каледонские и герцинские) складчатые структуры и относительно богата (дает второй максимум) киммерийско-альпийская эпоха (рис. 48).

Ниже приводится более подробная характеристика промышленных типов месторождений железных руд по генетическим типам и рудным формациям, привязанным к определенным металлогеническим провинциям и эпохам.

Собственно магматические, главным образом гистеромагматические (позднемагматические), месторождения железных руд тесно связаны с сиенитами, габбро-пироксенитами и анортозитами. Они образуются в результате обособления железа вместе с титаном и ванадием и такими летучими элементами как фтор, хлор, фосфор, в виде остаточных рудных магм.

По генетической связи с различными интрузивными комплексами и составу руд среди собственно магматических месторождений железа выделяют две рудные формации: 1) апатит-магнетитовую, связанную с сиенитами и сиенито-диоритами, 2) титаномагнетитовую, связанную с габбро-пироксенитами, анортозитами и другими основными-ультраосновными породами.

Классическим примером гистеромагматических месторождений апатит-магнетитовых руд долгое время считалась группа месторождений Шведской Лапландии — Кирунавара, Люссавара, Гелдивара и др. с громадными запасами руды — около 5 млрд. т.

Главные рудообразующие минералы этих месторождений магнетит (80—90% и выше) и апатит (от 2—4 до 10%), к которым примешиваются в небольших количествах гематит, слюды, флюорит, турмалин и др.

Рудные тела дайко- и линзообразные, залегают среди сиенитовых порфиров или гнейсовидных лептитов и рассматриваются как результат внедрения остаточной рудной магмы, обособившейся на глубине при дифференциации интрузивных сиенитов и сиенито-диоритов. Такого же типа, но меньшего масштаба месторождения известны в Центральной Швеции (Грэнгсберг), а также в Норвегии и ряде других стран.

Апатит-магнетитовые руды, сходные по составу со шведскими, но не собственно магматического, а контактово-метасоматического (скарнового) генезиса известны на Урале (Лебяжинское) и в АрмССР (Ахавнадзор). В последние годы

на территории АрмССР разведаны крупные запасы апатит-магнетитовых руд высокотемпературного гидротермального генезиса, развивающиеся метасоматически среди измененных порфиров палеогенового возраста (Абовянское месторождение). Следовательно, апатит-магнетитовые руды могут формироваться не только в собственно магматический этап, но также в скарновый и гидротермальный.

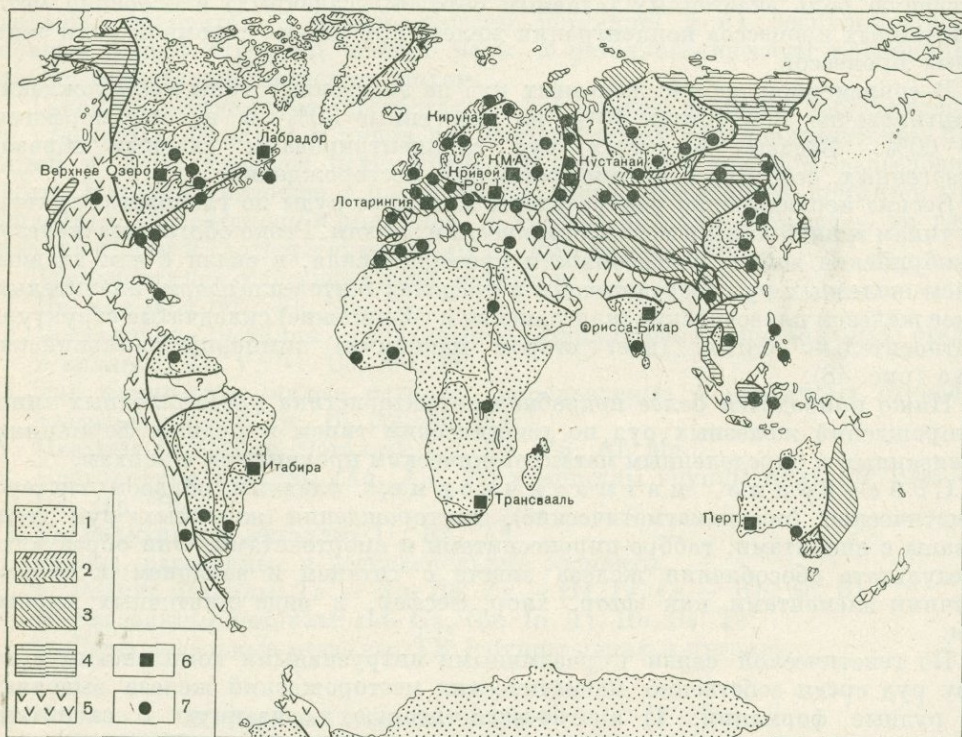


Рис. 48. Главные мировые месторождения железных руд.

1 — щиты и их платформы; 2—5 — складчатые зоны: 2 — каледонского возраста, 3 — герцинского возраста, 4 — киммерийского возраста, 5 — альпийского возраста; 6 — рудные районы и месторождения мирового значения; 7 — месторождения второстепенного значения

В настоящее время собственно магматический генезис месторождений Северной и Центральной Швеции ставится многими геологами под сомнение. Так, шведский геолог С. Ляндергрен (1948 г.) относит эти месторождения к типу осадочных метаморфизованных; по его мнению, осадочный материал, обогащенный железом, фосфором и другими элементами, подвергся эндогенным изменениям под влиянием орогенической фазы и внедрения сиенитов, в результате чего возникла устойчивая в новых условиях фация магнетит-апатит-силикатных руд. Другие геологи связывают экзоэлювиально-осадочные, по их мнению, месторождения апатит-магнетитовых руд Швеции с протерозойским вулканизмом.

Наиболее крупные концентрации в Швеции апатит-магнетитовых руд приурочены к докембрию Балтийского щита, сравнительно небольшие скарновые

месторождения раннегерцинского возраста известны в складчатой структуре Среднего Урала и довольно интересные гидротермальные метасоматические месторождения — в альпийской складчатой зоне Армении, где абсолютный возраст наиболее значительного Абовянского (Капутан) месторождения определен калий-аргоновым методом по биотиту в 7 млн. лет.

Месторождения титаномагнетитовой формации развиты значительно шире, чем апатит-магнетитовые, как в пределах складчатых поясов различного возраста (каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского), так и в пределах щитов-платформ. Повсеместно наблюдается тесная связь руд этой формации с габбро-пироксенитами, анортозитами, интрузивными диабазами, поритами и другими основными породами. Рудные тела представлены крупными массивами с вкрапленным оруденением, жилло- и линзообразными телами среди материнских интрузивных пород. В составе руд главная роль принадлежит магнетиту или титаномагнетиту (магнетит с тонким распадом в нем ильменита или изоморфной примесью титана) и ильмениту, к которым примешивается иногда рутил, кулсонит — ванадийсодержащий магнетит состава $Fe(Fe, V)_2O_4$, борнит, халькопирит, минералы платины и палладия. Для руд очень характерна сидеронитовая структура, в которой хорошо образованные ранние выделения силикатов (пироксена, оливина и др.) цементируются рудными минералами.

Месторождения этого типа широко развиты по восточному склону Урала (Кусинское на Южном Урале, Первоуральское на Среднем Урале, Качканарское и Гусевы горы на Северном Урале и др.), в складчатых структурах, обрамляющих Сибирскую платформу, известны также на Малом Кавказе (Сваранц, Калакар и др.), на побережье Ладожского (Велимэки) и Онежского озер (Пудожгорское). Титаномагнетитовый тип руд образует крупные концентрации в ряде зарубежных стран: Южной Швеции (Таберг), США (Адирондак), Канаде (Лак-Тю, Аллард-Лейк, Сент-Урбан и др.), Танзании (Нжомбе), Арабской Республике Египет (Вадиранга), Индии и др.

Масштаб месторождений различный — от сравнительно небольшого до очень крупного (запасы 1—5 млрд. т руды и более). Ценность руд этого типа повышается при наличии в них примеси ванадия (выплавляют легированную ванадием сталь) и возможности попутного извлечения титана, иногда также платины и палладия. И. И. Малышев (1957) подчеркивает приуроченность титаномагнетитовых месторождений к габброидным и анортозитовым массивам докембрийского, реже нижнепалеозойского, возраста и относительно небольшую роль более молодых месторождений.

Крупнейшие месторождения титаномагнетитовых руд расположены в пределах щитов, значительно менее крупные формируются в ранний этап развития складчатых зон уральского типа или в период платформенного режима и активизации.

Скарновы́й (часто контактово-метасоматический) тип железорудных месторождений тесно связан с умеренно кислыми гранитоидными интрузиями — гранодиоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, располагаясь в приконтактной полосе интрузивных массивов с карбонатными или вулканогенно-осадочными (порфириды, туфы, туфопесчаники и др.) породами, реже среди самих скарнированных интрузивных пород.

Оруденение представлено вкрапленностью, гнездами и пластообразными телами магнетита и значительно реже гематита, в скарновых зонах, сложенных гранатами, пироксенами, скаполитом, эпидотом, реже людвигитом и другими минералами.

Второстепенное значение в составе руд имеют сульфиды: пирит, халькопирит, арсениды кобальта и никеля, арсениопирит, сфалерит и др.; обычно отложение сульфидов знаменует понижение в рудном процессе роли кислорода за счет повышения роли серы и сопровождается мушкетовитизацией ранее отложенного гематита с образованием псевдоморфоз магнетита по гематиту.

Руды скарных месторождений содержат от 20—25 до 60—70% железа (обычно 35—45%), до 1—2% серы, связанной с сульфидами, иногда небольшую примесь кобальта, никеля, мышьяка, меди, которые связаны с сульфидами и арсенидами. Содержание фосфора обычно низкое (не более 0,1—0,2%).

Наибольшую ценность представляют верхние горизонты месторождений (зоны окисления), где руды маритовые (сульфиды в них окислены, сера выщелочена грунтовыми водами).

Скарновые железорудные месторождения широко развиты на территории СССР в пределах складчатых структур каледонского и раннегерцинского (Урал, складчатое обрамление Сибирской платформы), а также киммерийского и альпийского возраста (Закавказье, Дальний Восток). Отдельные скарные месторождения железных руд известны и в пределах Балтийского, Алданского и других щитов.

Обычно месторождения железа скарного типа небольшие и средние, однако среди них есть и очень крупные: Магнитогорское и Благодатское на Урале, Кустанайская группа в Северо-Западном Казахстане (месторождения Сарбайское, Соколовское, Качарское и др.), Дашкесанское в АзССР и др.

Среди небольших месторождений заслуживают упоминания месторождения Западной Сибири в Кузнецком Алатау и Горной Шории (Тельбесское, Тейское, Абаканское, Шалым, Шерегеш и др.), Железный кряж в Забайкалье, Раздан в АрмССР, часть месторождений Ангаро-Илимской группы в Восточной Сибири и др.

В зарубежных странах скарный тип железорудных месторождений не имеет большого значения; можно отметить месторождения района Банат в Румынии, Риф в Марокко, Айрон-Спрингс в США (шт. Юта).

В мировой добыче железных руд роль скарных месторождений весьма скромная.

Гидротермальный тип железорудных месторождений представлен двумя рудными формациями: магнезиоферритовой, связанной с трапповым магматизмом Сибирской платформы (Ангаро-Илимская группа месторождений), и сидеритовой, развитой значительно шире (Бакальское и Абаил в СССР, Бильбао в Испании, Уенца в Алжире, Эрцберг в Австрии, Яворик в Югославии, Зигерланд в ФРГ, Рудобанья в Венгрии и др.), по условиям образования которой нет единого мнения.

Магнезиоферритовая формация хорошо представлена в Ангаро-Илимской группе месторождений (Рудногорское, Коршуновское, Красноярское, Татынинское и др.) метасоматическими штоковыми, частично скарновыми и жильными рудными телами магнезиевой разности магнетита — магнезиоферрита в ассоциации с гематитом, карбонатами, хлоритом, хлор-апатитом, небольшой примесью сульфидов. Оруденение тесно связано с габбро-диабазами одной из последних фаз траппового магматизма Сибирской платформы и по возрасту отвечает нижнему — среднему триасу. Рудные тела залегают среди пород трапповой формации, а также частично среди осадочных карбонатных пород нижнего силура и песчаников и сланцев тунгусской свиты пермо-карбона.

Хорошо выражен структурный контроль оруденения — тектонические зоны широтного и северо-западного простирания, вдоль которых расположены интрузивные тела габбро-диабазов, вулканические трубки с туфовым материалом и рудные тела.

Руды высокого качества с содержанием железа 48—60% в массивных и 27—36% во вкрапленных разностях; содержание серы обычно не более 0,1—0,2%, а фосфора — не более 0,1%. Месторождения отнесены С. С. Смирновым (1932 г.) к высокотемпературным образованиям малых глубин и генетически связываются с трапзовым магматизмом.

Аналогичные по типу, но меньшего масштаба месторождения известны в районе Норильска, на Таймыре и в других пунктах Сибирской платформы, где они повсеместно связаны с процессами активизации платформы и трапзовым магматизмом.

Сидеритовая формация руд обычно представлена метасоматическими телами среди карбонатных пород различного возраста и только на Зигерландском месторождении (ФРГ) — жилами среди песчаников, сланцев, диабазов и кератофилов ниже-среднедевонского возраста.

Руды сложены в основном марганецсодержащим сидеритом с примесью гематита, барита, сульфидов (пирит, халькопирит, галенит и др.). В зоне окисления первичные сидеритовые руды окислены в лимонитовые. Сидеритовые руды содержат Fe 27—40% (в среднем 32%), S до 1,7%, P 0,05—0,1% и Mn 1—3%; в окисленных лимонитовых рудах содержится Fe 30—60% (в среднем 45%), P и S — сотые доли процента, Mn до 3%. В связи с низким содержанием серы (сульфиды окислены, сера выщелочена) эти руды ценятся значительно выше первичных сидеритовых. По вопросу генезиса сидеритовых месторождений, залегающих среди карбонатных пород, существует ряд точек зрения: большинство геологов считают их гидротермальными среднетемпературными, или телетермальными, связывая с глубоко залегающими интрузивами (А. Н. Зава-рицкий, 1939 г., и др.), но разработана также точка зрения об осадочном генезисе Бакальского и других месторождений этого типа.

Роль гидротермальных месторождений железных руд в мировой добыче невелика.

Эксталяционно (вулканогенно) - осадочный тип железорудных месторождений тесно связан с вулканической деятельностью и выносом железа газовыми эманациями с отложением железных руд, главным образом гематита, на дне водоемов, часто среди подводных эффузивных образований.

Классическим месторождением эксталяционно-осадочного типа давно считается промышленное скопление гематитовых руд в девонских кератофирах мульд Лан и Диль в ФРГ; в настоящее время количество месторождений этого типа сильно возросло.

К эксталяционно-осадочному типу относят довольно крупные месторождения железорудного бассейна Атасуйское в Центральном Казахстане, представленные стратиформными рудными телами среди карбонатно-кремнистых отложений верхнего фамена, перемежаемых вулканитами кислого и основного состава.

Синхронно с подводным вулканизмом образовались гематит-магнетитовые руды с примесью браунита, пиролюзита, барита и местами сульфидов свинца, цинка, меди (месторождения Ютай, Караджальское Западное и др.).

Эксталяционно-осадочные месторождения известны среди кератофилов среднего — верхнего девона Юго-Восточного Алтая (Калгутинское), а также на Западе Горного Алтая (Коргонское, Холзунское и др.). Небольшого масштаба

месторождения этого же типа известны в Закавказских республиках среди вулканогенно-осадочных толщ верхнемелового и эоценового возраста (Чатахи в ГрузССР, Чайкенд и др. в АрмССР).

С раннемеловой вулканической деятельностью ряд авторов связывает образование довольно крупного Березовского месторождения сидеритовых руд на побережье р. Аргунь (Восточное Забайкалье), месторождение Вареш (Югославия) и др.

Во всех случаях формирование месторождений этого типа происходило в ранний геосинклиальный (доскладчатый) этап развития.

Россыпные месторождения железных руд связаны с разрушением коренных месторождений различных генетических типов или горных пород, содержащих рассеянную вкрапленность минералов железа, главным образом магнетита и титаномагнетита.

Среди россыпных месторождений различают современные и ископаемые.

К современным морским прибрежным относятся россыпи магнетитсодержащих песков Сенегала, Италии, Японии, побережья Черного моря на отрезке Батуми — Туапсе и др., значение которых невелико.

К ископаемым россыпям типа магнетитовых песчаников эоценового и более древнего возраста относятся небольшие месторождения в Средней Азии (Гузан) и АрмССР (Агарцин и др.), руды которых состоят из сцементированных окатанных зерен магнетита и титаномагнетита с небольшой примесью ильменита, рутила и других минералов.

Руды месторождения Агарцин содержат в среднем 35% Fe, 2—3% TiO₂, 0,4—0,5% V₂O₅ и являются высококачественными. Однако масштаб россыпных месторождений небольшой и роль их в добыче железных руд незначительна.

Железные шляпы возникают за счет окисления сидеритовых или сульфидных (главным образом пирит-халькопиритовых) руд и местами представляют промышленный интерес на железо. Известны и разрабатываются лимонитовые шляпы ряда сидеритовых месторождений (Бакальское, Абаил и др.), лимонитовые шляпы колчеданных месторождений Урала, Бор в Югославии и др. В лимонитовых шляпах, возникших за счет окисления сульфидных руд, нередко дополнительную ценность представляет примесь золота, которое накапливается в лимонитовой шляпе. Качество лимонитовых руд железных шляп обычно выше, чем первичных сидеритовых руд, служивших первоисточником их образования, так как сульфиды первичных руд окислены и вредная примесь серы вынесена в форме сульфатов и серной кислоты грунтовыми водами.

Железистые латериты возникают в условиях латеритного выветривания ультраосновных пород, богатых железом, образуя плащеобразные скопления, на глубину постепенно переходящие в материнскую породу.

Железистые латериты возникают как в пределах щитов (Бразилия, Гвинея и др.), так и в пределах складчатых зон различного возраста (Урал, Куба, Филиппины, Индонезия и др.) — там, где развиты массивы дунитов, перидотитов, серпентинитов, обнажившиеся на поверхности и подвергнутые латеритному выветриванию в условиях жаркого тропического климата и столового рельефа.

В истории развития Земли выделяется несколько периодов интенсивного латеритообразования: докембрийский, предъюрский, палеогеновый. Руды железистых латеритов сложены рыхлыми гидроокислами железа (лимонитами)

с примесью зерен хромита и гидроокислов марганца, силикатных и глинистых минералов никеля, кобальтоносного псиломелана — асболана. Содержащаяся в рудах примесь хрома, марганца, никеля, кобальта повышает их ценность, делает руды природно-легированными, из которых без специальных добавок возможна выплавка высокосортных сталей.

Месторождения железистых латеритов известны на Среднем Урале (Елизаветинское), Южном Урале (Орско-Халиловская и Кемпирсайская группы месторождений), а также на Филиппинах, Кубе (Моа-Бей и Майари), Гвинее (Конакри), Бразилии (район Ливраменту), Индонезии и др.

Масштаб месторождений типа железистых латеритов нередко довольно крупный, запасы их исчисляются миллиардами тонн руды, но все же значение их в мировой добыче железных руд подчиненное.

Инфильтрационные месторождения железных руд сферосидеритового или лимонитового состава связаны с циркуляцией грунтовых вод, выщелачивающих железо из одних участков и переотлагающих его в благоприятных горизонтах, обычно карбонатных пород.

Этот тип довольно редок для железа и представлен обычно небольшими месторождениями с рудами низкого качества. Среди сравнительно значительных месторождений можно отметить Алапаевское на Северном Урале и Эгримонт в Англии. Значение этого типа для железа резко подчиненное.

Осадочные месторождения железных руд широко распространены и имеют большое экономическое значение.

По геологическому возрасту среди них можно выделить: протерозойские месторождения — Ангаро-Питский бассейн (в низовьях р. Ангары и притоку Енисея р. Пит), ряд месторождений ЮАР (последние метаморфизованы); нижнесилурийские — Нормандии, Тюрингии, Богемии, Ньюфаундленда (Вабана); верхнесилурийские — Клинтон и др. (восточные штаты США); юрские — Лотарингия, ряд месторождений Англии и ФРГ, вероятно, Тульское и Липецкое; меловые — Хоперское, Аятское, Западно-Сибирский бассейн; неогеновые — Керчь-Таманское, Лисаковское.

Месторождения образуются в морских и реже озерных бассейнах за счет переноса коллоидальных соединений железа поверхностными водами и осадения (коагуляции) их в прибрежной полосе морских бассейнов при соприкосновении с растворенными в воде солями, выполняющими роль электролитов, или осадения на дне озер и болот под воздействием гумусовых кислот, или в результате жизнедеятельности бактерий и водорослей.

В зависимости от кислородного режима, величины рН, режима CO_2 и др. на дне бассейнов осаждаются окисные (лимонит, гётит, гематит), силикатные (шамозит, тюрингит) или карбонатные (сидерит) руды, причем обычно в синклинальных прогибах мульд отлагаются закисные руды, а на периферии — окисные. Очень характерна оолитовая структура руд осадочных месторождений, с размерами оолитов от долей миллиметра (минетты Лотарингии) до 1—2 см в поперечнике (Керчь и др.).

В составе железных руд кроме главных минералов — лимонита и других окислов и гидроокислов железа, железистых хлоритов и сидерита — принимают участие гидроокислы и окислы марганца (пирролюзит, псиломелан-вад и др.), фосфаты (керчениты, вивианит и др.), барит, небольшое количество сульфидов (пирит, пирротин, мельниковит, реальгар, аурипигмент и др.).

Руды содержат Fe 20—50% (в среднем обычно 33—35%), Mn до неск. %, P_2O_5 0,5—1,5%, S обычно не более 0,1—0,2%, V_2O_5 до 0,1%, As 0,05 до 0,15%.

Полезными примесями являются марганец и ванадий, вредными — фосфор, сера и мышьяк.

Среди осадочных месторождений наиболее крупными являются Лотарингия (запасы до 15 млрд. т руды), Джетымский бассейн в Центральном Тянь-Шане (15 млрд. т руды), Ангаро-Питский и Керченский бассейны (по 5 млрд. т руды) и ряд др.

Осадочные месторождения дают около 30% мировой добычи железных руд, уступая по значению только метаморфогенному типу.

Метаморфогенные месторождения железных руд представляют собой метаморфизованные осадочные концентрации, возникшие в докембрийское время в огромных бассейнах архейского и главным образом протерозойского времени. Месторождения приурочены к фундаментам щитов, и если и встречаются иногда в пределах складчатых поясов, то только в глубоко размытых до докембрийского основания участках.

Наиболее богаты крупнейшими месторождениями этого типа Украинский щит Русской платформы (Кривой Рог, КМА), Индостанский щит (Орисса, Бихар и др.), Бразильский щит (Итабира), Западно-Австралийский щит (Айрон-Монарх и др.), Канадский щит (оз. Верхнее).

Крупные месторождения метаморфогенного типа известны и в пределах почти всех других щитов — Сино-Корейского, Сибирского (в пределах Алданского выступа фундамента), Африкано-Аравийского и недавно обнаружены также в пределах Антарктического щита.

Месторождения представлены мощными толщами полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов) и роговиков с чередованием тонких магнетит-гематитовых и кремнистых прослоев мощностью от нескольких миллиметров до 1—2 см, редко больше, и средним содержанием Fe 25—40%. Этим толщам бедных руд подчинены столбо- и штокообразные, реже пластообразные тела массивных богатых руд с содержанием железа от 50 до 70%, при незначительном содержании (всего сотые доли процента) вредных примесей — серы и фосфора.

Разрабатываются наиболее интенсивно массивные руды, запасы которых на отдельных месторождениях исчисляются от нескольких десятков до миллиардов тонн (Кривой Рог и КМА в СССР, оз. Верхнее в США, Сингбхум и др. в Индии, Итабира в Бразилии, Айрон-Ноб и Айрон-Монарх в Австралии и др.). В ряде стран после обогащения используются и железистые кварциты, запасы которых исчисляются нередко сотнями миллиардов тонн (КМА, Кривой Рог, оз. Верхнее, Зюдварангер в Норвегии и др.).

Железистые кварциты и роговики возникли в результате динамометаморфизма слоистых коллоидальных кремнисто-железистых осадков, а скопления массивных руд, заключенных среди них, — в процессе переработки этих пород гидротермальными, метаморфическими или метеорными водами, которые выщелачивали кварц кремнистых прослоев, отлагая на его месте магнетит и мартит или гидроокислы железа и сидерит.

На метаморфогенный тип месторождений падает 60% мировой добычи железных руд и более 90% мировых запасов руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бардин И. П. Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, 566 с.

Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. Под ред. Я. Н. Белевцева. М., Гостеолиздат, 1957, 280 с.

Железородные месторождения мира. Под ред. Г. А. Соколова. Т. 1, 601 с.; т. 2, 303 с. М., Гостеолтехиздат, 1955.

Железородные месторождения Алтае-Саянской горной области. Под ред. И. П. Бардина. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, 331 с.

Котляр В. Н. О генезисе руд Кривого Рога. — «Горный журнал», 1953, № 12, с. 5—13.

Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. — «Труды ИГЕМ», вып. 52, 1961, 214 с.

Русинович И. А. Оценка перспектив Гостищевского железородного месторождения. — «Разведка и охрана недр», 1958, № 2, с. 1—7.

Старицкий Ю. Г. Генезис руд Саксаганского района Криворожского бассейна. — «Геол. журнал АН УССР», 1954, № 3, с. 3—7.

Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1947, 267 с. (Труды ИГН АН СССР. Сер. геол., вып. 73.)

Чайкин С. И. О генезисе богатых железных руд КМА. — «Разведка и охрана недр», 1958, № 3, с. 1—13.

МАРГАНЕЦ

Современная черная металлургия немислима без марганца, который широко применяется для получения качественных сталей. Кларк марганца в земной коре составляет 0,1%; главными рудными минералами, имеющими промышленное значение, являются: пиролюзит — MnO_2 (55—63% Mn), псиломелан — $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ (35—60% Mn), манганит — $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$ (50—62% Mn); менее распространены и имеют подчиненное значение браунит — Mn_2O_3 (60—69% Mn), гаусманит — Mn_3O_4 (65—72% Mn), родохрозит — $MnCO_3$ (40—45% Mn), родонит — $(Mn, Ca)SiO_3$ (32—36% Mn) и др.

Современная мировая добыча марганцевых руд составляет ориентировочно 15 млн. т, из которых половина падает на СССР — страну, наиболее богатую марганцем. Из других стран значительное количество марганцевых руд добывается в Индии, ЮАР, Бразилии, а также в Марокко и Кубе (рис. 49).

Марганец концентрируется при различных геологических процессах: эндогенных, экзогенных и метаморфогенных.

Собственно магматический тип (с содержанием до 10% Mn) известен лишь в гранитоидах (кодуритах) Индии и связан с явлениями гибридызма и ассимиляции магмой кислого состава глинистых толщ, богатых марганцем.

Небольшие скарновые и гидротермальные месторождения представляют иногда промышленный интерес и разрабатываются, но в целом роль эндогенных месторождений марганца весьма скромная. Среди экзогенных месторождений наибольшее значение имеет осадочный тип — вообще главный для марганца.

В зарубежных странах (Индия, ЮАР, Бразилия) большое промышленное значение имеют марганцевые шляпы, возникшие при окислении метаморфогенных пород, богатых марганцем; довольно широко развиты и метаморфизованные осадочные месторождения, но масштаб их обычно небольшой.

Скарновый тип (гаусманит-браунитовая формация руд) генетически связан с интрузиями умеренно кислых гранитоидов, располагаясь в контактах последних с карбонатными породами.

В составе руд наряду с главными минералами — гаусманитом и браунитом — принимают участие марганцовистые гранаты, пироксены и эпидот, магнетит, родонит, иногда франклинит — $(Zn, Mn)Fe_2O_4$. Масштаб месторождений небольшой, количество их невелико: Липовая гора на Северном Урале, Франклин в США, Лонгбан в Швеции.

Гидротермальный тип марганцевых месторождений можно подразделить на два подтипа: а) среднетемпературный, связанный с гранито-

идами, б) низкотемпературный, связанный с вулканизмом и смыкающийся с эксгальационно-осадочными месторождениями. Среднетемпературные гидротермальные месторождения — жильные и метасоматические — сложены родохрозитом, родонитом, кварцем, баритом, браунитом, гаусманитом, манганитом, пиролюзитом, гематитом, пиритом, сульфидами цветных металлов.

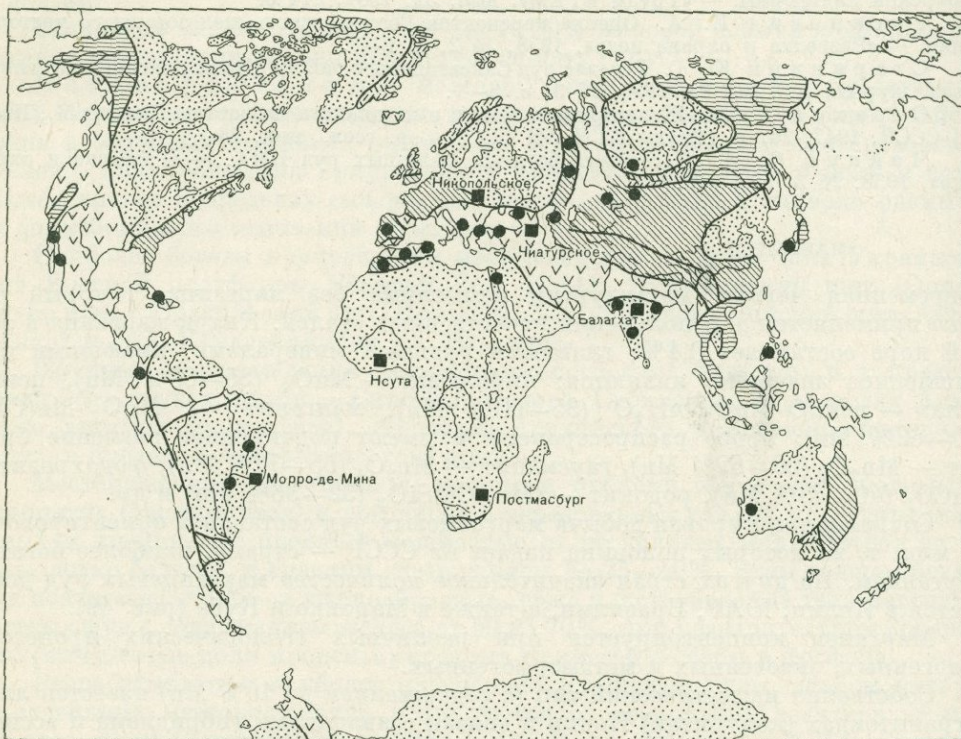


Рис. 49. Главные мировые месторождения марганцевых руд.

Условные обозначения см. на рис. 48

Примерами могут служить небольшие месторождения Ильфельд и Ильменау в ФРГ, Романеш во Франции, Бьютт в США, Сапальское на Среднем Урале, некоторые месторождения Марокко и Мексики.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения представлены жилами, зонами брекчированных руд, метасоматическими гвездами среди эффузивно-осадочных толщ главным образом верхнемелового — палеогенового возраста в пределах Средиземноморского и Тихоокеанского металлогенических поясов.

Руды пиролюзит-псиломеланового состава с халцедоном, баритом, карбонатами образуют многочисленные, но всегда небольшие месторождения в странах Балканского полуострова, Турции, Закавказских республиках, Иране, а также в Японии, на Филиппинах, в США, Мексике, Кубе. Часто они тесно связаны с эксгальационно-осадочным типом марганцевых месторождений и даже образуют вместе с ними единые рудные поля.

Эксталяционно-осадочный тип связан с подводной вулканической деятельностью, при которой эксталяциями выносились соединения марганца, железа, кремния и др.; последние реагировали с мергелистыми осадками дна водоемов и осаждались в форме пластообразных тел среди вулканогенно-осадочных толщ. В составе руд преобладают кристаллические разновидности пиролюзита и псиломелана, манганит, браунит, иногда гематит и якобит, в ассоциации с халцедоном, баритом, агатом.

Месторождения обычно небольшого масштаба, но все же разрабатываются во многих странах (рудники «Победа» и «Добра Надежда» в Болгарии, Эрегли в Турции, Фукуяма в Японии, Голден в Швейцарии и др.). Этот тип месторождений широко развит и изучается в Закавказье — месторождения Севкар, Саригюх, Сваранц в АрмССР, Тетрицхаро и др. в ГрузССР, Молладжалинское и Эльворское в АзербССР.

Осадочный тип марганцевых месторождений широко развит, образует очень крупные концентрации и имеет для марганца главное промышленное значение (дает $\frac{2}{3}$ мировой добычи руд).

Пласты промышленных руд образуются в прибрежных участках морских бассейнов и тесно ассоциируют обычно с кремнистыми осадками (опоки, спонголиты, силицилиты и др.), значительно реже — с карбонатными или песчано-глинистыми осадками различного возраста.

Хорошо выражена фаціальная смена, по мере удаления от береговой линии и углубления дна бассейна, окисных пиролюзит-псиломелановых руд сначала марганитовыми, затем карбонатными рудами марганца; эта смена фаций может происходить с различной скоростью в зависимости от уклона дна бассейна (в Чиатурского, например, на расстоянии 10—12 км в направлении с юго-запада на северо-восток, для Полуночного месторождения — менее 0,5 км в направлении с запада на восток). Лучшими по качеству являются первичноокисные руды (пиролюзит-псиломелановые, манганитовые), в то время как в более глубоководных карбонатных рудах установлено повышенное содержание вредных примесей: фосфора, серы, кремнезема при сравнительно низких содержаниях марганца. В поверхностных условиях карбонатные руды окисляются, но эти окисленные руды, внешне иногда похожие на первичноокисные, отличаются от последних рыхлым сложением и повышенным содержанием фосфора.

Поэтому совершенно необходимо уже в поле отличать первичные окисные руды от окисленных и, учитывая палеогеографические данные о положении береговой линии и локализации окисленных (по карбонатным) руд, направить разведку в сторону береговой линии, возле которой формировались лучшие по качеству первичноокисные руды.

По металлогеническим эпохам осадочные месторождения марганца распределяются следующим образом (в порядке, отвечающем значению в добыче).

Палеогеновая — верхнемеловая эпоха за счет очень крупных олигоценовых осадочных месторождений Чиатурское и Никопольское, главным образом, дает до $\frac{2}{3}$ мировой добычи марганцевых руд и является наиболее богатой.

К этой же эпохе относятся осадочные эоценовые (или олигоценовые?) месторождения Северного Урала — Полуночное, Марсятское и др., Мангышлакское месторождение в Казахской ССР, Лабинское на Северном Кавказе, ряд вулканогенно-осадочных и частично гидротермальных небольших месторождений Средиземноморского (в Закавказье, Турции, Иране, на Балканах и др.) и Тихоокеанского поясов (на Камчатке, в Японии, на Филиппинах, в США, Мексике, Кубе), а также довольно крупное осадочное месторождение Имины (Марокко) верхнемелового возраста.

Девон-нижнекаменноугольная эпоха включает осадочные, несколько метаморфизованные месторождения Примагнитогорского района и Центрального Казахстана (Джезды, Найзатас и др.) девонского возраста и месторождения Атасуйской группы (Караджалское, Ктай и др.) в Центральном Казахстане, а также месторождение Ум-Богма в АРЕ и Гуэльва в Испании — все нижнекаменноугольного возраста. Значение этих месторождений второстепенное и добыча невелика.

Кембрийская эпоха для марганца представлена крупным Усинским месторождением силикатно-карбонатных руд в Западной Сибири.

Верхнепермская эпоха представлена крупным Улутелякским месторождением марганцевистых известняков в Западном Приуралье. В связи с низким качеством силикатно-карбонатных руд экономическое значение кембрийской и верхнепермской эпох для марганца невелико.

Метаморфогенный тип и марганцевые шпалы, связанные с ним. Метаморфогенные месторождения марганцевых руд приурочены к толщам докембрия (протерозоя и частично архея) и образуются в результате метаморфизма осадочных руд марганца или осадочных пород (глинистых сланцев, кварцитов), обогащенных марганцем. Крупные концентрации этого типа марганец образует в Индии, Бразилии, Гане, ЮАР; известны месторождения метаморфогенного типа и в СССР (Южно-Хинганское, Биджанское на Дальнем Востоке, Тайпанское в хр. Чингиз КазССР и др.).

В составе руд метаморфогенных месторождений, в особенности тех, что возникают за счет интенсивного метаморфизма осадочных пород, обогащенных марганцем (типа гондитов Индии и Бразилии), значительную роль играют силикаты (марганцовистые гранаты, пироксены, эпидоты), технологически трудно поддающиеся переработке для извлечения из них марганца. В связи с этим основное промышленное значение приобрели здесь не силикатные марганцовистые руды, а возникшие за их счет мощные марганцевые шпалы с рудами высокого качества, на которые падает до $\frac{1}{3}$ мировой добычи марганцевых руд, главным образом в зарубежных странах — Индии, Бразилии, ЮАР, Гане.

Кроме отмеченных выше пяти главных генетических типов руд марганца, имеющих промышленное значение, как перспективный тип рассматриваются ныне широко развитые на океаническом дне конкреции с содержанием: Mn до 21%, Fe около 12%, Co 0,31%, Ni 0,67%, Cu 0,43%.

Первоисточником марганца, очевидно, являлись породы континентов, при выщелачивании которых марганец в виде коллоидальных растворов поступал в бассейны, где отлагался. Некоторые авторы (Г. С. Дзюценидзе и др.) склонны главным источником марганца осадочных месторождений считать вулканические извержения и вулканогенные породы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А в а л и а н и Н. А. Марганец. М., Госгеолтехиздат, 1953, 135 с. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 14.)

А с а н о в Ю. А. Осадочные месторождения марганцевых руд восточного склона Северного Урала. — В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1. М., Госгеолиздат, 1947, с. 17—30.

Б е т е х т и н А. Г. Чиатурское месторождение и его промышленная характеристика. — «Труды ЦНИГРИ», 1936, вып. 60, 48 с.

Б е т е х т и н А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М., Изд-во АН СССР, 1946, 316 с.

В е р н а д с к и й В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 229—246. (Труды конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия.)

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М. «Недра», 1965, 153 с.

Додин А. Л. Усинское месторождение марганцевых руд. — «Советская геология», 1947, сб. 27, с. 55—63.

Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congr. geol. intern. t. I—V. México, 1956, p. 143—172, p. 217—248 (t. II).

ХРОМ

Единственной промышленной рудой на хром является хромит с его разновидностями: магнохромит $(Mg, Fe)Cr_2O_4$ с содержанием Cr_2O_3 50—65%, хромпикотит $(Mg, Fe)(Cr, Al)_2O_4$ с содержанием Cr_2O_3 35—55%, алюмохромит $(Fe, Mg)(Cr, Al)_2O_4$ с содержанием Cr_2O_3 35—50%.

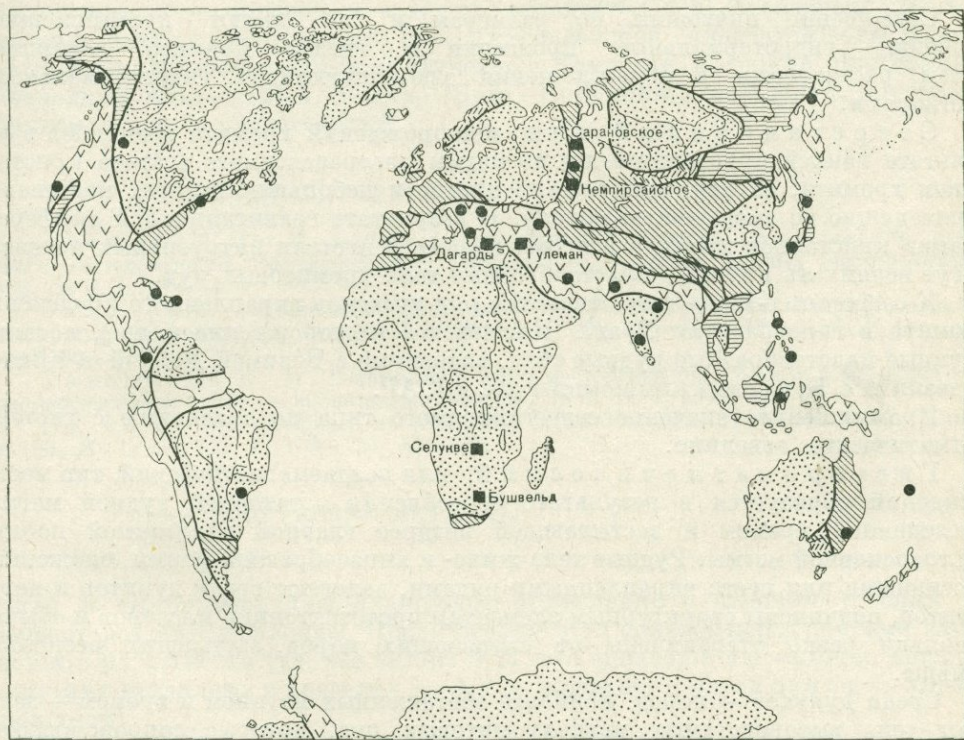


Рис. 50. Главные мировые месторождения хромита.

Условные обозначения см. на рис. 48.

Лучшей считается магнохромитовая руда, идущая на выплавку феррохрома — легирующей добавки в качественных сталях и составной части спецсплавов. Хромпикотитовые и алюмохромитовые руды используются как огнеупорный материал и сырье для химической промышленности.

Мировая добыча хромитовой руды составляет ежегодно около 4 млн. т и падает главным образом на СССР, Южную Родезию, ЮАР, Турцию, Филиппины (рис. 50).

Кларк хрома в земной коре 0,035%, элемент тесно связан с ультраосновными породами — дунитами и перидотитами, где содержание Cr_2O_3 достигает 3—4%, а хромит выступает в качестве породообразующего минерала вместе с оливином и пироксенами.

Все промышленные месторождения хромита относятся к собственно магматическим, причем хромит частью выделяется из расплава в раннюю стадию его остывания, образуя вкрапленность и шлиры сегрегационного типа, частью же обособляется в виде остаточного рудного расплава, образуя массивные или густо вкрапленные тела гистеромагматического типа. Второстепенное значение имеют элювиально-делиuviальные обломочные руды хромита, связанные с разрушением коренных месторождений, и латеритные покровы, содержащие зерна и обломки хромита среди рыхлой лимонитовой массы — продукта выветривания ультраосновных массивов.

Совершенно ничтожны по размерам и не имеют промышленного значения гидротермальные прожилки и гнезда хромита, возникшие путем растворения и переотложения хромшпинелидов гидротермальными растворами.

Сегрегационный тип месторождений хромита возникает в результате ранней кристаллизации из магмы ультраосновного состава кристалликов хромита, образующих вкрапленность и небольшие шлиры, постепенно переходящие во вмещающую породу. В результате гравитационной дифференциации кристаллов хромита и их осаждения у постели интрузивных массивов могут возникать крупные пластообразные тела хромитовых руд.

К сегрегационному типу относится ряд участков вкрапленного оруденения хромита в гипербазитах Урала (Ключевское месторождение и др.), а также крупные пластообразные рудные тела, связанные с Великой Дайкой в Южной Родезии и с Бушвельдским комплексом в ЮАР.

Промышленное значение сегрегационного типа по сравнению с гистеромагматическим невелико.

Гистеромагматический, или позднемагматический, тип месторождений образуется в результате обособления остаточной рудной магмы, обогащенной хромом и застывающей позднее главной силикатной порции ультраосновной магмы. Рудные тела жилко- и линзообразной формы, сложенные массивными или густо вкрапленными рудами, залегают среди дунитов и перидотитов, подчинены структурным элементам прототектоники массивов и обычно довольно резко отграничены от вмещающих пород, застывших несколько раньше.

Среди дунитов — пород, наиболее обогащенных магнием и хромом — залегают тела высокосортных магнохромитовых руд, которые сопровождаются хромдиоксидом; среди перидотитов — низкосортные хромпикотитовые и алюмохромитовые руды, которые сопровождаются уваровитом, хром-хлоритом и хромовыми слюдами. Разведчики используют эту закономерность для предварительной оценки качества руд по составу вмещающей породы и сопровождающим рудные тела минералам.

К гистеромагматическому типу относится большая часть крупных месторождений хромита: Кемпирсайское и Сарановское в СССР, Селукве в Южной Родезии, Дагарды и Гулеман в Турции и др.; на этот тип падает до 90% мировой добычи хромита.

В пространственном расположении мировых провинций хрома установлена определенная приуроченность хромитовых гипербазитовых массивов к глубинным региональным разломам во внутренних зонах геосинклинальных склад-

чатых зон (Средиземноморской, Тихоокеанской, Уральской) или к зонам депрессий в пределах щитов (Африканского, Бразильского и др.).

Среди интрузивных комплексов складчатых зон гипербазиты являются наиболее ранними образованиями — доскладчатыми или связанными с наиболее ранними проявлениями складчатости, как правило, хорошо дифференцированы и нередко стратифицированы. В пределах щитов возраст гипербазитов докембрийский, в пределах складчатых зон — главным образом каледонский (ордовик — силур) и мезо-кайнозойский (верхний мел — палеоген).

Наиболее продуктивные в отношении хромитоносности-пояса гипербазитовых интрузий расположены в пределах Уральской (массивы и одноименные крупные месторождения хромита — Сарановское, Алапаевское, Кемпирсайское и другие возраста ордовик — силур, частично раннегерцинские) и Средиземноморской (массивы и месторождения Балкан, Турции, Закавказья, Пакистана верхнемелового — эоценового возраста) складчатых зон. Несравненно меньшее значение имеет хромитоносный пояс Тихоокеанской складчатой зоны с гипербазитами и месторождениями на Чукотке и Камчатке, в Японии, Филиппинах, в западных штатах США, Канаде (Брит. Колумбия), где возраст оруденения верхнемеловой — палеогеновый.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кравченко Г. Г. К вопросу о структурных условиях формирования хромитовых месторождений Кемпирсайского массива. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 4, с. 47—64.

Соколов Г. А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М., Изд-во АН СССР, 1948, 128 с. (Труды ИГН АН СССР, Сер. рудн. м-ний, вып. 97, № 12.)

Татаринов П. М. Генетические типы месторождений хромита и методика поисково-разведочных работ. — «Советская геология», 1941, № 4, с. 48—58.

Helke A. Beobachtungen an türkischen Minerallagerstätten. Neues Jahrb. Mineral. Bd. 88, H. 1, 2, 1955, S. 133—224; 55—132.

ЛЕГИРУЮЩИЕ МЕТАЛЛЫ

ТИТАН

Титан и его сплавы нашли широкое применение в самолетостроении уже после второй мировой войны. Преимущество этих сплавов перед другими заключается в их легкости (уд. вес титана 4,31, его сплавов с алюминием, ванадием и другими металлами в пределах 3—4, т. е. вдвое легче стали при очень высокой прочности).

В связи с этим выплавка титана росла исключительно быстрыми темпами, главным образом в США, СССР, Канаде, Японии и других странах на базе ильменитовых и рутиловых концентратов (рис. 51).

Главным сырьем для получения титана служат ильменит — FeTiO_3 (Ti 31,6%) и рутил — TiO_2 (Ti 60%). Кларк титана 0,61%, элемент связан с основными и щелочными породами и дает промышленные концентрации главным образом в собственно магматическом типе месторождений, связанном с дифференциацией массивов основных и щелочных пород: анортозитов, габбро, габбро-диабазов, норитов, пироксенитов, щелочных сиенитов.

Известны крупные концентрации титановых минералов — ильменита и рутила — в ископаемых и современных россыпях, а также в метаморфогенных месторождениях рутилоносных сланцев.

Собственно магматические месторождения относятся к гистеромагматическому типу и по тесной связи с различными интрузивными породами подразделяются на следующие подтипы:

а) месторождения, связанные с анортозитами и габбро-анортозитами, сложены магнетит-ильменитовыми рудами с примесью рутила. К ним относятся очень крупные концентрации руд в пределах Канадского щита: месторождения Лак-Тю, Аллард-Лейк и Сент-Урбэн в Канаде, Адирондак в США;

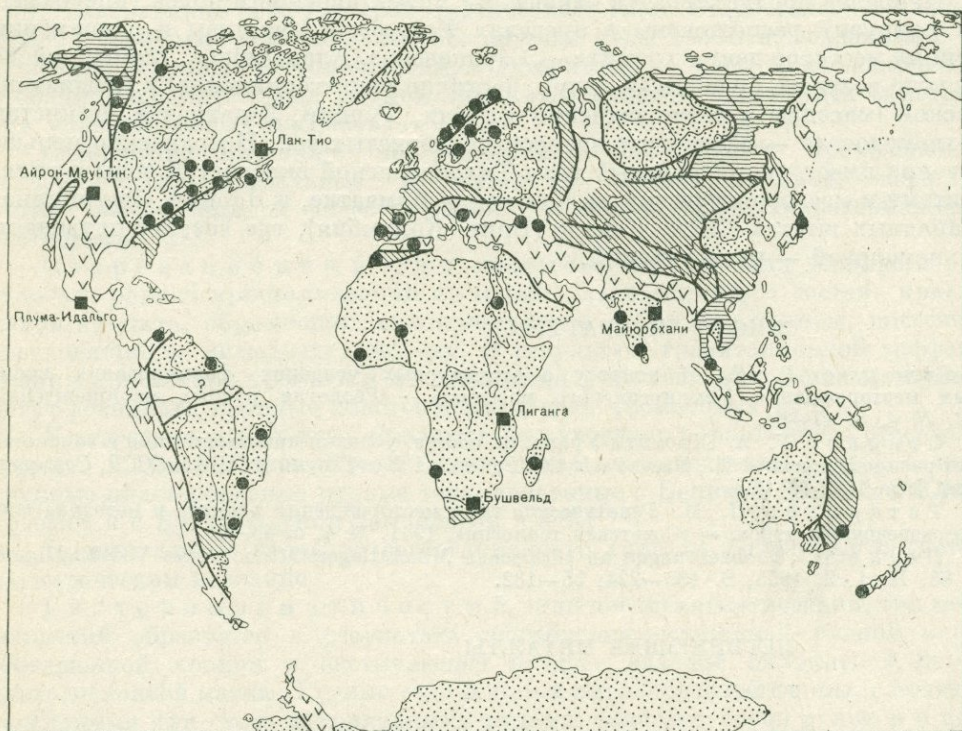


Рис. 51. Главные мировые месторождения титана и ванадия.

Условные обозначения см. на рис. 48.

б) месторождения, связанные с габбро-норитами и габбро-диабазами, с ильменит-магнетитовыми рудами. К этому подтипу относятся Кусинско-Юпанское месторождение на Южном Урале, Вадиранга в АРЕ, ряд месторождений в Танзании и ЮАР;

в) месторождения среди пироксенитов и оливинитов; среди пироксенитов залегают титаномагнетитовые руды крупного Качканарского месторождения на Урале, среди оливинитов руды довольно значительного месторождения Сваранц в АрмССР. Иногда в этих рудах встречается примесь палладистой платины (Качканарское месторождение);

г) месторождения, связанные с щелочными породами: нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами, щелочными-ультраосновными породами. Руды здесь иного состава: лопаритовые (лопарит — $(Na, Ce, Ca...)(Nb, Ti)O_3$);

содержит ~ 24% Ti), связанные с щелочными сиенитами, и перовскит (CaTiO_3 , Ti 35%)-титаномагнетитовые в связи с щелочными-ультраосновными комплексами.

Месторождения, связанные с щелочными породами, известны на Кольском п-ове, а также в шт. Арканзас (США), Норвегии и др.

Россыпи — ископаемые и современные — играют решающую роль в добыче ильменитовых и рутиловых концентратов. Среди ископаемых россыпей наибольшее значение имеют палеогеновые ильменит- и рутилсодержащие пески Среднего Приднепровья (УССР) и в бассейне Тобола (Тобольское м-ние, КазССР); меньшего масштаба и более древние месторождения титаномагнетитовых песчаников известны в Среднеазиатских и Закавказских республиках. Ископаемые россыпи — главная сырьевая база титановой промышленности СССР.

Для зарубежных стран решающее значение имеют современные прибрежно-морские и делювиально-аллювиальные россыпи ильменита (Индия, Цейлон, Бразилия, США, Новая Зеландия и др.) и рутила (Австралия — побережье Квинсленда и Нового Южного Уэльса).

Метаморфогенные месторождения древних (докембрийских и нижнепалеозойских) рутилоносных сланцев и гнейсов возникают в результате метаморфизма титансодержащих глин и собирательной кристаллизации титана в форме рутила, рассеянного в породах. К этому типу относится крупное коренное месторождение рутила в Мексике (шт. Оахака), а также ряд месторождений на Урале, Кольском п-ове и АрмССР. За этим типом, вероятно, большое будущее.

Богаты титаном докембрийская и нижнепалеозойская эпохи (Малышев, 1957), причем наиболее крупные месторождения титановых руд располагаются в пределах щитов-платформ, менее крупные — в структурах раннего этапа развития складчатых зон палеозойского и мезо-кайнозойского возраста.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Еременко В. Н. Титан и его сплавы. Киев, Изд-во АН УССР, 1955, 400 с.
Котляр В. Н., Кристальный Б. В. Промышленные типы месторождений титана в капиталистических странах. — «Горный журнал», 1957, № 4, с. 69—72.
Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957, 272 с.
Everhart John L. Titanium and titanium alloys, 1954, N—Y, p. 184.

ВАНАДИЙ

Ванадий применяется в качестве легирующей добавки к специальным сталям и составной части сплавов с молибденом, титаном, хромом в производстве быстрорежущих инструментов. Современная годовая добыча ванадия невелика и сосредоточена главным образом в США, Перу, СССР, Замбии, Намибии.

Кларк ванадия 0,02%, элемент связан с основными-ультраосновными, реже со щелочными породами и в эндогенных условиях тесно ассоциирует с железом и титаном в титаномагнетитовых рудах. В экзогенных условиях ванадий ассоциирует с углеродом, фосфором, медью, ураном, а также с кальцием, магнием, железом, марганцем. Промышленный интерес как руды ванадия представляют его следующие минералы: роскоэлит $\text{KV}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$ — ванадийсодержащий мусковит с 19—29% V_2O_5 ; карнотит $\text{K}_2\text{U}_2[\text{VO}_4]_2\text{O}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ с содержанием 20% V_2O_5 ; патронит VS_2 или V_2S_5 с содержанием (в пересчете)

до 25% V_2O_5 ; ванадинит $Pb_5[VO_4]_3Cl$ с содержанием 19% V_2O_5 ; кулсонит $Fe(Fe, V)_2O_4$ — ванадиевый магнетит, содержащий до 5% V.

Среди главных генетических типов месторождений ванадия следует назвать собственно магматический, инфильтрационный и осадочный.

Собственно магматический тип представлен гистеромагматическими месторождениями титаномагнетитовых руд, связанных с основными-ультраосновными и частично щелочными породами. Характерна тесная ассоциация: Fe—Ti—V, причем последний присутствует в изоморфной форме в виде примеси к магнетиту и ильмениту, а также как самостоятельный минерал — кулсонит.

Значение этого типа для ванадия второстепенное, месторождения и районы развития те же, что и приведенные выше в разделе «Титан» для собственно магматического типа.

Инфильтрационные месторождения представляют главный источник ванадия и подразделяются на следующие подтипы:

а) карнититовые и карнитит-роскоэлитовые песчаники — комплексные урано-ванадиевые месторождения штатов Юта и Колорадо (США), района Олари (Южная Австралия) и др.;

б) патронитовые руды, ассоциирующие с асфальтом и примесью сульфидов никеля и молибдена; месторождения известны в Перу, США, СССР;

в) ванадинитовые руды в зоне окисления свинцово-цинковых месторождений с ванадием, привнесенным грунтовыми водами из окружающих пород, главным образом сланцев; месторождения этого типа известны в Казахской ССР, Замбии и Намибии.

Осадочный тип также подразделяется на ряд подтипов:

а) ванадиеносные битуминозные и кремнистые сланцы с ассоциацией ванадия с углеродом, молибденом, медью и другими металлами. Возраст ванадиеносных сланцев чаще всего Ст—S (Прибалтика, КазССР) или Р (США, Франция и другие страны). Запасы ванадия огромные и за этим типом большое будущее;

б) оолитовые осадочные руды железа с примесью ванадия (м-ния Керчь — Таманское, Лотарингия, Вабана и др.);

в) оолитовые осадочные руды марганца с примесью ванадия (Имини в Марокко) и бокситовые руды с примесью ванадия (Италия);

г) ископаемые и современные россыпи титаномагнетитовых песков и песчаников с примесью ванадия (см. соответствующий тип месторождений титана);

д) ряд месторождений асфальтита (Перу, США), нефти (Иран), угля (Аргентина), содержащих примесь ванадия.

Наиболее богатыми ванадием провинциями являются Прибалтика, хр. Каратау (КазССР), западные штаты США, Перу, Танзания, Намибия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 272 с.

Карнититовые месторождения западных штатов США. М., Госгеол-издат, 1946, 170 с.

Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968, 245 с.

НИКЕЛЬ

Никель широко используется как легирующая добавка к сталям, составная часть специальных сплавов и в чистом виде. Мировая выплавка никеля (без СССР) превысила в последнее время ежегодно 250—300 тыс. т металла и приходится в основном на Канаду, Австралию, Новую Каледонию, Кубу.

Кларк никеля составляет 0,02%, металл связан главным образом с основными и ультраосновными, в меньшей мере умеренно кислыми породами.

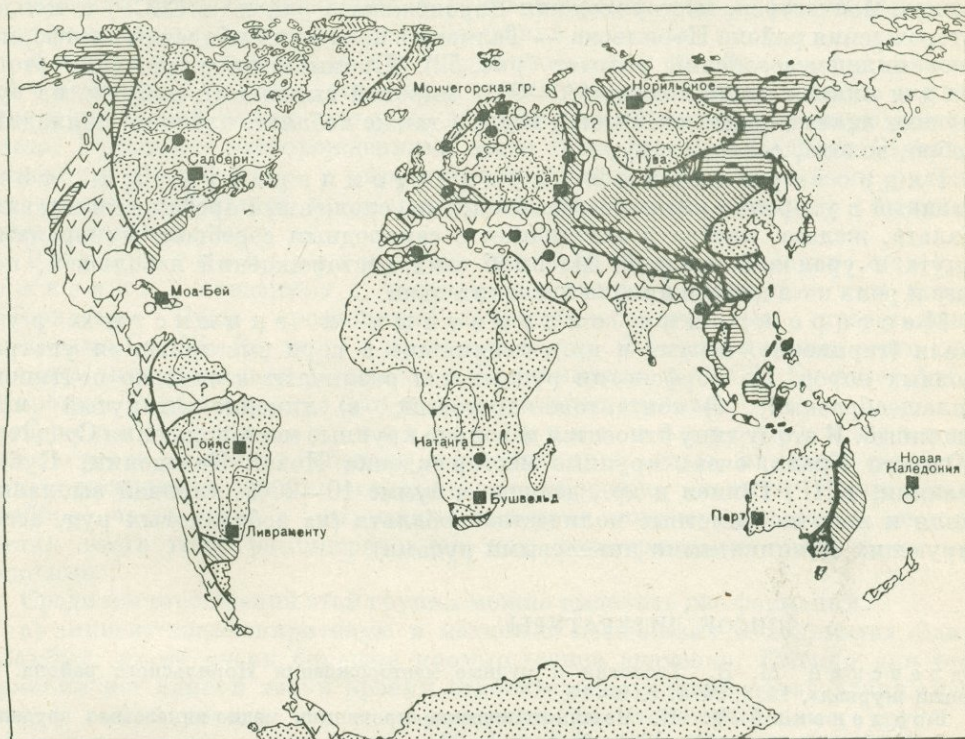


Рис. 52. Главные мировые месторождения никеля и кобальта.

Условные обозначения см. на рис. 48. Черным значком показаны никелевые месторождения, светлым — кобальтовые.

Главными промышленными рудами являются: пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni})\text{S}$ с содержанием Ni в пределах 22—42%; миллерит NiS (Ni ~ 65%), никелин NiAs (Ni 44%), а также гарниерит $\text{Ni}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (NiO до 46%), пезуит и его аморфная разновидность ревинскит $(\text{Ni}, \text{Mg})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_8$ (NiO до 51%).

Из этих минералов важнейшее значение имеют пентландит и силикатные минералы никеля, на которые падает соответственно 80 и 20% выплавки. Кондиция для сульфидных руд (обычно содержащих кроме никеля также медь, кобальт, платиноиды и др.) — 0,3% Ni, для силикатных руд — 0,6%.

Для никеля выделяют следующие генетические типы промышленных месторождений.

Ликвационный тип медно-никелевых сульфидных руд состава пентландит — пирротин — халькопирит с примесью магнетита, пирита, арсенидов никеля и кобальта, минералов платины, палладия и др. Месторождения этого типа связаны с основными-ультраосновными породами: поритами,

габбро, оливиновыми диабазами, пироксенитами, перидотитами и образовались в результате ликвации основной магмы, богатой сульфидами. Массивы основных-ультраосновных пород часто расслоены (стратифицированы), имеют лакколито- или лополитообразную, иногда силлообразную форму и формировались в спокойной тектонической обстановке — в пределах платформ.

Геологический возраст почти всех значительных месторождений этого типа докембрийский (Садбери в Канаде, Рюстенбург в ЮАР, Перт в Австралии, Печенга, Мончегорск, месторождения Воронежского района в СССР) и только месторождения района Норильска — Талнаха в пределах Сибирской платформы имеют нижнемезозойский возраст (рис. 52). Промышленное значение этого типа для никеля очень велико (80—90% мировой выплавки); попутно из руд получают значительные количества меди, а также кобальт, платину, палладий, серебро, золото, селен, теллур.

Гидротермальный среднетемпературный тип, связанный с умеренно кислыми гранитоидами, сложенный арсенидами никеля, кобальта, железа, иногда в ассоциации с самородным серебром, минералами висмута и урановой смолдой. Масштаб этих месторождений небольшой, поэтому и роль их в добыче никеля незначительна.

Месторождения силикатных и глинистых руд никеля (гарниерит, непуит и др.), возникшие в коре выветривания ультраосновных пород. По морфологии рудных тел различают несколько подтипов: а) плащеобразный; б) контактово-карстовый; в) линейно-вытянутый или трецинный. К этому типу относятся довольно крупные месторождения Среднего и Южного Урала, очень крупные месторождения Новой Каледонии, Кубы, Бразилии, КНР, Гвинеи и др., дающие в сумме 10—20% мировой выплавки никеля и попутно заметные количества кобальта (из асболоановых руд, ассоциирующих с силикатными никелевыми рудами).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Годлевский М. Н. Геология и рудные месторождения Норильского района. — «Горный журнал», 1958, № 6, с. 9—14.

Годлевский М. Н. Металлогенетические провинции медно-никелевого оруденения. — «Советская геология», 1961, № 3, с. 7—22.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., «Недра», 1968, 352 с.

Зонтов Н. С. Закономерности дифференциации медно-никелевых сульфидных расплавов. — «Советская геология», 1958, № 6, с. 102—120.

Кротов Б. П. Закономерность распределения на Урале комплексных месторождений железных, никелевых и кобальтовых руд категории выветривания. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1945, № 2, с. 26—36.

Chételat E. La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle-Caledonie. Bull. S. G. Fr. 5 Sér. t XVII, 1947, 105. p.

КОБАЛЬТ

Кобальт применяется главным образом в качестве легирующей добавки к специальным сортам стали и как составная часть сверхтвердых сплавов (с хромом, вольфрамом, молибденом) в резцах быстрорежущих инструментов.

Мировая выплавка кобальта (без СССР) составляет около 20 тыс. т в год и падает главным образом на Заир (Конго) и Замбию; сравнительно немного кобальта производят также Канада, Марокко, КНР, Бирма, Норвегия, Финляндия, США, Куба и некоторые другие страны. Кларк кобальта в земной коре

0,004%; элемент связан как с основными и ультраосновными породами, так и с умеренно кислыми гранитоидами.

Из минералов кобальта промышленное значение имеют: линнеит Co_3S_4 (40—53% Co); кобальтин CoAsS (до 35% Co); смальтин CoAs_{2-3} (до 24% Co); сферокобальтит CoCO_3 (до 50—55% Co); асболоан $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot \text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (до 32% CoO и 11% NiO).

Нижний предел содержания в рудах кобальта 0,05—0,1%. Выделяются следующие генетические типы месторождений кобальта.

Л и к в а ц и о н н ы й тип медно-никелевых сульфидных руд, связанный с основными — ультраосновными комплексами в пределах щитов и платформ и играющий решающую роль для никеля, но весьма скромную для кобальта. Крупными месторождениями этого типа являются Садбери (Канада), Рюстенбург (ЮАР) и др. с пирротин-халькопирит-пентландитовыми рудами, содержащими небольшую примесь кобальта, извлекаемого попутно с никелем, медью, платиноидами и др.

В ы с о к о т е м п е р а т у р н о е г и д р о т е р м а л ь н ы е м е с т о р о ж д е н и я, связанные с умеренно кислыми гранитоидами или иногда габброидами. Руды арсенопирит-глаукоdot-кобальтиновые, представлены арсенидами Co, Ni, Fe, часто с примесью золота. Представителями этого типа являются месторождения Дашкесан и Владимирское в СССР, Бу-Аззер-Акбар в Марокко. Роль этого типа для кобальта второстепенная.

С р е д н е - н и з к о т е м п е р а т у р н ы е г и д р о т е р м а л ь н ы е м е с т о р о ж д е н и я кобальта в ассоциации с медью, никелем, серебром, иногда висмутом и ураном, связанные с умеренно кислыми гранитоидами и габбро; часто связь с интрузиями неясна и поэтому некоторые месторождения этого типа рассматриваются как телетермальные или даже как осадочные.

Среди месторождений этой группы можно выделить две формации:

а) линнеит-халькопиритовую в медистых песчаниках и доломитах Заира и Замбии; имеет очень большое промышленное значение. Именно для этой формации нет единой точки зрения относительно условий образования: одни геологи рассматривают эти месторождения как телетермальные, другие — как осадочные.

б) смальтин-хлоантит-никелин-аргентитовую, иногда с примесью висмута и урана, генетически связанную с умеренно кислыми гранитоидами поздних этапов развития складчатых зон или процессами активизации в постскладчатый платформенный этап.

К этой группе месторождений относятся Co—Ni—Ag месторождения Канады (Кобальт, Саус-Лорэн и др.) и Тувы (Хоуваксинское); к ней примыкают месторождения пятиэлементной (Co—Ni—Ag—Bi—U) формации района Большого Медвежьего озера (в Канаде) и Рудных гор (в Чехословакии и Саксонии).

Роль этих месторождений в добыче кобальта довольно заметная.

Г и п е р г е н н ы е а с б о л а н о в ы е м е с т о р о ж д е н и я, обычно тесно ассоциирующие с гидросиликатными и глинистыми рудами никеля и подчиненные, как и последние, коре выветривания ультраосновных пород. Асболоановые руды известны и разрабатываются на Урале, в Новой Каледонии, на Кубе, в КНР; роль их для кобальта второстепенная.

Рассматривая концентрации кобальта по металлогеническим провинциям и эпохам, следует подчеркнуть, что наиболее крупные месторождения кобальта связаны с протерозойскими гранитоидами (или осадочными процессами?)

Центральной Африки в Заире и Замбии, а также с габброидами районов Сад-бери — Кобальт в Канаде (также протерозойского возраста).

Сравнительно меньшие концентрации кобальта связаны с гранитоидами и габброидами герцинского цикла (Тува, Марокко, Рудные горы) и мезо-кайнозой (Куба, Закавказье, Новая Каледония).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кондратьев А. В., Рудашевский Н. С. О возрасте оруденения Ni—Co Хоуваксинского месторождения (Тувинская АССР). — «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 6, с. 1418—1421.

Крутов Г. А. Месторождения кобальта. М., Гостеолтехиздат, 1959, 232 с.

Унксов В. А. Типы медно-никель-кобальт-мышьяковой минерализации в Алтайско-Саянской складчатой области. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 5, с. 554—566.

Щербачков Д. И. Дашкесан как сырьевая база кобальта. — «Цветные металлы», 1939, № 2, с. 33—38.

МОЛИБДЕН

Молибден получил широкое применение во второй четверти XX в. в металлургии качественных сталей и специальных сплавов. Современная выплавка молибдена (без СССР и КНР) составляет ~ 40 тыс. т ежегодно; из этого количества 80—90% дают США, остальное — Мексика, Чили, Финляндия, Норвегия, Канада, Перу, Япония и некоторые другие страны.

Кларк молибдена в земной коре 0,001%, элемент связан с кислыми и умеренно кислыми гранитоидами.

Практически единственным промышленным минералом на молибден является молибденит MoS_2 (Mo 60%); небольшое развитие имеют также ферри-молибдит $\text{Fe}_2[\text{MoO}_4]_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (Mo 60%), повеллит CaMoO_4 (Mo 45%), вульфенит PbMoO_4 (Mo 25%) и ильземанит $\text{MoO}_3 \cdot \text{SO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (Mo 69%).

Для монометалльных руд кондиции приняты в пределах 0,1—0,2% Mo, для комплексных медномолибденовых и других руд минимальное содержание молибдена может составлять 0,04—0,05%, или быть еще ниже (~ 0,01%).

Среди промышленных типов месторождений, из которых получают молибден, необходимо отметить следующие:

Молибденоносные скарны с рассеянным среди гранат-пироксеновой скарновой породы шеелитом и наложенным прожилковым оруденением молибденита. Руды комплексные шеелит-молибденитовые, иногда висмутин-молибденитовые.

К этому типу относятся месторождения Тырныауз и Лянгар в СССР, Пайн-Крик в США, Азегур в Марокко и ряд небольших месторождений в Австралии, Румынии. Значение этого типа в качестве источника молибдена — подчиненное.

Высокотемпературные грейзеновые и кварц-вольфрамит-молибденитовые месторождения (иногда с примесью касситерита, висмутина и других минералов), связанные с кислыми гранитоидами поздних этапов развития герцинских и главным образом киммерийских складчатых структур.

Этот тип месторождений распространен весьма широко во многих районах СССР (Казахстан, Забайкалье, Дальний Восток), в КНР, Австралии, ЮАР. Значение в мировой добыче молибдена второстепенное.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения прожилково-вкрапленных, чисто молибденовых или чаще медно-молибденовых руд среди вторичных кварцитов, связанных с умеренно кислыми интрузиями средних этапов развития складчатых зон главным образом альпийского, в отдельных случаях герцинского и каледонского возраста.

К этому типу относятся многие месторождения СССР: Каджаран, Агарак и др. в АрмССР, Коунрад и Бошекуль в КазССР, Алмалык в УзбССР, Воровское и Туманное в Срединном хребте Камчатки и др.; ряд крупных месторождений США (Клаймакс, Бингем, Чино и др.), Канады (Эндако и др.), Мексики (Кананеа), Чили (Чукикамата, Потрерильос, Браден и др.), Югославии (Мачкатаца). Месторождения этого типа известны также в Болгарии, Греции, Турции, Иране, а близкие к ним по характеру оруденения месторождения также в Норвегии и Финляндии. Для молибдена этот тип имеет наибольшее значение и дает до 90% мировой добычи молибденитовых концентратов и попутно обеспечивает 60% мировой выплавки меди.

Осадочные месторождения типа молибден-ванадий-ураноносных сланцев — кремнистых и битуминозных, — чаще всего Cm—S и P возраста.

В мощных толщах сланцев сконцентрированы громадные запасы молибдена (вместе с ванадием и ураном); технология извлечения металлов разработана и за этим типом большое будущее.

По металлогеническим провинциям молибден распределяется следующим образом: докембрийскими являются провинции Балтийского щита, Канадского и южной части Африканского щита с небольшими месторождениями, роль которых в мировой добыче молибдена невелика (месторождения Норвегии, Швеции, Финляндии, Карельской АССР, Канады, ЮАР).

Каледонскими являются месторождения Квинсленда в Австралии и Бошекуль в Казахской ССР; роль для молибдена небольшая.

Герцинскими являются довольно крупные кварц-вольфрамит-молибденитовые и медно-молибденовые месторождения Казахской и Узбекской ССР, а также скарновое месторождение Азегур в Марокко. Роль месторождений этой эпохи для молибдена сравнительно невелика.

К киммерийскому циклу относятся кварц-молибденитовые месторождения Забайкалья и Северо-Востока СССР, а также довольно крупные месторождения юго-востока КНР. Роль этих месторождений в мировой добыче молибдена подчиненная.

Альпийская эпоха была наиболее продуктивной в отношении молибденовой минерализации. К ней относятся месторождения в СССР (Тырныауз, Каджаран, Агарак и др.), США (Клаймакс, Бингем и др.), Канаде, Мексике (Кананеа), Чили, а также в Югославии, Болгарии, Греции, Турции, Иране.

Для ряда месторождений альпийской эпохи определения абсолютного возраста рудоносных пород и руд дают цифры 10—25 млн. лет, что ограничивает период молибденовой минерализации возрастным интервалом мио-плиоцен.

На месторождения альпийского возраста приходится 90% мировой добычи молибденовых концентратов.

Отчетливо намечаются следующие главные молибденовые провинции мира (рис. 53):

1. Тихоокеанский мезо-кайнозойский пояс, охватывающий восточные районы СССР, юго-восток КНР, западные штаты США, Западную Канаду, Мексику, Чили.

2. Средиземноморский мезо-кайнозойский пояс, охватывающий Кавказ — Закавказье, Балканы, Турцию, Иран, Индонезию.

3. Казахстан-Среднеазиатскую рудную область с герцинскими и частью каледонскими месторождениями.

4. Канадско-Скандинавскую провинцию с докембрийскими месторождениями Канады, Норвегии, Швеции, Финляндии, Карельской АССР.

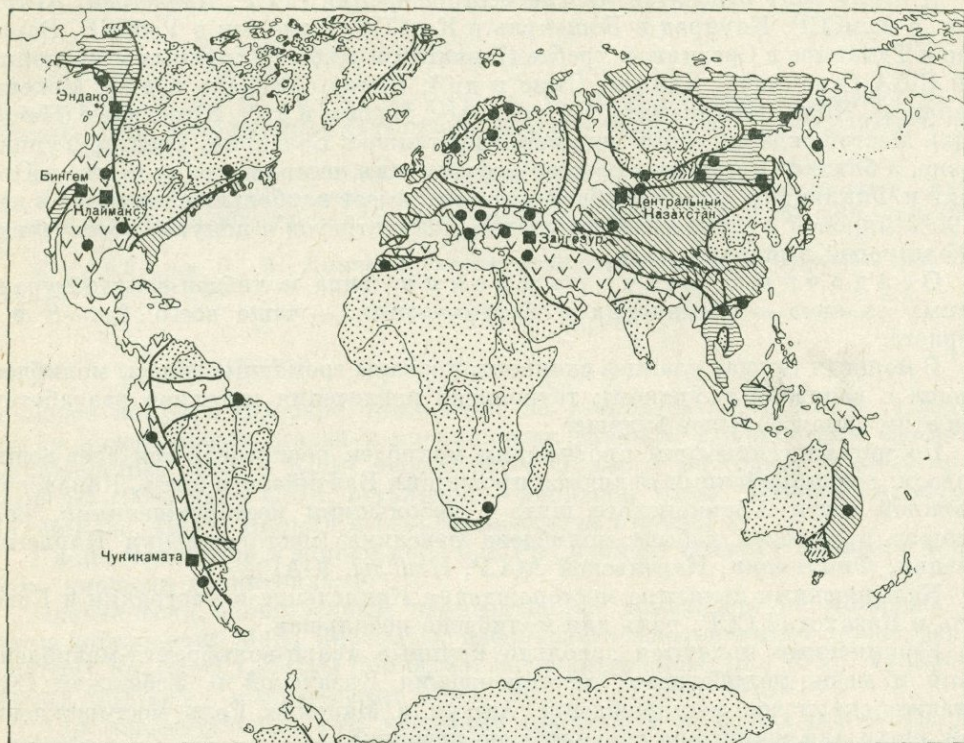


Рис. 53. Главные мировые месторождения молибдена.

Условные обозначения см. на рис. 48

Наиболее богаты молибденом и продуктивны две первые провинции, где особенно выделяются по насыщенности молибденом западные штаты США и Центральное Средиземноморье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Варданыц Л. А. К вопросу о генезисе молибденита вольфрамо-молибденовых месторождений «скарнового» типа. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1946, ч. 75, № 3, 233 с.

Долуханова Н. И. Опыт применения гидрохимической съемки на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958, 90 с.

Зеликман А. Н. Металлургия вольфрама и молибдена. М., «Металлургиздат», 1949, 246 с.

Коноплянцев М. А. Молибденовые месторождения Центрального Казахстана. — «Советская геология», 1959, № 2, с. 85—104.

Королев А. В. Структура и металлогения Алмалыка. Изд-во САИИ, 1941, 280 с.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Мовсесян С. А., Карамян К. А. Молибден. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. VI. Металлические полезные ископаемые. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1967, с. 123—190.

Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатын Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во АН Арм ССР, 1969, 330 с.

Покалов В. Т. Формации промышленных месторождений молибдена в истории геотектонического развития ряда молибденоносных провинций СССР. — «Советская геология», 1962, № 12, с. 3—15.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972, 271 с.

Пэк А. В., Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауза. М., Изд-во АН СССР, 1962, 168 с. (Труды ИГЕМ, вып. 56).

Хрущов Н. А. Тырнауз (скарновое вольфрамово-молибденовое месторождение на Северном Кавказе). — «Советская геология», 1958, № 2, с. 51—72.

Чухров Ф. В. Восточно-Коунрадское месторождение как представитель кварц-молибденовой формации Центрального Казахстана. — «Советская геология», 1948, № 31, с. 68—75.

Чухров Ф. В. Минералогия и зональность Восточного Коунрада. М., Изд-во АН СССР. 1960, 239 с. (Труды ИГЕМ, вып. 50.)

Vanderwilt I. W., King R. U. Hydrothermal alteration at the Climax molybdenite deposit. Min. Eng., vol. 7, No. 1, 1955, p. 41—53.

ВОЛЬФРАМ

Вольфрам получил промышленное применение с начала XX в. и в настоящее время используется как легирующая добавка к специальным сортам стали и составная часть твердых сплавов, применяемых в производстве быстрорежущих инструментов.

Мировая выплавка вольфрама составляет ежегодно около 30 тыс. т (без СССР), причем почти $\frac{2}{3}$ добычи вольфрамовых концентратов падает на страны Юго-Восточной Азии — КНР, Бирму, Малайзию и Тайланд; остальное количество добывается в Бразилии, Корее, Португалии, США, Канаде, Бразилии, Австралии, Аргентине, Испании и других странах.

Кларк вольфрама в земной коре 0,0001%, металл связан с кислыми и отчасти умеренно кислыми гранитоидами.

Главными рудными минералами являются вольфрамит $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$ (WO_3 76,5% или W 60,6%) с его разностями — гюбнеритом (марганцовистая разность) и ферберитом (железистая разность) — и шеелит CaWO_4 (WO_3 80,6% или W 63,9%).

Нижний предел содержаний в кондиционных рудах 0,1—0,2% WO_3 , но разрабатываются обычно более богатые руды с содержанием от 0,5—1 до нескольких процентов WO_3 .

Среди промышленных типов месторождений необходимо отметить следующие.

Шеелитоносные скарны обычно на контактах умеренно кислых гранитоидных массивов с карбонатными толщами, реже среди самих гранитоидных массивов или карбонатных пород. Гранат-пироксеновые пластообразные залежи, реже гнезда, жиллообразные тела содержат вкрапленность шеелита; иногда месторождения комплексные, и на шеелитоносные скарны накладывается более позднее оруденение молибдена, висмута, олова, меди и цинка, золота.

Для шеелита обычно отчетливо устанавливаются две генерации: ранняя «скарновая», рассеянная довольно равномерно среди гранат-пироксеновой массы скарна, и поздняя «гидротермальная», которая ассоциирует с кварцем, сульфидами, иногда касситеритом и обособляется в висячем боку скарновых

залежей в форме гнезд, или дает жилеобразные тела, секущие скарновые залежи.

Шеелит ранней генерации серовато-белый, мелкий, часто микроскопически пропускается; с ним связаны крупные запасы небогатых руд. Шеелит поздней генерации медово-желтый, образует хорошо ограненные крупные кристаллы дипирамидального габитуса, слагает небольшие рудные тела (гнезда, жилы) с очень высоким содержанием WO_3 , часто со значительным содержанием цинка, висмута, олова.

Месторождения шеелитоносных скарнов широко развиты в Среднеазиатских республиках (Майхура, Чорух-Дайрон, Такфон в ТаджССР; Игичке, Лянгар в УзССР; Сонкуль или Кумбель в КиргССР), известны на Северном Кавказе (Тырымауз), на Дальнем Востоке, в Западной Сибири, на Урале, а также в западных штатах США, Корее, Бразилии, Мексике, Австралии, Марокко, Пераке.

На этот тип падает 20—25% мировой добычи вольфрамовых (шеелитовых) концентратов.

Грейзеновые и гидротермальные высоко-среднетемпературные месторождения вольфрамита или гюбнерита, представленные кварцеворудными жилами, зонами грейзенизации, трубчатыми телами, штоками и штокверками, сформированными на умеренных глубинах в тесной генетической и пространственной связи (в эндо- и экзоконтактах) с массивами кислых гранитов поздних этапов развития складчатых зон, или периода активизации областей с завершенной складчатостью.

Кроме главных минералов кварца и вольфрамита (или гюбнерита), к рудам примешиваются флюорит, топаз, мусковит, касситерит, шеелит, молибденит, висмутин, арсенопирит, пирротин, сфалерит и другие минералы.

Нередко в месторождениях этого типа наблюдается вертикальная зональность с обогащением верхних горизонтов касситеритом и висмутином, средних — вольфрамитом и глубоких — молибденитом (Южный Китай), или верхних горизонтов вольфрамитом, а глубоких — молибденитом (Центральный Казахстан).

Месторождения этого типа широко распространены в киммерийских складчатых и активизированных структурах Забайкалья, Северо-Востока СССР, Юго-Восточного Китая, Кореи, Бирмы, Боливии, а также в герцинских структурах Центрального Казахстана, Монголии, Португалии, Испании, Аргентины и Турции.

Для вольфрама это важнейший тип: на коренные месторождения и россыпи, связанные с ними, падает почти $\frac{3}{4}$ мировой добычи вольфрамовых (вольфрамитовых и гюбнеритовых) концентратов.

Месторождения шеелит-ферберит-стибнитовой формации представляют средне-низкотемпературные гидротермальные образования малых глубин, тесно связанные с субвулканическими штоками и экструзивами андезито-дацитов, риолитов, гранит-порфиров обычно верхнемелового — палеогенового возраста.

Вольфрам в виде ферберита или шеелита тесно ассоциирует с стибнитом, низкотемпературным халцедоновидным кварцем, иногда киноварью, теллуридами золота и серебра. Месторождения образуются в конечные этапы развития складчатых зон или связаны с процессами активизации.

В СССР к этому типу относится ряд месторождений Восточного Забайкалья (Барун-Шивеинское, Ново-Ивановское и др.) и южного склона Большого Кавказского хребта в ГрузССР (Ноцара и др.). Из относительно крупных

зарубежных месторождений этого типа следует назвать рудники Атолия в Калифорнии, Иеллоу-Пайн в Айдахо, США (шеелит-антимонитовые с золотом), Боулдер в Колорадо, США и Ла-Либертад в Перу (ферберит-антимонитовые с золотом).

Роль этого типа в мировой добыче вольфрамовых концентратов невелика.

Распределение вольфрамовых провинций и роль различных металлогенических эпох представляются в следующем виде (рис. 54).

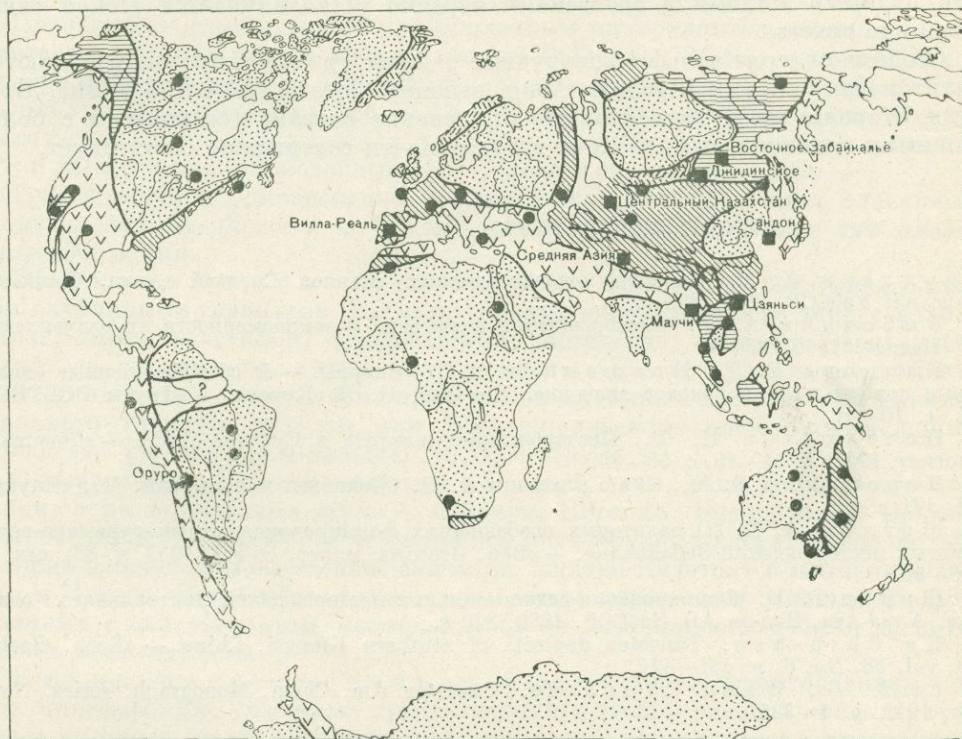


Рис. 54. Главные мировые месторождения вольфрама.

Условные обозначения см. на рис. 48.

Докембрийские месторождения редки и небольшого масштаба (в Канаде, Бразилии, Австралии, Намибии).

Каледонские вольфрамитовые жилы известны в Нигерии и Заире, а крупные зоны шеелитоносных скарнов — в Бразилии.

Герцинская эпоха довольно богата вольфрамом и представлена месторождениями кварц-вольфрамитовой формации в Португалии, Испании, Франции, Англии (Корнуолл), ГДР и ЧССР (Рудные горы), Турции, Аргентине, а также месторождениями шеелитоносных скарнов в Средней Азии и Австралии. Во многих районах минерализация связана с процессами активизации.

Киммерийская металлогеническая эпоха наиболее богата вольфрамом; к ней относятся кварц-вольфрамитовые и гюбнеритовые месторождения СССР (Забайкалье, Северо-Восток), КНР, Кореи, Бирмы, Малайзии, Боливии, а также месторождения шеелитоносных скарнов в западных штатах США, Мексике и Корее. На месторождения киммерийской эпохи приходится до 70%

мировой добычи вольфрамовых концентратов (с учетом добычи из россыпей).

Альпийские месторождения вольфрама немногочисленны; они известны на Дальнем Востоке СССР, в Боливии, США и Перу и относятся к кварц-вольфрамитовой и шеелит-ферберит-стибнитовой формациям.

Большинство крупных мировых вольфраморудных провинций (особенно герцинского и киммерийского возраста) совпадает территориально с оловорудными провинциями, а между кварц-вольфрамитовыми и кварц-касситеритовыми рудными жилами и грейзенами нередко устанавливается тесная связь и взаимопереходы.

Особняком стоят вольфраморудные районы, где главным типом являются шеелитоносные скарны (Средняя Азия, западные штаты США и Мексика, Бразилия, Корея); здесь вольфрамовое оруденение связано генетически с более основными гранитоидами, и олово в рудах почти совершенно отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент. Изд-во АН УзбССР, 1947, 395 с.

Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения, М., «Недра», 1965, 236 с.

Карпова Е. Д., Ивашенцов А. Г. Скарны. — В сб.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Под ред. Н. Н. Курека. — «Труды ВСЕГЕИ», 1954, с. 10—51.

Нечелюстов Н. В. Месторождения шеелита в Средней Азии. — «Советская геология», 1947, № 14—15, с. 58—89.

Перельман Ф. М., Зворыкин А. Я. Молибден и вольфрам. М., «Наука», 1968, 141 с.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960, 379 с.

Ke Chin-hsu. Tungsten deposits of southern Kiangsi, China. — «Econ. Geol.», 1943, vol. 38, No. 6, p. 431—474.

Li K. G., Wang Chung Yu. Tungsten Am. Chem. Monograph. series. New-York, 1947, p. 1—325.

МАЛЫЕ (РЕДКИЕ) МЕТАЛЛЫ

ОЛОВО

Олово — по меткому выражению академика А. Е. Ферсмана, «металл консервной банки», было известно в глубокой древности как составная часть бронзы — сплава меди с оловом. В настоящее время широко применяется в производстве белой жести и различных сплавов: баббитов, бронз, типографских сплавов.

Современная ежегодная выплавка олова составляет 200—250 тыс. т (без СССР), а добыча оловянных концентратов падает в основном на страны Юго-Восточной Азии: Малайзию, Индонезию, Южный Китай, Бирму, Таиланд, которые поставляют $\frac{2}{3}$ всего производства концентратов. Остальное количество приходится на Боливию, Нигерию, Заир, Руанду и Тасманию. Небольшое количество олова добывается в странах Европы (Португалия, Испания, Франция, Англия, ГДР) и совсем незначительное — в Северной Америке (Канада, США), Мексике и Японии.

В СССР богатые оловорудные районы известны в Забайкалье, на Малом Хингане, в Сихотэ-Алине и особенно на Северо-Востоке — бассейны Яны, Индигирки, Колымы и Анадыря. Перспективные оловорудные районы открыты и в Средней Азии.

Кларк олова в земной коре 0,0006%, элемент связан с кислыми и умеренно кислыми магматическими породами — интрузивными (граниты, гранодиориты) и их экструзивными — эффузивными аналогами (риолиты, порфиры и др.).

Практически единственным промышленным минералом на олово является касситерит, или оловянный камень состава SnO_2 (Sn 78,6%); очень небольшое значение имеют станнин — оловянный колчедан состава $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ (Sn 27,7%) и редко тиллит — $\text{SnS} \cdot \text{PbS}$ (Sn 30,4%). Из других минералов олова следует отметить его сложные сульфосоли с свинцом и сурьмой — франкеит и цилиндрит, а также турмалиноподобный борат олова и самородное олово.

Генетическая и одновременно промышленная классификация оловянных месторождений предложена С. С. Смирновым, который выделяет три оловорудные формации.

Формация оловоносных пегматитов, связанная с кислыми глубинными гранитами. Пегматиты кварц-микроклинового типа с альбитизированными участками, содержащими касситерит, который часто ассоциирует со сподуменом, литиевыми слюдами, топазом, турмалином, иногда с тантало-ниобатами. Касситерит представлен крупными кристаллами дипирамидального габитуса черного или темно-коричневого цвета, содержащими примесь (до 4%, иногда и больше) $\text{Nb}_2\text{O}_5 + \text{Ta}_2\text{O}_5$.

Оловоносные пегматиты известны в Средней Азии, Западной и Восточной Сибири, а из зарубежных стран — в Заире, Нигерии, Руанде и др. Обычно месторождения небольшие, за исключением двух крупных пегматитовых полей, имеющих большое промышленное значение: Маноно-Китоло в Нигерии и Бусанга в Руанде. Пегматитовая формация дает из коренных и главным образом связанных с ней россыпных месторождений до 10% мировой добычи касситеритовых концентратов.

Кварц-касситеритовая формация, представленная жилами, штокверками, участками грейзенизации в тесной связи с кислыми гранитами позднего этапа развития складчатых зон или областей активизации. Нередко наблюдается связь этой формации с оловоносными пегматитами, но чаще кварц-касситеритовые месторождения приурочены к гипабиссальным штокам гранитов и формируются в их апикальных куполах и породах экзоконтакта.

Касситерит в рудах этой формации тесно ассоциирует с топазом, флюоритом, литиевыми слюдами, а из рудных минералов — с вольфрамитом, висмутином, бериллом, реже с молибденитом, арсенопиритом, тантало-колумбитом, минералами урана и меди. Для олова эта формация является наиболее широко развитой и продуктивной; на коренные месторождения и главным образом россыпи, связанные с разрушением месторождений кварц-касситеритовой формации приходится до 70% мировой добычи касситеритовых концентратов.

В СССР к этому типу относится ряд месторождений Сибири, Средней Азии; в ряде зарубежных стран месторождения кварц-касситеритовой формации развиты очень широко. Для Малайзии, Индонезии, Бирмы, Таиланда, а также Португалии, Испании, Франции, Юго-Западной Англии (п-ов Корнуолл), Рудных гор (Циннвальд — Циновец, Альтенбург и др.), Северной Боливии — это главный тип промышленных оловянных месторождений.

Сульфидно-касситеритовая формация была выделена впервые С. С. Смирновым, который впоследствии изменил ее название, обозначив как «группу касситеритовых месторождений, богатых сульфидами или железистыми силикатами, или и теми, и другими». Обычно месторождения этой формации проявляются обособленно от первых двух и связаны с умеренно кислыми и малых глубин до приповерхностных гранитоидами.

Внутри этой формации по условиям образования и минеральным ассоциациям выделяются несколько подтипов:

а) высоко-среднетемпературные гидротермальные касситерит-турмалин-хлоритовые месторождения с пирротином, арсенопиритом и другими сульфидами. Примерами являются месторождения Восточного Забайкалья, Малого Хингана, Сихотэ-Алиня, Якутии, а также часть месторождений Боливии (Льяльягуа и др.), Тасмании (Зихан), Японии (Акенобе, Митата). Этот тип имеет важное промышленное значение;

б) скарные месторождения, в которых касситерит ассоциирует с арсенопиритом, шеелитом, пирротином, марматитом и др. К этому типу относятся небольшие месторождения Средней Азии, Карелии, а также Намибии и Аляски;

в) среднетемпературные гидротермальные касситерит-полиметаллические месторождения часто с тесными сростаниями касситерита и галенита. Примерами являются некоторые месторождения Сихотэ-Алиня, Боливии (Монсеррат), Мексики (район Чиуауа);

г) средне-низкотемпературные гидротермальные олово-серебряные месторождения, связанные с приповерхностными штоками риолитов. По составу руд они близки к предыдущему типу, но отличаются резко повышенной ролью серебра. Примерами являются крупные месторождения Потоси в Боливии и Пирквитас в Аргентине.

На месторождения сульфидно-касситеритовой формации (главным образом подтипов «а» и «г») падает 20—30% мировой добычи олова зарубежных стран, главным образом за счет крупных коренных месторождений Боливии.

Мировые ресурсы олова по металлогеническим эпохам и провинциям распределяются следующим образом.

Докембрийские и нижнепалеозойские оловорудные провинции располагаются в пределах щитов и их складчатого обрамления и связаны главным образом с процессами активизации. К ним относятся месторождения СССР (Восточный Саян, Карелия), Заира, Нигерии, Руанды, ЮАР (Трансвааль). На эти районы падает до 10% мировой добычи оловянных концентратов, в основном из россыпей, связанных с разрушением оловоносных пегматитов и кварц-касситеритовых жил и грейзенов.

Герцинские оловорудные провинции известны в Средней Азии, КазССР, а также в Западной Европе (Корнуолл, Рудные горы, Испания, Франция, Португалия и др.). В прошлом их роль в мировой добыче олова была ведущей, но в настоящее время на них приходится не более 3—5% мирового производства касситеритовых концентратов из кварц-касситеритовых месторождений.

Киммерийские провинции олова наиболее богаты и продуктивны, расположены в юго-восточной и северо-восточной частях Азии, где представлены кварц-касситеритовыми и сульфидно-касситеритовыми месторождениями. Коренные месторождения и связанные с ними россыпи этих провинций дают до 70% мировой добычи оловянных концентратов.

Альпийские оловянные провинции, представленные главным образом сульфидно-касситеритовыми месторождениями, известны в Боливии и Северной

Аргентине, а также на востоке СССР и в Японии. Они дают до 20% мировой добычи олова, главным образом из коренных месторождений.

Таким образом, 90% современной мировой добычи олова падает на киммерийские и альпийские провинции, расположенные в Юго-Восточной и Северо-Восточной Азии и Боливии.

В расположении главнейших оловорудных районов (рис. 55) устанавливается определенная закономерность, впервые подмеченная С. С. Смирновым, — оловорудные районы располагаются во внешних зонах Тихоокеанского

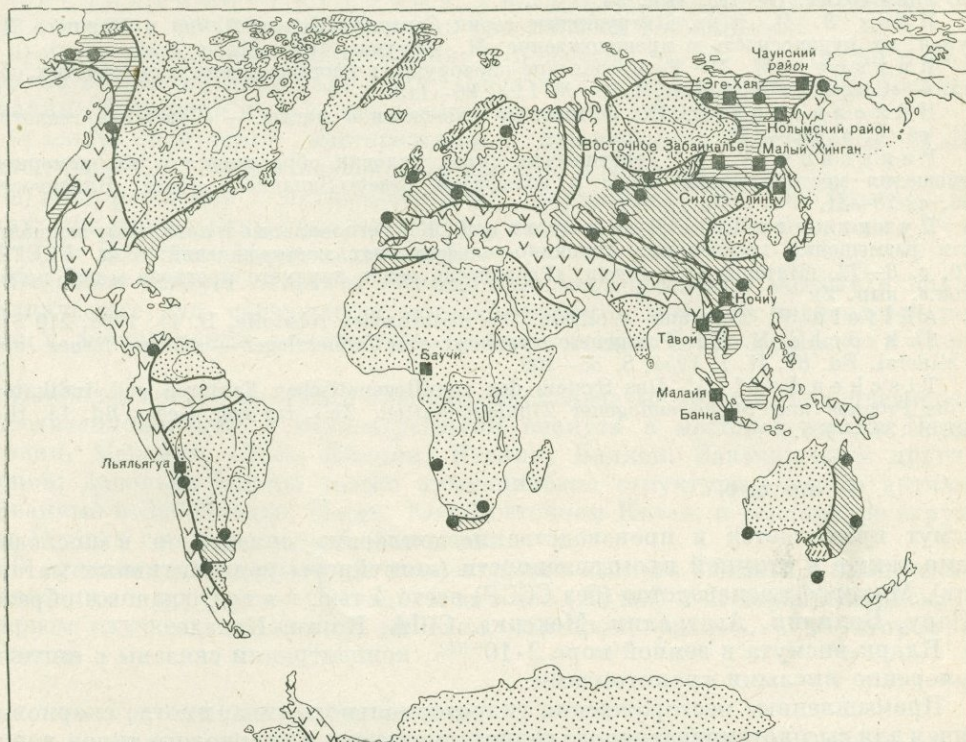


Рис. 55. Главные мировые месторождения олова.

Условные обозначения см. на рис. 48

и Средиземноморского металлогенических поясов, в районах развития кислых гранитоидов поздних и частью конечных этапов. Во внутренних зонах тех же поясов, где развиты более основные типы магматических пород, характер металлогении иной — резко преобладает медь, а олово почти совершенно отсутствует. Отсюда обычный антагонизм олова и меди: широкое развитие одного из металлов исключает наличие крупных концентраций другого.

Кислые оловоносные граниты внедрялись вдоль региональных глубинных разломов в зонах интенсивного тектонического прогибания и переплавления спалической оболочки, богатой оловом. Разломы такого типа установлены в Юго-Восточной Азии (Малайзия — Бирма — Южный Китай — Индонезия), Северо-Восточной Азии, Боливии, Северной Аргентине, Западной Европе. В пределах щитов-платформ богатые оловом провинции известны лишь на Африканской платформе (Заир, Нигерия, Руанда), где поля оловоносных

пегматитов и кварц-касситеритовых жил приурочены, по данным М. И. Ицксона, к активизированным участкам платформы, на окраинах ее, в связи с внедрением вдоль разломов каледонских гранитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—45.
- Болдырева А. М. Зависимость морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. М., Изд-во АН СССР, 1941, с. 25—63. (Труды ИГН АН СССР. Сер. мин.-геохим. (№ 12), вып. 54.)
- Изох Э. П. и др. Интрузивные серии Северного Сихота-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967, 384 с.
- Ицксон М. И. Распределение оловородных месторождений в складчатых областях. — «Советская геология», 1958, № 1, с. 86—113.
- Никольский А. П. О генезисе оловоносной магмы. — «Советская геология», 1941, сб. 4, с. 125—126.
- Радкевич Е. А. Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама Северо-Западного пояса. Владивосток, 1966, с. 28—31.
- Рундквист Д. В., Денисенко В. К. Региональные и локальные закономерности размещения грейзеновых оловянно-вольфрамовых месторождений. Изд. ВСЕГЕИ, 1970, с. 3—72. (Материалы к совещ. «Разработка основ научного прогноза м-ний полезн. ископ.», вып. 2).
- Ahlfeld F. Zinn und Wolfram. Die metallischen rohstoffe, B. 11, 1958, 210 S.
- Schröche H. Zur Paragenese erzgebirgescher Zinnerzlager — stätten. Neues Jahrb. für Mineral. Bd. 87, H. 1, 1954, S. 33—109.
- Tischendorf G. Das System der metallogenetischen Faktoren und Indikatoren bei der Prognos und Suche endogener Zinnlagerstätten. Zeit. für ang. Geol., Bd. 14, H. 8, 1968, S. 393—405.

ВИСМУТ

Висмут применяется в производстве легкоплавких сплавов, а в последнее время также в атомной промышленности (контейнеры радиоактивных материалов). Мировое производство (без СССР) всего 4 тыс. т в год, главным образом в Перу, Боливии, Австралии, Мексике, США, Корее, Канаде.

Кларк висмута в земной коре $2 \cdot 10^{-5}\%$, концентрации связаны с кислыми и умеренно кислыми гранитоидами.

Промышленные месторождения гидротермального типа, иногда скарновые, причем для высокотемпературного гидротермального и скарнового типов характерна ассоциация Bi—W—Sn (As, Mo), а для среднетемпературного гидротермального типа ассоциации: Bi—Cu , Bi—Au и Bi—Co—Ni—Ag—U .

Главными рудными минералами висмута являются: самородный висмут — Bi (95—99% Bi); висмутин — Bi_2S_3 (81% Bi); бисмит — Bi_2O_3 (89% Bi); бисмутит — $\text{Bi}_2[\text{CO}_3][\text{OH}]_4$ (87% Bi).

При разработке месторождений специально на висмут нижним пределом содержания принимается 0,1—0,2% Bi в руде, а при комплексной разработке с попутным извлечением висмута практическое значение имеют содержания в сотые доли процента.

Главными генетическими типами месторождений являются:

Скарновые месторождения, обычно шеелитоносные, с наложенной минерализацией арсенопирита, касситерита, висмутина и самородного висмута (Средняя Азия), вольфрамита и висмутина (Сандон в Южной Корее), молибденита и висмутина (Байтца в Румынии), Масштаб висмутовой минерализации скарновых месторождений небольшой; значение их подчиненное.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения, представленные двумя формациями:

а) грейзеновой с вольфрамит-касситерит-висмутиновыми рудами, из которых висмут извлекается попутно (главные металлы здесь вольфрам и олово); к этому типу относятся месторождения Забайкалья и Юго-Восточного Китая;

б) сульфидно-касситеритовой с вольфрамитом и висмутином, связанной с гранитоидами малых глубин; к этому типу относятся месторождения Боливии (Тасна и др.), в прошлом игравшие важную роль в добыче висмута.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения, представленные тремя различными формациями:

а) медно-висмутовые месторождения (с примесью As, Pb, Zn, Ag, Au и др.), развитые в Средней Азии (Адрасман, Джелтимас и др.) и провинции Тоскано в Италии (Бочегано и др.). Это важный источник висмута;

б) золото-висмутовые месторождения, известные в Австралии, СССР (Алдан, АрмССР); висмут извлекается попутно с золотом;

в) месторождения пятиэлементной формации (Bi—Co—Ni—Ag—U) с попутным извлечением висмута; к этому типу относятся месторождения Рудных гор и Большого Медвежьего озера.

Отдельно следует отметить колчеданные месторождения медных и полиметаллических руд, содержащих примесь висмута, который извлекается попутно в значительных количествах (месторождение Серро-де-Паско в Перу и др.).

Наиболее богаты висмутом альпийские складчатые зоны — Тихоокеанская и Средиземноморская с концентрациями висмута в месторождениях Перу, Боливии, Мексики, США, Японии, Италии, Балкан, Закавказья и других районов; довольно богаты также киммерийские структуры, частью активизированные в Забайкалье, Корею, Юго-Восточном Китае, и герцинские структуры Рудных гор и Восточной Австралии.

В пределах штифов-платформ концентрации висмута связаны с процессами активизации в протерозое (Канада) и мезозое (Алдан) с ассоциацией висмута в первом случае с кобальтом, никелем, серебром, ураном, а во втором — с золотом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Морозов Н. Д. Адрасманский район висмутовых месторождений. — «Редкие металлы», 1934, № 3, с. 26—29.

Янишевский Е. М., Харитонов М. И. Адрасманское медно-висмутовое месторождение. — «Советская геология», 1939, № 4—5, с. 78—94.

МЫШЬЯК

Соединения мышьяка применяются главным образом в качестве ядохимикатов для борьбы с грызунами, саранчей и другими вредителями сельского хозяйства; небольшие количества металлического мышьяка используются в сплавах, производстве стекла, медицине.

Мировое ежегодное производство белого мышьяка — As_2O_3 составляет 80—100 тыс. т (без СССР) и приходится главным образом на Швецию, США, Мексику и Францию.

Кларк мышьяка в земной коре 0,0005%, он связан с кислыми и умеренно кислыми гранитоидами, значительно реже — с основными и щелочными породами.

Главными рудными минералами мышьяка являются: арсенопирит FeAsS (As 46%); лёллингит FeAs_2 (As 72,8%); реальгар AsS (As 70%); аурипигмент As_2S_3 (As 61%); меньшее значение имеют энаргит Cu_3AsS_4 (As 19%), теннантит $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$ (As до 20—22%) и скородит $\text{FeAsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (As 27—36%).

Минимальное приемлемое для разработки содержание мышьяка в руде — 2%, но обычно разрабатываются значительно более богатые руды с содержанием 5—10% и выше.

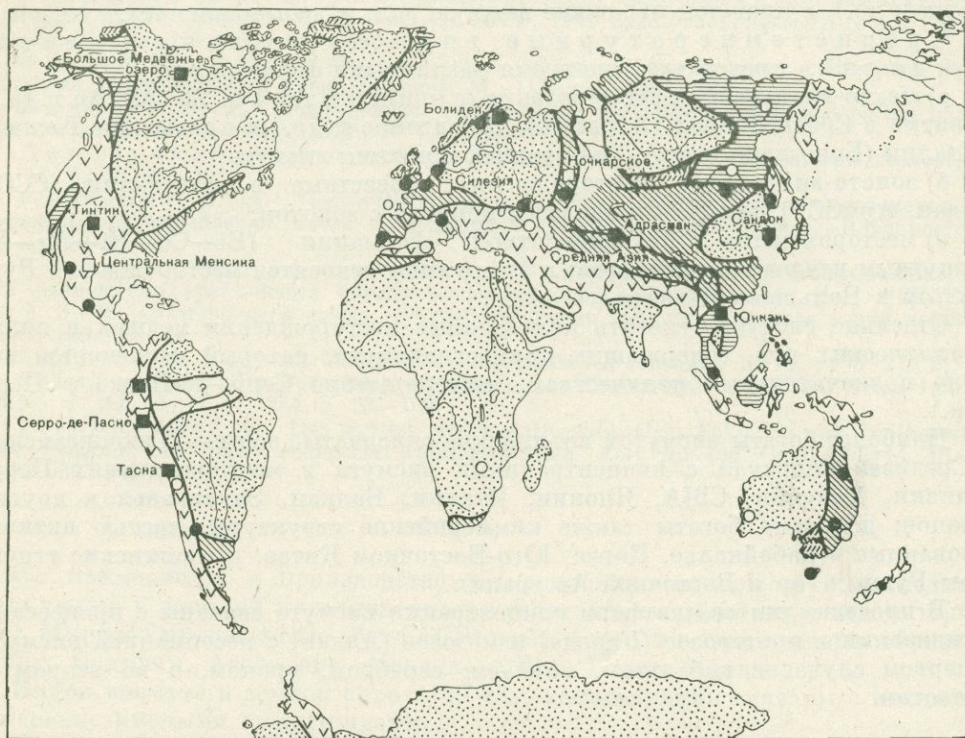


Рис. 56. Главные мировые месторождения висмута и мышьяка.

Условные обозначения см. на рис. 48. Черным значком показаны висмутовые месторождения, светлым — мышьяковые

Значительная часть мышьяка добывается попутным извлечением его в форме «газового» мышьяка при переработке медных, полиметаллических и других руд, содержащих небольшую примесь мышьяка.

Все промышленные месторождения относятся к гидротермальному классу, внутри которого выделяются три рудные формации.

Высокотемпературные гидротермальные месторождения арсенопиритовой формации (с примесью иногда лёллингита, пирротина, висмутита, касситерита, шеелита, самородного золота и др.), представленные жилами, линзами, неправильными по форме метасоматическими телами. Эта формация развита широко и играет для мышьяка наиболее важную роль.

Примерами месторождений являются: Болиден в Швеции (линзы в сланцах), месторождения Южного Урала, Забайкалья, Кавказа (жилые), Средней Азии (метасоматические тела в карбонатных породах).

Среднетемпературные гидротермальные месторождения мышьяково-полиметаллической формации с значительной ролью наряду с арсенопиритом также теннантита, энаргита, сфалерита, галенита, халькопирита и других сульфидов. Роль этого типа месторождений значительна, но уступает первому.

Примерами месторождений являются месторождения Средней Азии (Такели и др.), Забайкалья, а также Бьютт в США.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения реальгар-аурипигментовой формации, иногда с примесью стибнита и киновари, представленные жилами, штокверками или штоками. Роль этого типа в добыче мышьяка подчиненная. Примерами месторождений являются Лухуми и Кодис-дзири в ГрузССР, Чаувай в КиргССР, Дарридагское в АзССР (Нахичеванская АССР), Кагызман в Турции, ряд месторождений Румынии, Японии, Китая.

По рудным провинциям и металлогеническим эпохам мышьяковые месторождения распределены (рис. 56) следующим образом. Докембрийским по возрасту является крупнейшее месторождение Болиден в Северной Швеции; герцинскими — многие месторождения СССР (Средняя Азия, Южный Урал), Польши (Силезия), Франции; киммерийскими — месторождения Забайкалья, Юго-Восточного Китая; альпийскими — месторождения Кавказа и Закавказья, Турции, Балкан, Японии, Мексики, западных штатов США.

Характерно, что докембрийские и герцинские месторождения относятся в основном к арсенопиритовой формации (с примесью золота или олова, кобальта, вольфрама, висмута), в то время как среди киммерийских и особенно альпийских месторождений велика роль мышьяково-полиметаллических и реальгар-аурипигментовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вольфсон Ф. И., Кушнарев И. П. Некоторые особенности структур мышьяковых месторождений Мосрифской группы Зеравшано-Гиссарской горной системы. Труды Ин-та цветных металлов и золота, 1947, № 19, с. 20—37.

Демчук А. И. Геологический очерк Лухумского реальгар-аурипигментового месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1935, ч. 64, вып. 1, с. 166—201.

Магакьян И. Г. Вольфрамовые и мышьяковые месторождения бассейна р. Варзоб. — «Советская геология», 1941, № 1, с. 72—81.

Чичинадзе К. И. Металлогения Горной Рачи и Сванетии. М., Изд-во АН СССР, 1945, 96 с. (Кавказ. экспед. СОПС).

Чупилин И. И. Генетические типы мышьяковых месторождений Средней Азии. — В сб. Научные итоги ТПЭ. М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 420—470.

Ödman O. H. Geology and ores of the Boliden deposits. SGU, Set, C, 438, Arsbok 35, Nr. 1, p. 1—190.

СУРЬМА

Сурьма применяется в сплавах со свинцом и оловом, которые идут для производства аккумуляторов, подшипников, типографских шрифтов и др. Соединения сурьмы употребляются в производстве огнестойких тканей, красок, резины, спичек, боеприпасов.

Ежегодная мировая выплавка сурьмы составляет (без СССР) 40—50 тыс. т и производится главным образом в КНР и Боливии, в сравнительно небольших масштабах также в Мексике, Алжире, ЮАР, Югославии, Франции, Японии, Турции и других странах.

Кларк сурьмы в земной коре 0,00005%, повышенные концентрации связаны с кислыми и умеренно кислыми гранитоидами.

Главной и практически почти единственной рудой на сурьму является стибнит (антимонит) состава Sb_2S_3 (Sb 71,7%); небольшое значение имеет блеклая руда тетраэдрит $3Cu_2S \cdot Sb_2S_3$ (Sb 15—20%), а также сульфосоли сурьмы со свинцом и галенит, содержащий изоморфную примесь (до 1—2%) сурьмы. Минимальное содержание в кондиционных рудах 1—2% Sb, но обычно разрабатываются более богатые руды с содержанием 5—6% и выше.

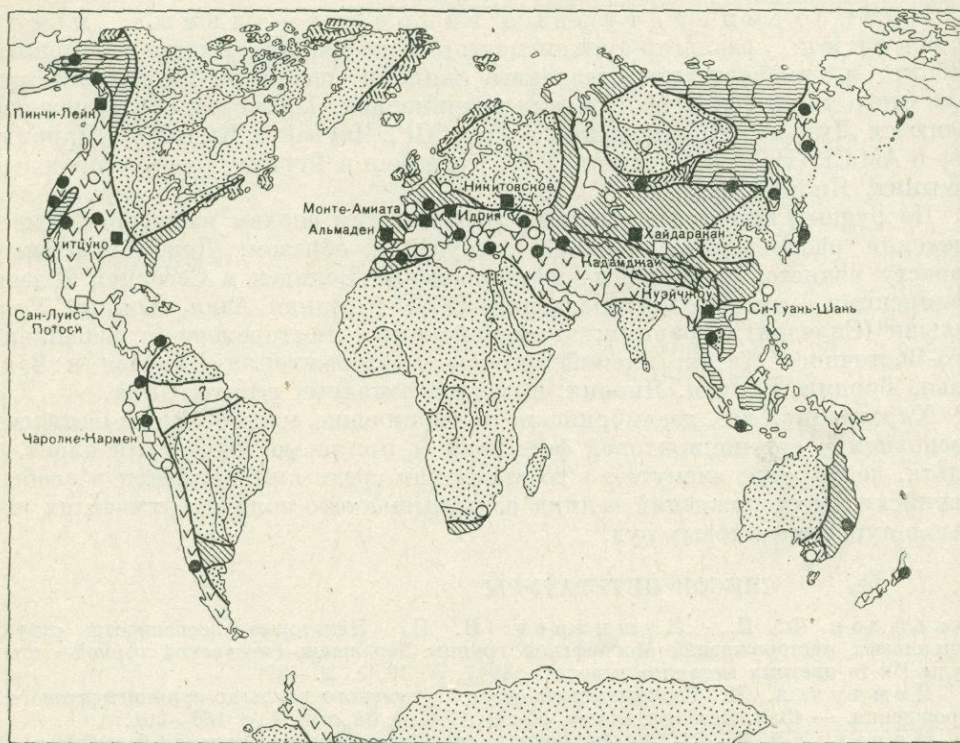


Рис. 57. Главные мировые месторождения сурьмы и ртути.

Условные обозначения см. на рис. 48. Черным значком показаны месторождения ртути, светлым — сурьмы

Все промышленные месторождения сурьмы относятся к низкотемпературному гидротермальному типу и группируются в две формации.

Кварц - флюорит - антимонитовые руды умеренных глубин с простым минеральным составом, залегающие среди осадочных, обычно карбонатных пород. К этой формации относятся крупные месторождения Юго-Восточного Китая, Северной Боливии, Мексики, Балкан, Средней Азии, дающие в сумме свыше 90% мирового производства сурьмы и попутно некоторое количество ртути.

Ферберит - шеелит - антимонитовые руды малых глубин, часто тесно связанные с вулканическими очагами и горячими минеральными источниками.

Состав руд значительно сложнее, чем в первой формации, ибо здесь существенна роль ферберита, шеелита, теллуридов золота и серебра и других минералов, дающих мелкозернистые или колломорфные агрегаты. К этой формации

относятся сравнительно небольшие месторождения Италии (Тоскана), Японии, часть месторождений Мексики и западных штатов США, некоторые месторождения Забайкалья и Закавказья. Роль этой формации в производстве сурьмы подчиненная. Металлогенические провинции сурьмы по эпохам представлены на рис. 57. Месторождений сурьмы докембрийского или нижне-среднепалеозойского возраста неизвестно. К герцинскому циклу некоторые геологи относят месторождения Средней Азии, но по накопившимся в настоящее время многочисленным данным правильнее их считать киммерийскими. Заведомо киммерийскими являются крупные месторождения Юго-Восточного Китая, часть месторождений СССР.

Наибольшее число месторождений и среди них ряд крупных относится к неоген-палеогеновому металлогеническому циклу. Сюда относятся месторождения Боливии, Мексики, Южного Китая, а также месторождения Италии, Югославии, Турции, Кавказа — Закавказья, Алжира, Японии, западных штатов США, Перу, Чили, Забайкалья и др.

Следует отметить, что сурьмяные месторождения почти всегда относятся к поздним и конечным этапам развития металлогении складчатых зон, или связаны с процессами активизации уже консолидированных структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Поляков А. К. Геологическая служба на руднике Кадамджай (Ср. Азия). — В сб.: «Рудничная геология», 1946, с. 70—90.

Поляков В. Э. Ртуть и сурьма. М., Госгеолгиздат, 1955, с. 5—207. («Оценка месторождений при поисках и разведках», вып. 15.)

Сажин Н. П. Сурьма. М., «Металлургиздат», 1941, 152 с.

Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1959, ч. 88, вып. 1, с. 48—59.

Жан V. C. Mineral resources of China. — «Econ. Geol.», 1946, vol. 41, No. 4, p. 2, Supplement, p. 399—474.

РТУТЬ

Ртуть применяется главным образом в контрольно-измерительных приборах, в производстве детонаторов, электротехнике. Мировое производство металла (без СССР) составляет в год 6—7 тыс. т и приходится главным образом на Испанию и Италию (по $\frac{1}{3}$ части мировой добычи), а также на Югославию, Мексику, США, КНР, Канаду.

Среднее содержание ртути в земной коре $5 \cdot 10^{-6}\%$. Ртуть нерастворима в воде, но легко растворяется в щелочах, давая соединения типа $\text{HgS} \cdot n\text{Na}_2\text{S}$ (двойные щелочные сульфиды), на чем и основана гипотеза о ее переносе щелочными гидротермальными растворами. Главным промышленным минералом ртути является киноварь — HgS (86,2% Hg), небольшое значение имеют блеклая ртутная руда и самородная ртуть.

Нижний предел содержания в рудах, подвергающихся разработке, составляет $\sim 0,1\%$, но часто разрабатываются намного более богатые руды с содержанием от 0,5—1 до нескольких процентов ртути.

Все промышленные месторождения ртути относятся к низкотемпературным гидротермальным образованиям, среди которых выделяют (1961) два типа: 1) связанные с умеренно кислыми гранитоидными (или базальтоидными?) очагами, не вскрытыми на поверхности; 2) образованные в приповерхностных условиях в связи с вулканической деятельностью и горячими минеральными источниками.

По минеральным ассоциациям выделялось пять рудных формаций: киноварная, антимонит-киноварная, ртутно-полиметаллическая, золото-ртутная, ртутно-мышьяковая.

В. А. Кузнецов и А. А. Оболенский (1970 г.) считают, что по признаку связи с магматизмом ртутные месторождения могут быть разбиты на три группы.

В первую группу включены месторождения, расположенные в областях современного и недавнего вулканизма, тесно связанные с действующими горячими минеральными источниками и fumarолами. К этой вулканогенной группе относятся известные месторождения Стимбот-Спрингс и Сульфур-Бенк в США, района Пухи-Пухи в Новой Зеландии, рудопроявления вулкана Менделеева на о. Кунашир и горячих источников Апашель на Камчатке. К этой же группе относятся месторождения Вышковского района Закарпатской области и одно из крупнейших в мире ртутных месторождений Монте-Амиата в Италии (провинция Тоскана).

Месторождения опалитового типа связаны с проявлениями синхронного вулканизма андезит-базальтовой группы; намечается генетическая связь оруденения с глубинными подкоровыми очагами базальтоидной магмы.

Во вторую группу входят месторождения, для которых характерна структурная связь с глубинными разломами и ассоциация с гипербазитами и полями даек основных пород — производных глубинного подкорового магматизма (это самостоятельные малые интрузии, не связанные с гранитоидами).

К этой группе относятся месторождения Алтае-Саянской провинции (Акташское, Чаган-Узунское и др.), Чонкой в Тянь-Шане, месторождения северо-востока Якутии, гигантское месторождение Альмаден в Испании, многие месторождения США и Канады и, по-видимому, Никитовское в Донбассе.

Наконец, в третью группу входят телетермальные месторождения, не обнаруживающие связей ни с проявлениями магматизма, ни с глубинными разломами. Сюда относится часть месторождений Северо-Западного Кавказа, Средней Азии и Юго-Восточного Китая. Для этой группы наиболее вероятна отдаленная связь оруденения с нескрытыми глубинными магматическими очагами.

Таким образом, наиболее обоснован вывод о преимущественной связи ртутного оруденения с базальтоидным магматизмом, с деятельностью глубинных подкоровых магматических очагов. На основе материалов по изучению ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока В. А. Кузнецов (1968) выделяет две категории месторождений: а) собственно ртутные, практически монометалльные; б) месторождения сложные, комплексные, ртутьсодержащие полиметалльные, в которых ртуть служит не существенным компонентом, а только примесью в рудах. Практическое значение имеют месторождения первой категории, среди которой выделяются две группы рудных формаций.

К первой группе относятся низкотемпературные эпитеермальные (гидротермальные плутонические) и телетермальные месторождения, не обнаруживающие связи с синхронным вулканизмом.

Ко второй группе отнесены субвулканические (гидротермальные вулканогенные) месторождения.

Большая часть изученных месторождений Сибири и Дальнего Востока относится к первой группе (эпитеермальные и телетермальные месторождения), среди которой выделены три рудные формации: ртутная (сурьмяно-ртутная),

золото-сурьмяно-ртутная и мышьяково-ртутная со своими минеральными типами. Во второй группе (субвулканической) выделена всего одна рудная формация — мышьяково-сурьмяно-ртутная.

Среди комплексных ртутьсодержащих месторождений сложного состава также выделены отдельные рудные формации: ртутно-сурьмяная, ртутно-сурьмяно-мышьяковая (реальгаровая), ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, оловянная сульфидно-касситеритовая, эпitherмальная золото-серебряная, полиметаллическая.

Ртутная (сурьмяно-ртутная) рудная формация играет наиболее важную роль в мировой добыче ртути; выделяются следующие минеральные типы:

а) лиственитовый, или магнезиально-карбонатно-киноварный, вдоль зон глубинных разломов с серпентинитовыми поясами. К этому типу относятся месторождения Чаган-Узунское в Горном Алтае, Чазадыр в Туве, Светловское на о. Сахалин, Чонкой в Южной Фергане, месторождения Малого Кавказа и Калифорнии;

б) карбонатно-киноварный среди карбонатных толщ с пластообразными поднадвиговыми рудными телами: Акташское в Горном Алтае, Хайдаракан и Чаувай в Южной Фергане;

в) кварц-диксит-киноварный среди песчано-глинистых и вулканогенно-осадочных толщ: Курайское в Горном Алтае, Пламенное и Палянское на Чуколке, Никитовское в Донбассе, Альмаден в Испании;

г) барит-киноварный среди эффузивно-туфогенных толщ: Орлиногорское на Салаире, Терлигхайское в Туве.

Золото-сурьмяно-ртутная формация развита в Северо-Восточной Якутии и в ней выделяются два типа: золото-антимонит-киноварный (Колымчанское рудное поле) и карбонатно-киноварный (Сэбикчанское рудное поле).

Мышьяково-ртутная формация представлена в Таймырской складчатой области в герцинских структурах хр. Бырранга, где в составе низкотемпературного оруденения преобладает реальгар при подчиненной роли киновари, антимонита и пирита.

Что касается месторождений второй группы (субвулканической), то в пределах Сибири и Дальнего Востока они развиты слабо. К этой группе относятся рудопроявления Камчатки, Сахалина и Курильских островов; сюда же следует отнести небольшие ртутные месторождения Вышковского района в Закарпатье, месторождения Западных Карпат, а также очень крупные месторождения Монте-Амиата в Италии и Хуанкавелика в Перу.

Все эти месторождения и рудопроявления условно объединяются в мышьяково-сурьмяно-ртутную формацию, тесно связанную с неогеновым — четвертичным вулканизмом и деятельностью горячих минеральных источников (Сульфур-Бенк, Стимбот-Спрингс, Пухи-Пухи, Апапель и др.).

Рассматривая вопрос о металлогенических провинциях и эпохах ртути, следует отметить справедливость вывода многих авторов о молодом, преимущественно мезо-кайнозойском, возрасте ртутных месторождений. Подавляющее большинство ртутных месторождений сформировано в заключительные стадии развития подвижных складчатых зон, а также в связи с явлениями тектономагматической активизации складчатых областей и платформ.

Достаточно отчетливо выявляется важнейшая закономерность в размещении практически всех ртутных месторождений мира в пределах трех планетарных мезо-кайнозойских структур: складчатых Средиземноморского и Тихо-

океанского поясов и складчато-глыбового Тянь-Шань — Южно-Сибирского пояса (см. рис. 57).

Очень характерна и закономерна приуроченность ртутного оруденения во всех рудных провинциях к линейным поясам, контролируемым глубинными разломами регионального масштаба, глубокого заложения и длительного развития.

Благоприятны для локализации ртутного оруденения разломы, достигавшие подкоровых глубин, мантийные, сопровождающиеся гипербазитовыми поясами, а также более поздними посторогенными малыми интрузиями, производными базальтоидной магмы. В ряде районов для локализации ртутного оруденения особенно благоприятны зоны глубинных разломов в древних складчатых структурах, испытывавшие мезозойскую тектоно-магматическую активизацию (Средняя Азия, складчатое обрамление юга Сибирской платформы, юго-востока Китайской платформы и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1969, 182 с. (Труды Северо-вост. компл. научн.-исслед. ин-та АН СССР.)
- Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968, 291 с.
- Захаров Е. Е., Королев Н. И. Структура рудного поля, минералогический состав и генезис Никитовского ртутного месторождения в Донецком бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1940, 108 с.
- Королев А. В. Условия локализации ртутных месторождений Средней Азии и методы их изучения. — «Труды Среднеазиат. индустр. ин-та», 1947, вып. 2, с. 26—64.
- Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. — В сб.: Закономерности размещения полезн. ископ., т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 302—314.
- Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 1, с. 3—21.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР. В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 23—55.
- Мельников С. М. Ртуть. М., «Металлургиздат», 1951, 380 с.
- Некрасов И. Я. Ртутное оруденение на северо-востоке Якутии. — «Советская геология», 1964, № 1, с. 95—105.
- Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-шаня. Фрунзе, «Илим», 1969, 239 с.
- Никольский И. Л. Структурные факторы локализации ртутного оруденения в Донбассе и их поисковое значение. — «Труды Донецкого политехн. ин-та», 1962, т. 64, вып. 4, с. 47—59.
- Панов Б. С. Структура и рудоносность Чегарникского купола Никитовского ртутного месторождения в Донбассе. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1957, ч. 86, вып. 3, с. 365—374.
- Полярков В. Э. Хайдаракан. Геология и рудоносность. М., Изд-во АН СССР, 1937, 279 с.
- Полярков В. Э. О некоторых общих закономерностях распространения ртути. — «Вестник АН КазССР», 1966, № 2, с. 13—23.
- Сауков А. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972, 336 с.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолиздат, 1947, 78 с.
- Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 289—301.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964, 287 с.
- Armstrong J. E. Pinchi Lake mercury belt British Columbia. In.: Structural geology of Canadian ore deposits. Montreal, 1948, vol. 1, p. 138—140.
- Kusnezow W. A. Die Quecksilberprovinzen der Ud SSR. Zeit. für angew. geol., Bd. 17, H. 5, 1971, S. 169—180.

Медь и ее сплавы широко применяются в электротехнической и химической промышленности и машиностроении, при устройстве силовых линий.

Мировая ежегодная выплавка меди составила 5 млн. т (без СССР), и по уровню производства медь стоит непосредственно после стали и алюминия. Наиболее значительная выплавка меди производится в США и Чили, а также в Заире, Замбии, СССР, Канаде, Мексике, Японии, Югославии, ГДР и Испании.

Среднее содержание меди в земной коре 0,01%, известны очень крупные эндогенные концентрации в генетической связи с умеренно кислыми гранитоидами и реже основными породами и экзогенные (осадочные) концентрации среди пестроцветных толщ протерозоя и более молодого возраста.

Главными и широко распространенными рудными минералами меди являются: халькопирит CuFeS_2 (Cu 34,5%), халькозин Cu_2S (Cu 79,8%), борнит Cu_5FeS_4 (Cu 63,3%), ковеллин CuS (Cu 66,4%), куприт Cu_2O (Cu 88,8%), самородная гипогенная или гипергенная медь (Cu ~ 100%); меньшее значение имеют также теннантит $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{As}_2\text{S}_3$ (Cu 57,5%), тетраэдрит $3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ (Cu 52,3%), анаргит Cu_3AsS_4 (Cu 48,3%), малахит $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ (Cu 57,4%), азурит $2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ (Cu 55,3%), хризоколла $\text{CuSiO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Cu 36,1%), атакамит $\text{CuCl}_2 \cdot 3\text{Cu}(\text{OH})_2$ (Cu 59,5%) и некоторые другие минералы.

Почти 90% мировой выплавки меди приходится на сульфидные руды, среди которых главное значение имеют халькозиновые руды зоны вторичного сульфидного обогащения; лишь около 10% выплавки приходится на самородную медь, окислы, водные карбонаты и другие минералы зоны окисления.

Главное количество металла выплавляется из руд, содержащих около 1% и более меди, но нижним пределом содержания для крупных месторождений прожилково-вкрапленных руд, разрабатываемых открытым способом, является 0,3—0,5% Cu.

Среди промышленных типов медных месторождений выделяются следующие:

Ликвационные месторождения формации медно-никелевых (пирротин-халькопирит-пентландитовых) руд, тесно связанных с основными породами в пределах щитов-платформ.

Главным металлом этого типа является никель; попутно получают медь, кобальт, платиноиды и другие элементы. Содержание меди обычно 1—2% (иногда до 12%), представлена она халькопиритом.

К этому типу относятся месторождения: Садбери в Канаде, Рюстенбург в ЮАР, Перт в Австралии, Норильское, Талнахское, Мончегорское и Воронежское в СССР. Возраст всех месторождений протерозойский, за исключением рудного района Норильска — Талнаха, где оруденение нижнемезозойское. Значение этого типа в мировой выплавке меди второстепенное (порядка 4—5% общемировой выплавки).

Скарновая формация, меднорудный тип, связанный с умеренно кислыми гранитоидами, среди гранат-пироксеновых скарнов в контактовых зонах интрузивных массивов. Руды пирротин-магнетит-халькопиритовые, содержания меди от нескольких до 10%, неравномерное, отдельными гнездами.

Примерами являются Гумешевские и Турьинские рудники на Урале, Бисби и Моренси в США, Ягука в Японии, Тиенпаошан в Китае и др. Значение типа в мировой выплавке меди подчиненное.

Высокотемпературные гидротермальные субвулканические месторождения медно-турмалиновой и медно-оловянной формаций с халькопирит-борнит-энаргит-теннантитовыми рудами, ассоциирующими с турмалином, иногда молибденитом или касситеритом.

Для меди это малораспространенный тип. Из крупных месторождений к нему относится месторождение Браден (Эль-Теньенте) в Чили, Акенобе и Митате в Японии, а также ряд небольших месторождений в Норвегии (Телемаркен), АрмССР (Мед-дзор) и др. Значение в мировой выплавке небольшое.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения — важнейший тип среди эндогенных концентраций меди. Выделяются три формации:

а) формация вкрапленных и прожилково-вкрапленных (рассеянных, порфириновых — porphyry copper) месторождений, связанных с умеренно кислыми гипабиссальными штоками гранитоидов. Минерализованы купола интрузивных штоков и породы кровли в экзоконтактных зонах; оруденение представлено вкрапленностью и тонкими прожилками пирита, халькопирита, реже борнита, энаргита, блеклых руд, молибденита и других сульфидов. Содержание меди невысокое — от 0,3—0,5 до 0,8—1%, часто характерна примесь молибдена от тысячных долей до 0,05—0,1%.

На ряде месторождений этого типа первичные убогие руды не разрабатываются, промышленный интерес представляют лишь халькозиновые руды, возникшие в процессе вторичного сульфидного обогащения. Месторождения этого типа развиты особенно широко в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов альпийского возраста, но известны также в пределах более древних палеозойских и протерозойских структур.

Наиболее значительными месторождениями этого типа являются месторождения Каджаран и Агарак в АрмССР, Коунрад и Бошекуль в КазССР, Алмалык в УзбССР, а из зарубежных — Бингем в США, Чукикамата и Потрерильос в Чили, Кананеа в Мексике, Бетлехем и Кошпер-Маунтин в Канаде и др.

Для меди эта формация является наиболее важной, на нее падает 50—60% мировой выплавки меди и попутно до $\frac{1}{3}$ мировой добычи молибденитовых концентратов;

б) формация колчеданных месторождений, тесно связанных с вулканогенно-осадочными толщами, среди которых образует линзы, залежи, жилы и штокверки, тела неправильной формы массивных пирит-халькопиритовых руд с примесью борнита, блеклых руд, энаргита, сфалерита, барита, галенита и других минералов, окруженных ореолом вкрапленной минерализации. Массивные руды содержат 2—3% и больше меди, иногда 4—5% и больше цинка, немного золота и серебра.

Примерами являются крупные колчеданные месторождения Урала (Дегтярское, Блявинское, Сибаяевское, Гай и др.), Северного Кавказа (Урупское и др.), Закавказья (Алаверди, Шамлуг, Кафан, вероятно Филизчай и др.), а также Испании (Рио-Тинто), Югославии (Бор), Болгарии (Радка, Челопеч и др.), Турции (Эргани-Маден, Дзансул), Японии, США, Канады, КНР.

Геологический возраст месторождений различный: среднепалеозойский на Урале и Северном Кавказе, мезо-кайнозойский для остальных отмеченных выше районов. Генетически месторождения связываются с субвулканическими малыми интрузиями и корневыми частями вулканических аппаратов, изливших те эффузивные толщи, среди которых залегает оруденение. Экономическое значение этого типа важное — на него падает до 20% мировой выплавки меди;

в) формация жильных энаргитовых и халькозин-ковеллиновых богатых руд среди гранитоидных массивов. К этому типу относится крупное месторождение Бьютт в США.

Низкотемпературные гидротермальные месторождения меди, среди которых выделяются две формации: медистых песчаников и самородной меди с цеолитами.

а) Формация пластовых медистых песчаников с рассеянным сульфидным (халькозин, борнит, халькопирит, сфалерит, галенит, иногда линнеит, джезказганит и др.) оруденением, замещающим карбонатный цемент песчаников. Руды довольно богатые: содержание меди в них обычно 2—3% и выше, в отдельных случаях они содержат также свинец и цинк (1—2% и больше), кобальт (0,05—0,1% и больше), а из рассеянных элементов — рений, германий, кадмий.

К этому типу относится ряд очень крупных меднорудных полей: Джезказганское в СССР, меднорудный пояс Заира — Замбии и др., дающих в сумме до 20% мировой выплавки меди. Однако отнесение этой формации к низкотемпературному гидротермальному типу и ее связь с глубинными магматическими очагами не являются бесспорными, и ряд геологов (В. С. Домарев, Ю. В. Богданов и др.) считают эти месторождения осадочными;

б) формация самородной меди с цеолитами, иногда с примесью самородного серебра и домейкита (Cu_3As), залегает среди конгломератов и основных эффузивов — мелафиров, диабазов и др. Руда содержит около 1% меди и немного серебра.

Единственным крупным месторождением этого типа является Мичиган, или Верхнее в США; проявления известны в ряде районов СССР и других стран. Роль этого типа в мировой выплавке меди небольшая.

Инфильтрационные месторождения меди среди песчаников с карбонатным цементом, окаменелыми растительными остатками и битумами. Месторождения очень небольшого масштаба, представлены линзами и гнездами с рудами, сложенными водными карбонатами меди, хризоколлой, халькозином, гипергенной самородной медью. Содержание меди в рудах до 3—5%, очень неравномерное. Примерами подобных месторождений являются Приуральские, Наукат в Средней Азии, район Корокоро в Боливии.

Промышленное значение типа ничтожно.

Формация медистых сланцев и песчаников осадочного генезиса. К этому типу достоверно относится Мансфельдское месторождение среди черных битуминозных и мергелистых сланцев перми в ГДР. Сульфиды меди (халькозин, борнит, халькопирит и др.) пропитывают сланцы и рассеяны в них в виде мельчайших выделений — шариков и палочек, напоминающих по форме бактерии. Руды содержат 2—3% меди, местами обогащены цинком и свинцом, содержат также немного серебра, кобальта, молибдена, рения и других металлов, которые извлекаются комплексно. Считают, что месторождение образовалось в условиях сероводородной фации бассейна при активной роли анаэробных бактерий.

Осадочные месторождения меди известны в районе Онтанагон шт. Мичиган (США) среди сланцев позднекьюотинского возраста, в провинции Сычуань в КНР среди сланцев перми и триаса. Осадочные концентрации меди изучены в СССР (Удокан в Читинской области) среди песчано-сланцевой толщи протерозоя и осваиваются в Польше (Силезия).

Роль осадочных месторождений меди пока невелика, но имеются перспективные значительного роста, если подтвердится осадочный генезис таких продуктивных районов, как Джезказган и медный пояс Заира — Замбии.

Рассматривая закономерности распределения концентраций меди в земной коре в пространстве и во времени, можно выделить следующие меднорудные провинции и эпохи, богатые медью:

1. Докембрийские провинции: Заир и Замбия с месторождениями типа медистых песчаников (телетермального или осадочного? генезиса), Удокан

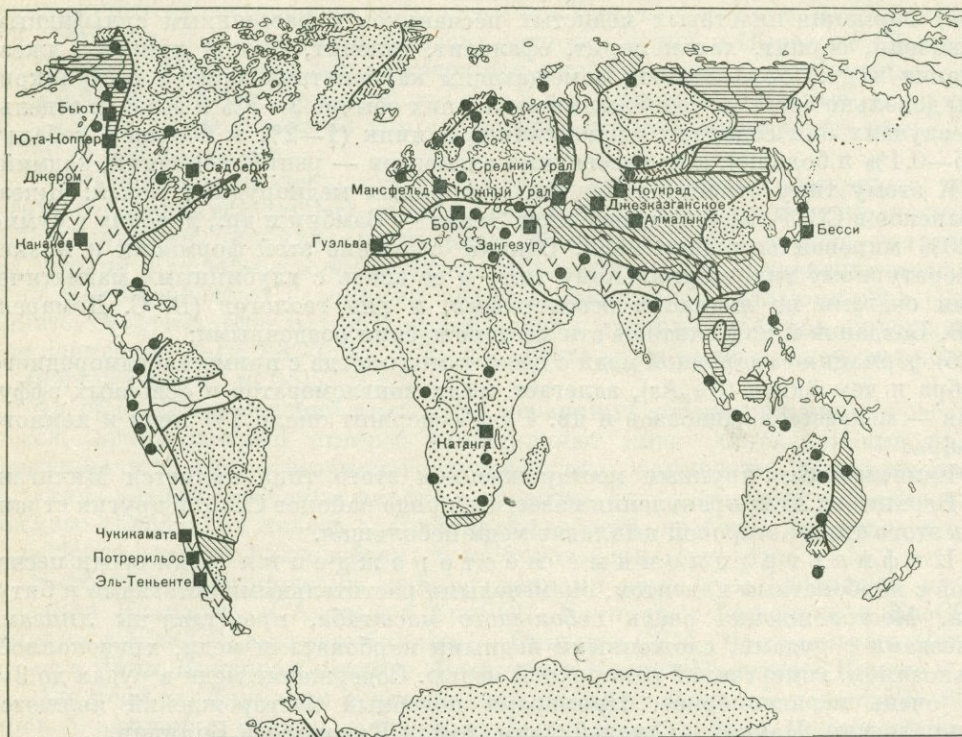


Рис. 58. Главные мировые месторождения меди.

Условные обозначения см. на рис. 48

в Читинской области (осадочного генезиса), Онтанагон в шт. Мичиган (осадочного генезиса), Верхнее (самородная медь с цеолитами), Садбери (ликвационное медно-никелевое месторождение). На докембрийские провинции падает около $\frac{1}{4}$ мировой выплавки меди.

2. Средне- и верхнепалеозойские провинции: Урал с колчеданными и скарновыми месторождениями, Казахская ССР с прожилково-вкрапленными месторождениями (Коунрад, Бошекуль) и медистыми песчаниками Диезкагана, Узбекская ССР с прожилково-вкрапленными месторождениями (Алмалык и др.), Мансфельд в ГДР, ряд месторождений в КНР и Австралии. Значение этих провинций велико для СССР. На палеозойские провинции приходится около $\frac{1}{10}$ мировой выплавки меди.

3. Мезо-кайнозойские провинции: Средиземноморский пояс с колчеданными месторождениями Балкан, Турции, Кипра, Закавказья и вкрапленным типом на Балканах и в Закавказье; Тихоокеанский пояс с крупными колчедан-

ными и вкрапленными месторождениями в Канаде, западных штатах США, Мексике, Перу, Чили, а также в Японии и на Филиппинах. На мезо-кайнозойские провинции приходится почти $\frac{3}{4}$ мировой выплавки меди.

Богатые медью провинции располагаются во внутренних зонах металлогенических поясов, в области развития основных и умеренно кислых магматических пород ранних и главным образом средних этапов развития складчатых зон (рис. 58).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аветисян Х. К. *Металлургия черновой меди*. Metallurgizdat, 1954, 484 с.
- Богданов Ю. В., Кочин Г. Г. и др. *Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны*. — В сб.: *Геология и закономерности размещения полезных ископаемых*. Л., «Недра», 1966, 386 с.
- Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. *Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений*. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1970, 63 с. (Материалы к совещ. «Разработка основ научного прогноза м-ний полезн. ископ.», вып. 5.)
- Газизова К. С. *Медное месторождение Коунрад*. М., Госгеолтехиздат, 1957, 130 с.
- Домарев В. С. *О генезисе месторождений типа медистых песчаников*. Материалы ВСЕГЕИ. *Полезные ископаемые*. М.—Л., № 4, 1948, с. 3—20.
- Заварицкий А. Н. *О генезисе колчеданных месторождений*. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 3, с. 3—18.
- Коржинский Д. С. *Петрология турьинских скарновых месторождений меди*. — «Труды ИГН АН СССР. Сер. геол.», 1948, вып. 68, 148 с.
- Магакьян И. Г. *Алавердский тип оруденения и его руды*. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1947, 101 с.
- Наковник Н. И. *Вторичные кварциты, их минералогические фации, генезис и практическое значение*. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 1, с. 135—150.
- Попов В. М. *О происхождении месторождений медистых песчаников гидротермального типа*. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1951, № 5, с. 3—17.
- Резников И. П. *К вопросу о генезисе Удакянского месторождения*. — «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2, с. 85—94.
- Сапожников Д. Г. *Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана*. — «Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 93, 121 с.
- Сатпаев К. И. *Основные результаты комплексного изучения и вопросы генезиса Дзезказгана*. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 3, с. 11—21.
- Скрипченко Н. С. *Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа)*. М., «Недра», 1966, 292 с.
- Смирнов В. И. *Конвергентность колчеданных месторождений*. — «Вестник Моск. ун-та», 1960, № 2, с. 19—26.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. *Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа*. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2, с. 3—15.
- Твалчрелидзе Г. А. *О колчеданных месторождениях Кавказа*. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 2, с. 212—215.
- Vateman A. *Notes of the origin of the Rhodesian copper deposits*. — «Econ. Geol.», 1956, vol. 51, No. 6, p. 555—564.
- Collins J. *Summary of Kinoshitas Kuroko deposits of Japan*. — «Econ. Geol.», 1950, vol. 45, No. 4, p. 363—376.
- Garlick W. G. *Origin of the Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia*. — «Econ. Geol.», 1955, vol. 50, p. 880—884.
- Kautzsch E. *Die Sedimentaren Erzlagerstätten des Unteren Zechsteins*. Freib. Forshungshefte, Hf. 44, 1958, S. 14—21.
- Knoerr A. W. *San Manuel — America's newest Large Copper Producer*. — «Eng. and Min. Journ.», 1956, vol. 157, No. 4, p. 75—100.
- Schouten C. *The role of sulphur bacteria in the formation of the so-called sedimentary copper ores and pyritic ore bodies*. — «Econ. Geol.», 1946, vol. 41, No. 5, p. 517—538.
- White W. S., Wright J. C. *Sulfide — Mineral zoning in the Basal Nonesuch Shale, Northern Michigan*. — «Econ. Geol.», 1966, vol. 61, No. 7, p. 1171—1190.

Свинец применяется главным образом в аккумуляторной и кабельной промышленности, в подшипниковых и типографских сплавах, а также в рентгено-технике и атомной промышленности. Выплавка свинца в зарубежных странах превышает в настоящее время 2 млн. т металла в год и приходится главным образом на США, Канаду, Австралию и Мексику; значительные количества свинца дают также Перу, Бирма, Югославия, Италия, ФРГ, Польша.

Цинк широко применяется в сплавах (латуни, бронзы и др.), используемых в машиностроении, а также в покрытиях (оцинкование — белая жечь) и в производстве цинковых белил. Выплавка цинка в зарубежных странах составляет около 4 млн. т в год и приходится главным образом на США, Австралию, Канаду, Мексику, Польшу, ФРГ, Италию.

Среднее содержание свинца в земной коре составляет 0,002%, а цинка 0,02%, причем оба элемента тесно связаны обычно с умеренно кислыми гранитоидами и встречаются совместно. Главными промышленными минералами свинца являются: галенит PbS (Pb 86,6%, обычно содержит примеси Sb , Bi , Ag), сульфосоли свинца и сурьмы типа джемсонита, буланжерита и др. (Pb 50—55%), церуссит $PbCO_3$ (Pb 77,6%), англезит $PbSO_4$ (Pb 68,3%). Нижний предел содержания в разрабатываемых рудах свинца 1%.

Главными промышленными минералами цинка являются: сфалерит ZnS (Zn 67%, обычно содержит примесь Cd , часто также In , Ga , Ge , Co), смитсонит $ZnCO_3$ (Zn 52%), каламин $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$ (Zn 53,7%). Нижний предел содержания в разрабатываемых рудах цинка 2%.

В связи с тем, что оба металла — свинец и цинк — обычно концентрируются совместно, генетические типы их месторождений являются общими и представлены следующими рудными формациями.

Скарновая формация с линзами, гнездами, трубообразными телами или вкрапленностью сульфидов свинца и цинка среди пироксен-эпидотовых скарнов в контактовых зонах умеренно кислых гранитоидов. В СССР к этой формации относятся месторождения Тетюхе на Дальнем Востоке, Кармазарская группа (Алтын-Топкан, Кансай, Дарбаза) в ТаджССР, ряд месторождений в КазССР; из зарубежных месторождений следует отметить месторождения Тренча-Стари в Югославии, Франклин в США, Сала в Швеции. Роль этой формации в мировой добыче свинца и цинка второстепенная.

Полиметаллическая формация среднетемпературных гидротермальных месторождений с рудами сложного состава, в которых наряду со свинцом и цинком заметную роль играют пирит, халькопирит, блеклые руды; участвуют также арсенопирит, энаргит, минералы серебра и золота, висмута, иногда урана и тория. Из жильных минералов обычны кварц, карбонаты, барит, хлорит, серицит.

По морфологии и условиям формирования рудных тел различают три типа:

а) жильные месторождения типа выполнения трещин (Фрейберг, Пршибрам и др.);

б) метасоматические тела в карбонатных породах (Нерчинская группа, Аксоран-Акджальская группа и Карагайлы в КазССР, Ледвилл в США, Реосин в Испании, Инглезиас в Сардинии и др.);

в) линзы колчеданного типа среди вулканогенно-осадочных пород (рудные районы Алтая, Салаира, Серро-де-Паско в Перу, Боудвин в Бирме и др.).

Месторождения полиметаллической формации широко распространены и играют очень важную роль для свинца и цинка, а также серебра.

Формация свинцово-цинковых телетермальных, стратиформных месторождений среди карбонатных пород. К этому типу относятся месторождения хр. Каратау в КазССР (Миргалымсай и др.), Горевское на Енисейском крае, Силезии (Олькуш), центральных штатов США (Три-Стейт, Юго-Восточное Миссури), Марокко (Мибладен, Бу-Беккер-Туиссит) и др. Значение этого типа для свинца, а особенно для цинка, очень велико.

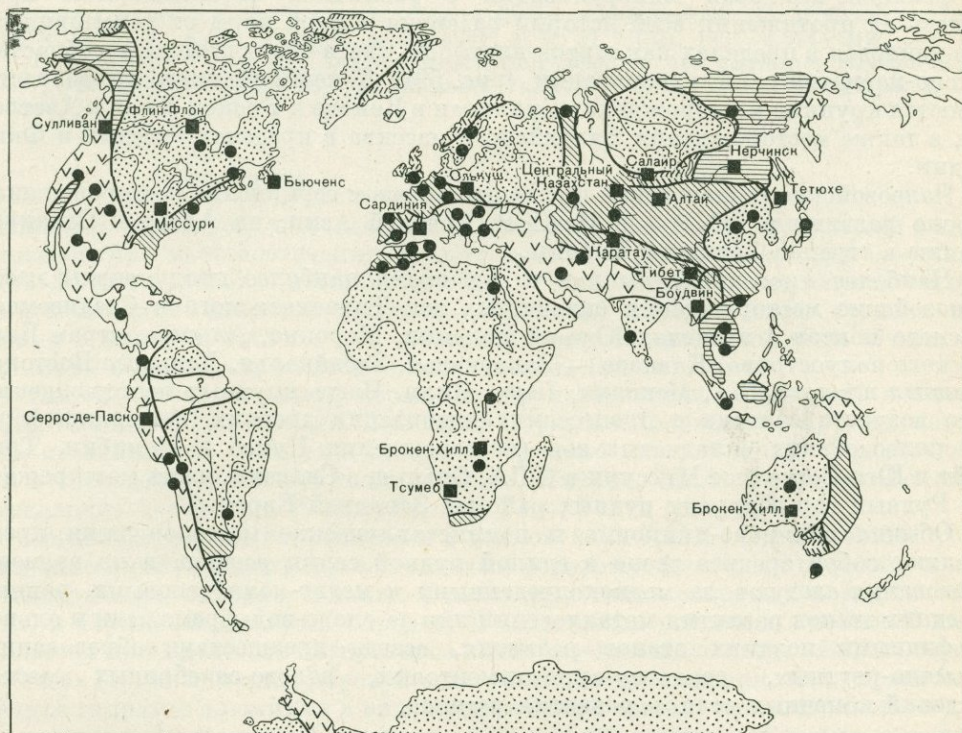


Рис. 59. Главные мировые месторождения свинца и цинка.

Условные обозначения см. на рис. 48

Относительно условий формирования стратиформных месторождений свинца и цинка нет единого мнения и часть геологов считают эти месторождения осадочными или вулканогенно-осадочными, сингенетическими с вмещающими толщами.

Формация осадочных свинцово-цинковых руд, тесно примыкающая к предыдущей. Заведомо осадочными сингенетическими считаются свинцово-цинковые руды Мансфельдского меденосного района в ГДР, а также непромышленные проявления рассеянной свинцово-цинковой минерализации в пределах Сибирской и Русской платформ¹.

Формация метаморфизованных стратиформных месторождений среди метаморфогенных пород докембрия. К ней относятся два очень крупных месторождения полиметаллических руд —

¹ Многие месторождения, выделенные автором в телетермальную формацию, относятся некоторыми геологами к осадочным, сингенетическим.

Сулливан в Канаде и Брокен-Хилл в Австралии. Первоначальные условия образования этих руд до метаморфизма не совсем ясны — это могли быть гидротермальные (телетермальные?) или вулканогенно-осадочные образования.

Свинцово-цинковая минерализация с различной интенсивностью проявилась на протяжении всей истории развития земной коры от докембрия до мезо-кайнозоя в пределах как щитов-платформ, так и складчатых зон и областей тектоно-магматической активизации (рис. 59). Докембрийскими по возрасту являются крупные месторождения Сулливан в Канаде и Брокен-Хилл в Австралии, а также месторождения Балтийского массива в пределах Швеции и Финляндии.

Палеозойские (каледонские и главным образом герцинские месторождения) широко развиты в СССР — в КазССР, Средней Азии, на Алтае и Салаире, а также в странах Западной Европы.

Наиболее многочисленны и в то же время наиболее продуктивны мезо-кайнозойские месторождения складчатых зон Тихоокеанского и Средиземноморского поясов в пределах Южной Испании, Марокко, Алжира, стран Балканского полуострова, Кавказа — Закавказья, Забайкалья, Дальнего Востока, западных штатов США, Мексики, Перу, Чили. Часть крупных месторождений этого возраста связана с процессами активизации древних щитов-платформ или палеозойских складчатых зон (месторождения Цумб в Намибии, Три-Стейт и Юго-Восточное Миссури в США, Олькуш в Силезии, часть месторождений Рудных гор и других рудных районов Западной Европы).

Обычно свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения представляют собой среднее звено в единой рудной серии региона и по времени образования следуют за медноколчеданными и медно-молибденовыми ранних и средних этапов развития металлогении или за олово-вольфрамовыми и олово-сульфидными поздних этапов развития, всегда предшествуя образованию сурьмяно-ртутных, реальгар-аурипигментовых, золото-серебряных месторождений конечных этапов развития региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. М., Госгеолтехиздат, 1957, 212 с.
- Бетехтин А. Г. К дискуссии по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1954, № 2, с. 81—92.
- Вольфсон Ф. И. Главнейшие полиметаллические и некоторые медные месторождения Центрального Казахстана. — *Труды ИГН АН СССР. Сер. рудных м-ний*, 1945, № 7, вып. 70, 119 с.
- Григорьев И. Ф. Первичные руды Тетюхе и их генезис. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1936, № 1, с. 155—176.
- Захаров Е. Е. Металлогения Каратау. — В сб.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 380—417.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. — *Разведка недр*, 1951, № 5, с. 5—13.
- Материалы по геологии и металлогении Рудного Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1957, 188 с. (Труды Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 3.)
- Орлова Е. В., Маркова Е. И. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. М., Госгеолтехиздат, 1957, 224 с.
- Смирнов В. И. На международном симпозиуме по генезису стратиформных свинцово-цинко-барит-флюоритовых месторождений. — *Геология рудных месторождений*, 1966, № 4, с. 7—14.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1961, 507 с.

Assmann P. Zur Frage der Entstehung der oberschleisisch — polnischen Blei — Zinkerzlagerstätten. — «Zeit. d. Dt. Geol. Ges.», Bd. 98 (1946), Berlin, 1948, S. 30—69.

Bouladon J. Contribution a une systématique des gisements de plomb et de zinc. Chronique des Mines et de la Recherche Minière, No. 385, 1969, p. 215—227.

Burnol L. Contribution a l'étude des gisements de plomb et de Zinc de l'Iran. Essai de classification paragénetique — Geol. Surv. Iran, Report, No. 11, 1968, p. 113.

Galkiewicz Tadeusz. Geneza slasko — krakowskich złóz cynkowo — ołowiowych w ujęciu K. Keila. Przegląd geologiczny, z. V, № 7 (52), 1957, c.314—319.

Pélissonnier H. Analyse paléohydrogéologique des gisements stratiformes de plomb, zinc, baryte, fluorine du type Mississipi Valley. — «Econ. Geol.», Monograph. 3, 1967, p. 234-252.

АЛЮМИНИЙ

Алюминий со второй четверти XX в. получил широкое применение в самолетостроении, машиностроении, судостроении, строительстве, как составная часть легких сплавов с цинком, магнием, титаном, силицием, никелем и другими металлами. Мировая выплавка алюминия в зарубежных странах превысила 7 млн. т в 1969 г., т. е. обогнала уровень выплавки меди (5 млн. т), алюминий выдвинулся на второе после железа (стали) место.

Главными зарубежными странами, производящими алюминий, являются США, Канада, ФРГ, Япония, Франция, Норвегия. Сырьевые ресурсы (главная руда на алюминий — бокситы) имеют несколько иную географию распределения и сосредоточены в Суринаме, Гайане, Ямайке, США, Франции, Венгрии, Югославии, Австралии, Индии, Гвинее, Гане, Гаити (рис. 60).

Среднее содержание алюминия в земной коре 7,45%. В эндогенных условиях алюминий концентрируется главным образом в щелочных нефелин- и лейцитсодержащих породах, а также в некоторых типах основных пород (анортзиты) и алунитизированных породах. В экзогенных условиях алюминий накапливается при процессах латеритного выветривания щелочных, кислых, иногда основных (траппы) пород, образуя остаточные месторождения, или переносится в форме гидратов алюминия в виде механической взвеси, коллоидальных и других растворов и, осаждаясь в морских и озерных бассейнах, образует осадочные месторождения.

Главной рудой на алюминий является боксит — порода, состоящая из гидратов глинозема с примесью водных алюмосиликатов, гидратов окиси железа, опала, гематита и других минералов.

Среди гидратов глинозема наиболее обычны бёмит или диаспор $Al_2O_3 \cdot H_2O$ (Al_2O_3 85%) и гидраргиллит, или гиббсит $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ (Al_2O_3 65,4%). Из других минералов, применяемых в некоторых странах как сырье для извлечения глинозема и алюминия, отметим: андалузит, дистен и силлиманит состава Al_2SiO_5 (Al_2O_3 63%); алунит $KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$ (Al_2O_3 37%); нефелин $Na[AlSiO_4]$ (Al_2O_3 34%); лейцит $K[AlSi_2O_6]$ (Al_2O_3 23,5%); каолинит $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ (Al_2O_3 до 40%).

К бокситам — главному сырью для получения алюминия — промышленность предъявляет следующие требования: содержание Al_2O_3 должно быть не меньше 40—45%, кремниевый модуль, т. е. Al_2O_3/SiO_2 — не меньше 2,6.

По условиям образования выделяются следующие типы месторождений бокситов:

Глиноземистые латериты, возникшие в результате выветривания массивов щелочных, кислых, иногда основных пород. Характерна плаще-

образная форма и постепенный переход на глубину в исходные для бокситообразования породы. Возраст месторождений четвертичный и частью неогеновый и палеогеновый.

Месторождения открыты в Гайане, Гвинее, Гане, Индии, Бразилии, Австралии, США (шт. Арканзас). Масштаб месторождений крупный, значение в мировой добыче бокситов большое.

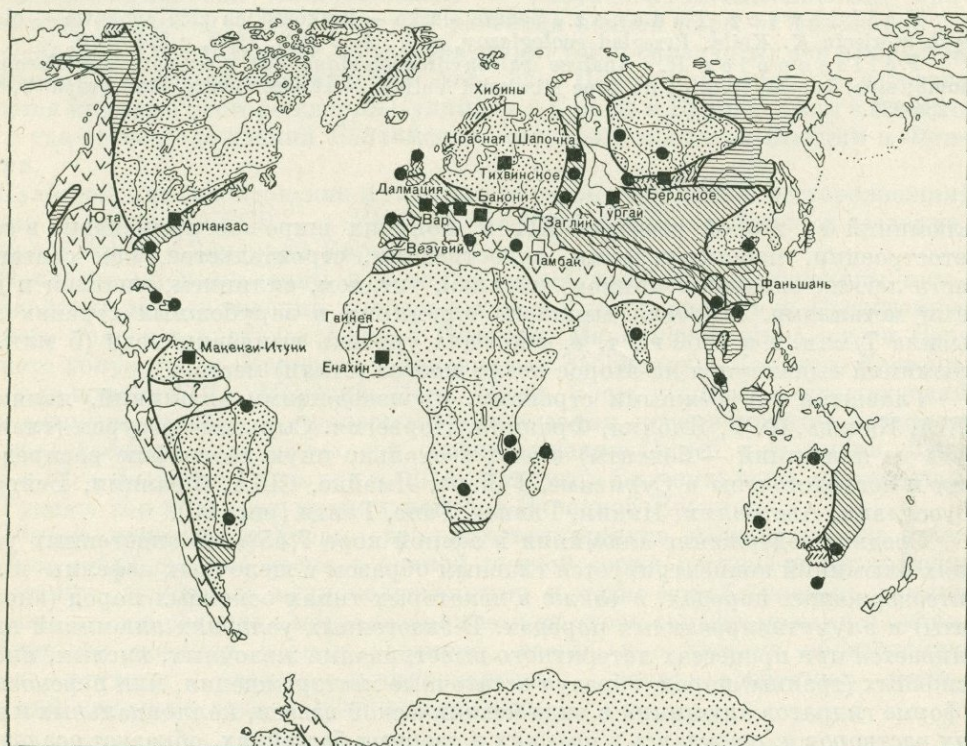


Рис. 60. Главные мировые месторождения алюминиевого сырья.

Условные обозначения см. на рис. 48. Черным значком показаны месторождения бокситов, светлым — лейцита, алунита, нефелина

Осадочные месторождения платформенного типа, возникшие в озерно-болотных бассейнах. Линзы и пластообразные залежи бокситов залегают на породах древнего основания. Масштаб месторождений обычно небольшой (за исключением Тихвинского месторождения).

Осадочные месторождения геосинклинального типа, приуроченные к перерывам в накоплении прибрежных карбонатных толщ геосинклинальных морских бассейнов. Источником глинозема в одних случаях являлся материал латеритных покровов, снесенный и переотложенный из коллоидных растворов, в других — глинозем, вынесенный, вероятно, в процессе вулканической деятельности связанными с ней фумаролами и горячими минеральными источниками.

К этому типу относятся месторождения Урала, расположенные по обоим склонам хребта — на Северном Урале по восточному склону, где они приурочены к перерыву между известняками верхнего силура и известняками эйфель-

ского яруса среднего девона; на Южном Урале по западному склону — в основании известняков верхнефранского яруса верхнего девона, залегающих несогласно на известняках живетского яруса. В СССР известны также месторождения геосинклинального типа в Западной Сибири (Салаир), приуроченные к нижнему девону, в Восточных Саянах — кембрийского возраста, в Средней Азии — среднего карбона и др.

В пределах Средиземноморского пояса известны месторождения боксита в Испании, Франции, Югославии, Греции, Венгрии, Румынии, Турции, Северной Индии, Индонезии, Малайзии. Эти месторождения приурочены к основанию мелководных карбонатных толщ верхнемелового возраста, залегающих трансгрессивно на известняках и доломитах нижнеюрского — нижнемелового возраста. В кровле бокситовых залежей залегают породы сеноман-эоценового возраста; возраст самих бокситов обычно от альба — апта до эоценового включительно. Часто бокситы железистые, красно-бурого цвета, получили название «terra rossa» (красная земля).

Геосинклинальный тип месторождений играет очень большую роль в мировой добыче бокситов; наиболее значительны палеозойские месторождения Урала, Казахстана, Салаира и мезо-кайнозойские месторождения стран Средиземноморья (месторождения Южной Франции, Далматии в Югославии, Венгрии, Греции и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бенеславский С. И., Горецкий Ю. К., Зверев Л. В. Аллювий. М., Госгеолтехиздат, 1962, 60 с. («Требования промышленности к качеству минерального сырья», вып. 35.)

Бокситы, их минералогия и генезис. Под ред. Н. М. Страхова и Г. И. Бушинского. М., Изд-во АН СССР, 1958, 488 с.

Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 426—461.

Гладковский А. К. О генезисе уральских бокситов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 2, с. 71—80.

Петров В. П. О минеральном составе и генезисе бокситов. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 4, с. 65—76.

Singewald J. C. Bauxite deposits at Géant, Hungary. — «Econ. Geol.», 1938, vol. 33, No 7, p. 730—736.

МАГНИЙ

Магний-металл и его сплавы в особенности приобрели большое значение во время второй мировой войны и после нее в самолетостроении (уд. вес магния 1,74, его сплавы с алюминием, цинком и другими металлами легки и прочны).

Точных данных о производстве металлического магния у нас нет, но порядок ежегодной выплавки сотни тысяч тонн, т. е. на уровне таких довольно широко распространенных металлов, как никель или олово. Главные зарубежные страны, производящие магний: США, Канада, Япония, ФРГ, Франция, Великобритания.

Кларк магния в земной коре 2,35%; в эндогенных условиях он концентрируется в основных-ультраосновных породах, в экзогенных — в доломитах и отложениях калий-магнезиальных солей.

Главными видами магниевых сырья являются: магнезит $MgCO_3$ (Mg 28,7%), доломит $CaMg(CO_3)_2$ (Mg 13,1%), карналлит $MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$ (Mg 8,7%).

Крупные месторождения магнезита (гидротермального или осадочного? генезиса) эксплуатируются на Южном Урале, в Австрии, Китае и других

странах, известны в Восточном Саяне и Байкальской горной области. Месторождения доломита осадочного генезиса развиты весьма широко во многих странах, а крупные месторождения карналлита разрабатываются в СССР, ФРГ и ГДР, Франции, Испании и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев А. И. *Металлургия легких металлов*. М., «Металлургиздат», Изд. 3. 1949, 428 с.
Стрелец Х. Л., Тайц А. Ю., Гуляницкий Б. С. *Металлургия магния*. Изд. 2. М., Metallurgizdat, 1950, 480 с.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

СЕРЕБРО

Серебро издавна применяется как драгоценный металл в ювелирных изделиях и для чеканки монет, а в XX в. его начали применять также в электротехнике, приборостроении, кино- и фотопромышленности, как заменитель олова в сплавах и др. Зарубежная ежегодная добыча серебра составляет 8—10 тыс. т и сосредоточена главным образом в Мексике, США, Австралии, Канаде, странах Южной Америки.

Кларк серебра в земной коре 0,00001%, элемент связан с кислыми и умеренно кислыми гранитоидами, реже — с основными породами и ассоциирует чаще всего со свинцом и цинком (в полиметаллических рудах) или с золотом, реже с кобальтом, никелем, висмутом, ураном и оловом.

Главные промышленные минералы серебра: самородное серебро — Ag (до 100% Ag); электрум (Au, Ag) (15—50% Ag); аргентит Ag_2S (87,1% Ag); прустит Ag_3AsS_3 (65,5% Ag); пираргирит Ag_3SbS_3 (60% Ag); кераргирит $AgCl$ (75,2% Ag). Кроме этих минералов большое значение как источник серебра имеют серебросодержащие блеклые руды, галенит, энаргит, халькопирит и другие сульфиды.

Для монометалльных серебряных руд минимально приемлемое для разработки содержание принято в 100—200 г/т; для комплексных руд, из которых серебро извлекается попутно, строгих кондиций нет.

Среди промышленных типов руд, играющих существенную роль в добыче серебра, выделяются следующие:

Серебросодержащие полиметаллические руды, гидротермальные высоко- и среднетемпературные, которые разрабатываются в основном на свинец, цинк, медь, с попутным извлечением серебра, а также золота, кадмия, индия, германия и других металлов. Серебро в рудах присутствует в форме самостоятельных минералов (самородное серебро, аргентит и др.), но главным образом в виде изоморфной примеси в блеклых рудах, галените, борните и других сульфидов (содержание серебра достигает в этих минералах 2—3%).

Примеры месторождений многочисленны: Тетюхе, Кармазарская группа, Алтай, Нерчинская группа, Садон (СССР), Брокен-Хилл (Австралия), Фрейберг (ГДР), Ледвилл (США) и др., которые в сумме дают до 50% мировой продукции серебра.

Серебряные и золото-серебряные низкотемпературные гидротермальные руды так называемой «молодой золото-серебряной формации», тесно связанные с малыми интрузиями и экструзиями риолитов, дацитов, андезитов, главным образом неогенового возраста.

Главными рудными минералами здесь являются собственно серебряные: самородное серебро, электрум, аргентит, прустит-пираргирит и др., а месторождения разрабатываются на серебро или на серебро и золото. К этому типу относятся крупные серебряные и золото-серебряные месторождения Мексики (Вета Мадре, Пачука, Эль-Оро и др.), западных штатов США, Чили, Перу, Японии, Филиппин, Индонезии, СССР и др., дающие в сумме почти 50% мировой добычи серебра и значительное количество золота.

Небольшое значение в добыче серебра имеют также кобальт-серебряный (месторождения Кобальт и Саус-Лоррэн в Канаде), пятиэлементный $Co-Ni-Bi-Ag-U$ (Рудные горы, Северо-Западная Канада) и олово-серебряный (Потоси в Боливии, Пирквитас в Аргентине) типы руд гидротермального средне-низкотемпературного генетического типа.

Наиболее богат серебром Тихоокеанский альпийский металлогенический пояс, которому значительно уступает одновозрастный Средиземноморский пояс. Более древние пояса и металлогенические эпохи древнее альпийской значительно беднее серебром. Наиболее значительные концентрации серебра (часто совместно с золотом) связаны с конечными этапами развития складчатых подвижных зон или с процессами активизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Н о л а н Т. Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. — В кн.: Геология рудных м-ний западных штатов США. М., Изд-во ОНТИ, 1937, с. 540—569.

С и д о р о в А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., «Наука», 1966, 145 с.

Ш е р б и н а В. В. О геохимическом значении количественного отношения золота к серебру. — «Геохимия», 1956, № 3, с. 66—73.

ЗОЛОТО

Золото начало применяться в глубокой древности для украшений и чеканки монет и сохранило эти области применения и в современную эпоху. Очень небольшие количества его применяются в медицине и фарфоровой промышленности, приборостроении.

Ежегодная мировая добыча золота в зарубежных странах составляет 1500—1600 т, из которых половина извлекается в ЮАР из знаменитых золотоносных конгломератов Витватерсранда; среди других стран со значительной добычей золота следует назвать Канаду, США, Бразилию, Австралию, Гану, Корею, Мексику, Индию, Заир, Индонезию, Японию.

Золото весьма рассеянный элемент; кларк его в земной коре $5 \cdot 10^{-7}$ %. Элемент тесно связан с гранитоидами умеренно кислого состава, реже и менее с кислыми гранитами, щелочными и основными породами. Многие авторы подчеркивают преимущественную связь концентраций золота с натровыми гранитоидами, в которых содержание металла достигает 0,1—1 г/т, что значительно выше среднего кларка золота в изверженных породах (0,005 г/т).

Минералогия золота сравнительно проста. Главное промышленное значение имеет самородное золото — Au, содержащее обычно примеси серебра, меди, реже висмута, палладия, родия и др.; разность с примесью серебра в количестве 15—50% выделяется в особую разновидность — электрум (Au, Ag). Значительно менее распространены теллуриды и иногда селениды золота, среди которых следует назвать калаверит $AuTe_2$ (Au до 39%); сильванит Au, Ag, Te_4 (Au до 24%, Ag 13%) и нагиагит $Au(Pb, Sb, Fe)_8(S, Te)_{11}$ (Au 6—13%).

Нижний предел содержаний золота для рентабельной разработки

составляет для коренных месторождений 1—2 г/т руды (в случае очень крупного месторождения, легкой извлекаемости золота и открытой разработки руд); обычно разрабатываются месторождения с содержанием золота в руде 4—5 г/т и выше.

Генетические типы месторождений золота и золоторудные формации следующие:

Золото-арсенопиритовая высокотемпературная гидротермальная формация с рудами, залегающими обычно среди докембрийских или палеозойских гранитоидных массивов и метаморфических пород. Состав руд: кварц, арсенопирит, пирит, пирротин, самородное золото (проба высокая — 850—900 и выше), иногда минералы висмута, биотит, турмалин и др.

Примерами месторождений являются: Кочкарское, Советское, Коммунар в СССР, Морру-Велью и Пассагем в Бразилии, Колар в Индии, Поркьюпайн в Канаде, Хомстейк в США и др. Для золота этот тип играет значительную роль.

Золото-полиметаллическая формация среднетемпературных гидротермальных месторождений палеозойского и мезозойского возраста, залегающих в породах кровли интрузивов, реже среди самих гранитоидов и сопровождающего их даечного комплекса. В составе руд наряду с кварцем важную роль приобретают карбонаты и барит, а из рудных широко развиты пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, свинцово-сурьмяные сульфосоли (буланжерит, джемсонит, менегинит и др.). Золото тесно связано с сульфидами, частью свободное (проба золота 700—800). Примерами месторождений этой формации являются: Березовское на Урале, рудники Центральный, Бериккульское, Саралинский в Западной Сибири, Степняк в КазССР, Дарасун в Забайкалье, многие месторождения бассейнов Яны, Колымы, Индигирки, Алдана. Среди зарубежных месторождений следует назвать Материнскую жилу и Грасс-Валли в США, Бендиго и Балларат в Австралии, Иеллоунайф в Канаде и др. В мировой продукции золота этот тип играет важную роль.

Золото-серебряная формация низкотемпературных гидротермальных месторождений так называемой «молодой золото-серебряной формации» почти всегда неогенового возраста и тесно связанных с неогеновыми (мио-плиоценовыми) малыми интрузиями и экструзиями риолитов, дацитов, андезитов.

В составе руд большую роль играют халцедоновидный и низкотемпературный гребенчатый или пластинчатый (по кальциту) кварц, родохрозит, барит, адуляр, а из рудных минералов — электрум, пираргирит-прустит, аргентит, часто теллуриды или селениды золота и серебра, сульфосоли свинца и сурьмы, иногда стибнит и киноварь. Золото здесь обычно субмикроскопическое, часто коллоидное, губчатое (среди халцедона), низкопробное (500—700). Примерами месторождений являются: Балей-Тасеево, месторождения Северо-Востока СССР, Карпат и Трансильвании (главным образом в Румынии), Комсток, Голдфилд, Крипл-Крик и др. в США, Эль-Оро в Мексике, Антиохия в Колумбии, Реджанг-Лебонг на Суматре, Хаураки в Новой Зеландии, Казуга, Кагосима и др. в Японии, ряд месторождений Чили, Перу, Филиппин, о-вов Фиджи, Никарагуа и др.

Эта формация очень хорошо развита в пределах Тихоокеанского альпийского металлогенического пояса, известна и в пределах Средиземноморского альпийского пояса. В мировой добыче золота она играет заметную роль, хотя и менее важную, чем первые две формации.

Формация золотоносных конгломератов и кварцитов в докембрия, главным образом нижнего протерозоя, относится к мета-

морфогенному типу. Месторождения образовались при размыве архейских золото- и ураноносных толщ, содержащих золото-кварцевые и уранинитовые жилы.

К этому типу относятся огромные по масштабу оруденения и разработки месторождения ЮАР (Витватерсранд), а также сходные месторождения в Гане, Бразилии (Жакобина), Канаде (Блайнд-Ривер), Финляндии и ряде других

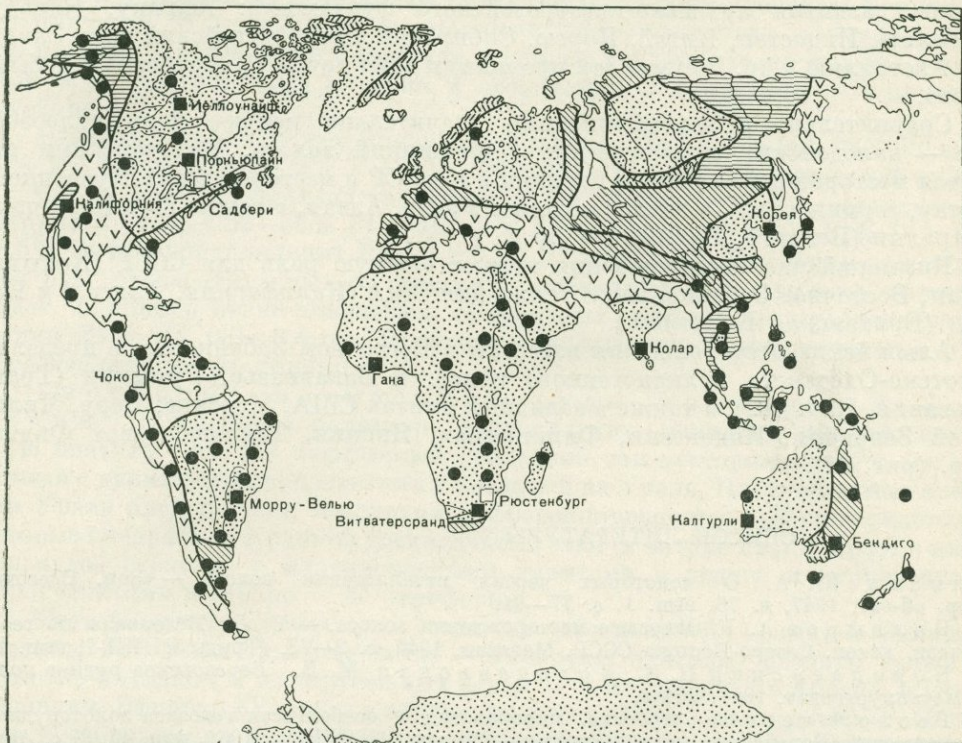


Рис. 61. Главные зарубежные месторождения золота и платины.

Условные обозначения см. на рис. 48. Черным значком показаны месторождения золота, светлым — платины

стран. Кроме золота попутно из конгломератов и кварцитов получают уран, небольшие количества платиноидов и алмаза.

Этот тип дает более 50% зарубежной добычи золота — главным образом из месторождения Витватерсранд.

Кроме отмеченных выше четырех золотоносных формаций следует учесть небольшую добычу золота из зон окисления медных и полиметаллических руд (лимонитовые шляпы колчеданных месторождений Урала, Балкан и др.; церуссит-англезитовые шляпы полиметаллических месторождений Алтая и др.), а также довольно значительную добычу золота из россыпей, связанных с разрушением коренных месторождений, главным образом образующих первых рудных формаций — золото-арсенопиритовой и золото-полиметаллической.

Касаясь вопроса о металлогенических провинциях и эпохах золота, надо подчеркнуть исключительное богатство золотом докембрийских щитов-платформ с месторождениями золотоносных конгломератов и многочисленными крупными гидротермальными месторождениями высокотемпературного и частью среднетемпературного типов.

Докембрийские золоторудные провинции охватывают практически все районы развития архейско-протерозойского фундамента: Африку, Канаду, Бразилию, Индостан, Китай, Корею, Сибирский щит, Балтийский щит, Западную Австралию и др. В сумме эти провинции дают почти $\frac{3}{4}$ зарубежной добычи золота.

Сравнительно с докембрийскими значительно меньше роль палеозойских — каледонских и герцинских — провинций золота. Каледонскими являются месторождения района Степняк в КазССР и месторождения Кузнецкого Алатау, герцинскими — месторождения Урала, Алтая, а также Юго-Восточной Австралии (Бендиго, Балларат и др.).

Киммерийские месторождения играют важную роль для СССР (Колыма, Алдан, Восточное Забайкалье), а также для США (Калифорния, Аляска) и Канады (Британская Колумбия).

Альпийские месторождения известны в Восточном Забайкалье, в пределах Чукотско-Охотского вулканогенного пояса, в Закавказье, Румынии (Трансильвания, Карпаты), а также в западных штатах США, Мексике, Перу, Чили, Новой Зеландии, Индонезии, Филиппинах, Японии, Тайване, о-вах Фиджи и др. (рис. 61).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Билибин Ю. А. О некоторых чертах металлогении золота. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1947, ч. 76, вып. 1, с. 77—91.

Болдырев А. К. Мировые месторождения золота. — В сб.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1946, с. 2—23. (Труды ВНИИ-1, вып. 2.)

Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947, 264 с.

Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля. — «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 45, 97 с. Авт.: Н. В. Петровская, П. С. Берштейн, С. Г. Мирчинк, М. Г. Андреева.

Звягинцев О. Е. Геохимия золота. М., Изд-во АН СССР, 1941, 114 с.

Иванов А. А. Геология коренных месторождений золота на Урале. — «Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР», Свердловск, 1948, вып. 16, 46 с.

Котляр В. Н. Древние металлоносные конгломераты. — «Советская геология», 1960, № 11, с. 45—67.

Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, «Фан», 1969, 97 с. Авт.: И. Х. Хамрабаев, К. А. Брагин, А. А. Малахов и др.

Фосс Г. В. Золото (типы месторождений, история добычи, сырьевая база). М., Госгеолтехиздат, 1963, 174 с.

Ramdohr P. Neue beobachtungen an erzen des Witwatersrands in Südafrika und ihre genetische bedeutung. Abh. der deutsch. Akad. der Wissen. zu Berlin. Klasse für Mathem. und allgem. Naturwissen. Jahrg. 1954, Nr. 5, Akad. — verlag — Berlin, 1955, S. 43.

Sadakatsu Taneda, Hiromu Mukaiyama. Gold deposits and quaternary volcanoes in the southern Kyushu. Guidebook 11 ex., B. — 8 IMA — IAGOD, 1970, p. 1—31.]

ПЛАТИНА

Платина и металлы ее группы — палладий, осмий, иридий, родий, рутений — используются как драгоценные металлы в ювелирных изделиях и как технические металлы — в электротехнике, оборудовании химических заводов и лабораторий.

Ежегодная мировая добыча металлов группы платины, главным образом платины и палладия, составляет 20 т (без СССР) и падает главным образом на ЮАР и Канаду. Небольшое количество металлов группы платины добывается также в Колумбии, США (на Аляске), Эфиопии, Индонезии и Австралии.

Платина и металлы ее группы принадлежат к числу весьма рассеянных элементов и кларки их составляют стотысячные доли процента. Вся группа геохимически тесно связана с основными-ультраосновными породами, причем платина в ассоциации с иридием и осмием наиболее тесно связана с дунитами и перидотитами, а платина в ассоциации с палладием — с норитами и габбро.

Главные промышленные минералы: поликсен (Pt, Fe) с 80—88% Pt и 5—11% Fe; ферроплатина (Pt, Fe) с 71—79% Pt и 16—19% Fe; осмистый иридий (Ir, Os) до 65% Ir; палладистая платина (Pt, Pd) до 40% Pd, остальное Pt; сперрилит $PtAs_2$ с 52—56% Pt и 40—42% As; куперит PtS с 80—82% Pt и 14—17,5% S; стибиопалладинит Pd_3Sb с 70% Pd и 26% Sb. Кондиции для коренных руд, разрабатываемых на платину, составляют 1—2 г/т; в комплексных рудах, например медно-никелевых, сульфидных, интерес представляют содержания Pt + Pd 0,2—0,4 г/т. Основные промышленные платиноносные руды представлены двумя типами.

Гистеромагматические руды хромитовой формации, содержащие поликсен, ферроплатину, осмистый иридий, иридиостую платину. Это так называемый уральский тип месторождений, тесно связанный с дунитами и перидотитами и развитый на Урале. Платиноносные интрузии Урала представлены массивами дифференцированных габбро-перидотитов, которые внедрялись в ранний доскладчатый этап (в начале Pz_2) и имеют в плане кольцевое строение с платиноносными дунитами в центре и перидотитами, пироксенитами и габбро — по периферии.

Месторождения уральского типа (с ассоциацией хромит — минералы платины или реже титаномагнетит — минералы платины) развиты также на Чукотке и Алдане, а из зарубежных стран — в Колумбии, на Аляске, в Новой Зеландии, Эфиопии (Уаллага в верховьях Белого Нила), частью в ЮАР. Коренные месторождения этой формации обычно невелики, но они многочисленны и с ними связаны промышленные россыпи. С учетом добычи из россыпей этот тип играет весьма значительную роль в мировой добыче платины и металлов ее группы.

Ликвационные медно-никелевые сульфидные руды, содержащие примесь палладистой платины, сперрилита, куперита, стибиопалладинита и других минералов, ассоциирующих с пирротинитом, пентландитом и халькопиритом. Месторождения этой формации связаны с основными породами — габбро, норитами, диабазами, образующими стратифицированные комплексы в пределах щитов-платформ: Канадского (район Садбери), Сибирского (Норильское, Талнахское), Африканского (Рюстенбург), Русского (Мончегорское, Печенга, Воронежский район), Австралийского (Перт) и др.

На эту формацию падает основная часть добычи платины и металлов ее группы в зарубежных странах.

Наиболее богата платиной и металлами ее группы докембрийская металлогеническая эпоха (крупные ликвационные месторождения Канады, ЮАР, Скандинавского и других массивов). Для СССР большое значение имеет среднепалеозойская (гистеромагматические месторождения Урала) и нижнемезозойская эпохи (ликвационные Норильское и Талнахское месторождения);

киммерийские месторождения известны также в Южной Африке (ликвационного типа Инсизва), Колумбии и на Аляске — гистеромагматического (уральского) типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вагнер П. А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М., Цветиздат, 1932, 276 с.

Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Петроград, Изд. КЕПС АН СССР, ч. 1—5, 1923—1933, ч. 1, с. 3—107; ч. IV, с. 347—692.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. Геол. ком., 1928, 56 с. (Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 108.)

Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 119 с. Авт.: И. С. Рожков, В. И. Кицул, Л. В. Разин, С. С. Боршпанская.

РАДИОАКТИВНЫЕ МЕТАЛЛЫ

УРАН И РАДИЙ

Начиная с 1940 г., когда была доказана возможность получения при распаде урана внутриядерной энергии, добыча урана резко возросла и достигла в настоящее время в зарубежных странах 40—50 тыс. т ежегодно. Уран используется в атомных электростанциях, ледоколах, подводных лодках, изготовлении вооружения.

Главными зарубежными странами, добывающими уран, являются Канада, США, Заир, ЮАР, Франция, Австралия, Индия; несколько меньшее значение имеют Великобритания, Португалия, Бразилия, ФРГ, Испания и ряд других стран.

Радий тесно связан с ураном и получается из его руд, в которых содержится в количестве до 0,34 г/т урана. Уран — литофильный элемент с кларком в земной коре, равным 0,0004%; повышенные содержания связаны с гранитоидами — кислыми и умеренно кислыми; причем наиболее богаты ураном обычно последние фазы магматизма с породами, обогащенными K_2O и SiO_2 .

Резко повышенные содержания урана наблюдаются в щелочных пироклорсодержащих гранитах (например, в гранитах Нигерии среднее содержание U_3O_8 составляет 0,012%). В пегматитах и высокотемпературных пневматолитовых образованиях очень характерна ассоциация урана с торием, танталом, ниобием, цирконием, бериллием, литием, оловом, фтором, редкими землями. В более низкотемпературных гидротермальных условиях уран ассоциирует в одних случаях с железом (гематитом, сидеритом), в других — с медью и молибденом, или мышьяком, селеном, золотом, свинцом и цинком, или с никелем, кобальтом, висмутом, серебром. В осадочных месторождениях уран ассоциирует с углеродом, ванадием, иногда медью, цинком, молибденом или фосфором.

Важные промышленные минералы урана следующие:

уранинит UO_2 с примесью ThO_2 , UO_3 , PbO (U 50—65%);
урановая смолка (настуран) U_3O_8 или $pUO_2 \cdot qUO_3 \cdot rPbO$; (U 45—65%);
карнотит $K_2U_2[VO_4]_2O_4 \cdot 3H_2O$ (UO_3 до 63%, V_2O_5 20—21%);
тюямунит $CaU_2[VO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$ (UO_3 до 60%);
торбернит $CuU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$ (UO_3 до 52%);
отунит $CaU_2[PO_4]_2O_4 \cdot 8H_2O$ (UO_3 55—63%);
цейнерит $CuU_2[AsO_4]_2O_4 \cdot 12H_2O$ (UO_3 52%).

Кроме отмеченных наиболее широко развитых минералов, промышленное значение имеют или могут приобрести: бетафит — водный титано-тантало-ниобат урана (UO_3 18—26%), самарскит — тантало-ниобат редких земель (UO_2 4—16%), давидит — титано-ниобат урана, браннерит состава (U, Ca, Fe, Y, Th) $_3$ Ti $_5$ O $_{16}$ с 10,3% UO_2 , 33,5% UO_3 , 4,1% ThO $_2$; чералит — разность монацита с 31,5% ThO $_2$ и 4,1% U_3O_8 .

Разрабатываются обычно довольно богатые руды с содержанием 0,5% и выше UO_3 , но в связи с вовлечением в эксплуатацию крупных месторождений сравнительно бедных руд нижний предел содержания принимается 0,1%, а в отдельных случаях 0,05% UO_3 .

При комплексной разработке руд с попутным извлечением урана (золотоносные конгломераты, золото-урановые, ванадиево-урановые руды, фосфориты и др.) интерес представляют содержания UO_3 0,005—0,01%.

Выделяются следующие генетические типы месторождений и рудные формации урана:

Формация собственно - магматических месторождений, представленная вкрапленностью урансодержащих минералов (браннерита, чералита, пирохлора и др.) среди интрузивных массивов или ортогнейсов главным образом докембрийского возраста. Руды убогие с содержанием U_3O_8 в среднем до 0,01%, редко больше, но запасы их огромны.

Примерами месторождений этой формации являются вкрапленные браннеритовые руды Южной Австралии (район Крокерс-Уэлл), вкрапленные пирохлоровые руды в щелочных гранитах плато Джос в Нигерии, содержащие в среднем 0,012% U_3O_8 , 0,03% ThO $_2$ и 0,33% Nb $_2$ O $_5$ (в пирохлоре содержится 3,1% U_3O_8 , 3,3% ThO $_2$ и 41% (Nb, Ta) $_2$ O $_5$).

За счет разрушения месторождений этого типа, а также разрушения пегматитов образовались богатые морские прибрежные россыпи монацита и чералита в Индии, Бразилии и других странах и, вероятно, ураноносные конгломераты ЮАР (Витватерсранд), Канады (Блайнд-Ривер), Бразилии (Жакобина) и ряда других стран.

Формация ураноносных пегматитов с уранинитом, торанитом, торитом, тантало-титано-ниобатами урана (самарскитом, бетафитом и др.), монацитом, цирконом, ортитом и др. Ураноносны пегматиты гранитных магм, богатых калием, особенно в пределах древних докембрийских комплексов Канады, Африки, Индии, Бразилии, Западно-Австралийского и Скандинавского щитов.

Роль коренных месторождений этой формации невелика, но они являются одним из существенных источников россыпей.

Формации гидротермальных урановых руд разнообразны и среди них выделяется несколько промышленно-важных типов:

а) олово-вольфрам-медно-урановый, связанный с кислыми гранитами герцинского возраста и развитый главным образом в Западной Европе (Корнуолл, часть месторождений Пиренейского полуострова, Франции, Рудных гор); руды отлагаются в высоко-среднетемпературных условиях, урановая смолка ассоциирует с халькопиритом и отложена позднее касситерита и вольфрамита;

б) никель-кобальт-медно-урановая формация с уранинитом, ассоциирующим с сульфидами и селенидами никеля и кобальта, сульфидами меди, цинка, молибдена, минералами золота, палладия и др. Этот тип хорошо представлен в Заире (месторождения Шинколобве, Камбове, Луисвиши и др.) и еще недавно был одним из наиболее продуктивных для урана; в настоящее время запасы богатых руд истощены;

в) медно-урановая и полиметаллически-урановая формация, в которой урановая смолка ассоциирует с сульфидами меди, цинка, свинца, отложенными в среднетемпературных условиях. Крупными месторождениями этого типа являются Рам-Джангл в Северной Австралии и Маунт-Айза в Квинсленде;

г) пятиэлементная (Co, Ni, Bi, Ag, U) средне-низкотемпературная формация, в которой урановая смолка ассоциирует с арсенидами кобальта и никеля, самородным висмутом, серебром и др. Значительные месторождения этого типа известны в Рудных горах (Яхимов в Чехословакии, Шнееберг и др. в Саксонии) и Канаде (Большое Медвежье озеро, месторождения оз. Контакт и др.);

д) ураново-гематитовая формация с незначительной ролью сульфидов. Месторождения прожилково-вкрапленные среди пропитанных гематитом красно-бурого цвета массивов гранитоидов. Крупные месторождения этого типа известны в Канаде, в районе оз. Атабаска (Гуннар, Эйс и др.);

е) уран-халцедон-флюоритовая низкотемпературная формация с ассоциацией урановой смолки с красным (пропитан гематитом) яшмоподобным кварцем, халцедоном, флюоритом и небольшим количеством мельниковит-пирита, галенита, иордизита. Примерами месторождений являются Ургерика в Португалии, Буа-Нуар и др. во Франции, Мэрисвилл в США и др.

Ф о р м а ц и я к а р н о т и т о в ы х р у д инфльтрационного генезиса с ассоциацией U—V—Ba среди песчаников и конгломератов, реже среди карбонатных пород.

На глубоких горизонтах этих месторождений вскрыты первичные (гидротермальные или осадочные?) руды, содержащие урановую смолку, коффинит, сульфиды цветных металлов. К этому типу относятся месторождения штатов Юта и Колорадо в США, ряд месторождений в Австралии, Бразилии и др.

Ф о р м а ц и я у р а н о н о с н ы х а с ф а л ь т и т о в, битуминозных сланцев осадочного генезиса с ассоциацией U—C—V (Th, Cu, Mo, Ni, Co) иногда также P. Возраст месторождений чаще всего Cm—S или P.

Крупные концентрации руд этого типа известны в США, Швеции, Бразилии, Франции и ряде других стран, среди кремнистых, черных (битуминозных) сланцев, содержащих ураноорганические соединения, ванадаты, сульфиды, роскоэлит, окислы ряда металлов, распыленные в породе.

Ф о р м а ц и я м е т а м о р ф о г е н н ы х з о л о т о - у р а н о н о с н ы х к о н г л о м е р а т о в и кварцитов с уранинитом, браннеритом, торанитом, тухолитом, самородным золотом и др. Примерами являются громадные месторождения Витватерсранд в ЮАР, Блайнд-Ривер в Канаде, Жакобина в Бразилии и др. Руды содержат 1—10 г/т Au и 0,01—0,1% U₃O₈, эксплуатируются весьма интенсивно и дают более половины современной добычи урана и половину зарубежной добычи золота.

Кроме отмеченных главных ураноносных формаций, дополнительными источниками урана в ряде стран являются угли, лигниты и асфальтиты (ГДР, ФРГ, США), фосфориты (США, страны Северной Африки), циркониевые руды (Бразилия), прибрежные морские и аллювиальные россыпи (Индия, Бразилия и др.).

Наиболее богата ураном докембрийская эпоха (возраст месторождений от 2—3 млрд. до 500—600 млн. лет, т. е. от архея и нижнего протерозоя до рифея), развитая в пределах фундамента щитов (рис. 62). К этой возрастной группе относятся очень крупные месторождения ураноносных конгломератов

и кварцитов Канады (Блайнд-Ривер), ЮАР (Витватерсранд), Бразилии (Жакобина), а также месторождения в Финляндии, Австралии, Антарктиде. Сюда же следует отнести многие крупные гидротермальные месторождения Канады (район озер Большого Медвежьего, Контакт и Атабаска), Заира (Катанга), Австралии, Бразилии, Индии.

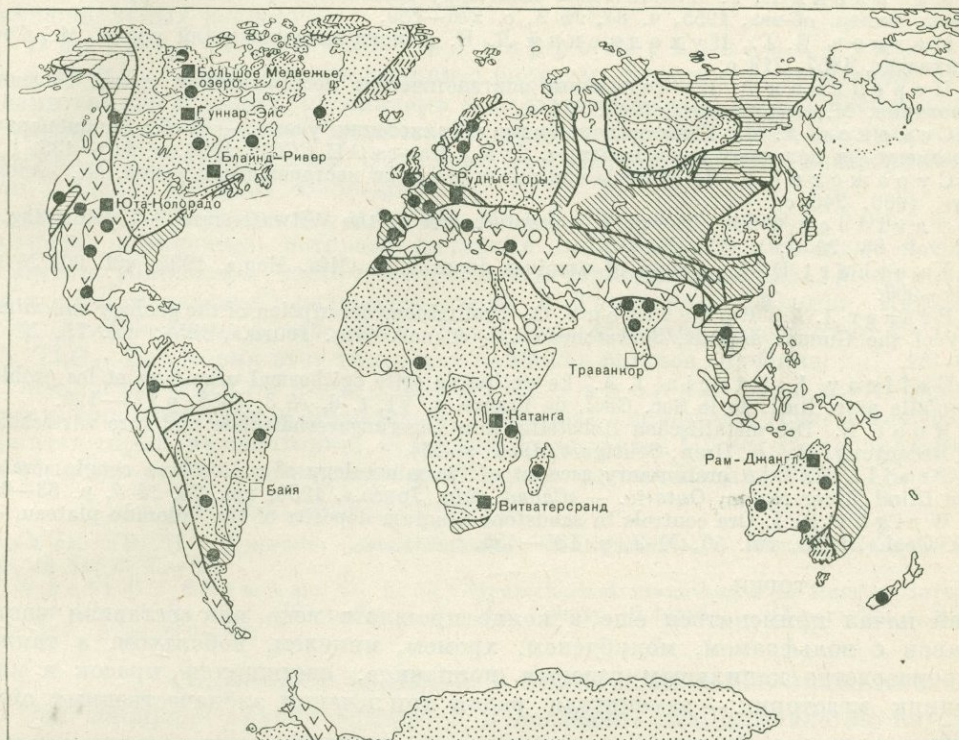


Рис. 6. Главные зарубежные месторождения урана и тория.

Условные обозначения см. на рис. 48. Черным значком показаны урановые месторождения; светлым — ториевые

Довольно крупные гидротермальные месторождения урана образовались также в герцинскую металлогеническую эпоху; это месторождения Великобритании, значительная часть месторождений Рудных гор, Франции, Испании.

Мезо-кайнозойские месторождения урановых руд также довольно многочисленны, среди них есть и крупные; возраст месторождений от юрского до мио-плиоценового (абс. возраст от 150—160 до 10—8 млн. лет). Сюда относятся карнотитовые месторождения штатов Юта и Колорадо, часть месторождений Рудных гор, часть месторождений Франции и Португалии — низкотемпературные, гидротермальные, связанные с процессами активизации герцинских структур, а также месторождения западных штатов США, Мексики, Перу, Чили и других стран.

Подавляющее большинство эндогенных месторождений урановых руд образуется в поздние этапы развития складчатых зон, или связано с процессами активизации уже консолидированных структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов А. П. Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963, 352 с.
- Домарев В. С. Геология урановых месторождений капиталистических стран. М., Госгеолтехиздат, 1956, 272 с.
- Котляр В. Н. Геология месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1961, 246 с.
- Магакьян И. Г. Генетические типы зарубежных месторождений урана. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1955, ч. 84, № 3, с. 276—289.
- Мелков В. Г., Пухальский Л. Ч. Поиски месторождений урана. М., Госгеолтехиздат, 1957, 249 с.
- Перельман А. И. Эндогенные эпигенетические месторождения урана. Условия образования. М., «Атомиздат», 1965, 324 с.
- Семенов А. И. Некоторые вопросы металлогении урана. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 110—135.
- Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., «Атомиздат», 1960, 240 с.
- Davidson G. F. The gold — uranium ores of the Witwatersrand. — «Min. Mag.», 1953, vol. 88, № 2, p. 73—85.
- Everhart D. L. Origin of uranium deposits. — «Min. Mag.», 1954, vol. 60, № 6, p. 904—907.
- Fraser I. A., Robertson S. O. Preliminary description of the geology and mineralogy of the Gunnar deposit, Saskatchewan. — «Canad. Min. Journ.», 1954, vol. 75, № 7, p. 59—62.
- Geffroy J., Sarcia J. A. La notion de «gîte épithermal uranifère» et les problèmes qu'elle pose. Bull. de la Soc. Géol. de France. s. VI, t. 8, № 3, 1958, p. 173—190.
- Koel E. Die metallischen Rohstoffe, ihre Lagerungsverhältnisse und ihre wirtschaftliche Bedeutung. H. 10, Uran, Stuttgart, 1954, s. 234.
- Traill R. I. A preliminary account of the mineralogy of radioactive conglomerates in the Blind River region, Ontario. — «Canad. Min. Journ.», 1954, vol. 75, № 4, p. 63—68.
- Wright R. I. Ore controls in sandstone uranium deposits of the Colorado plateau. — Econ. Geol., 1955, vol. 50, № 2, p. 135—155.

ТОРИЙ

Торий начал применяться еще в конце прошлого века как составная часть сплавов с вольфрамом, молибденом, хромом, никелем, кобальтом, а также в производстве калильных газовых колпачков, светящихся красок и как источник мезотория — заменителя радия при лечении злокачественных опухолей.

Интерес к торию резко возрос после 1940 г., когда выяснилось, что наряду с ураном торий может служить источником внутриядерной энергии. Точных данных о производстве тория в нашем распоряжении нет, за последнее десятилетие размер добычи, вероятно, удвоился.

Главными поставщиками монацитовых концентратов (с содержанием ThO_2 8—12%) являются Индия, Бразилия и Намибия; добыча производится также в Австралии, Корее, США, Шри Ланке.

Кларк тория в земной коре 0,001%, элемент связан с натровыми гранитами и щелочными породами, концентрируется в акцессорных минералах этих пород и частично выносятся в пегматиты и гидротермальные растворы.

Главными минералами тория являются: торриант ThO_2 (74—93% ThO_2 , примесь UO_2 , Pb, TR); торит ThSiO_4 (71—82% ThO_2 , примесь UO_2 , TR); монацит (Ce, La...) PO_4 (5—10 до 28% ThO_2); ксенотим YPO_4 (до 2,5, редко 5—7% ThO_2); циркон ZrSiO_4 (до 2,5, редко 5—7% ThO_2). Наибольшее промышленное значение как руда на торий имеет монацит и в особенности его разновидность чералит — (Ce, La, Th, U...) PO_4 с содержанием до 31,5% ThO_2 и 4,1% UO_3 .

Генетические типы месторождений тория следующие:

Собственно магматические месторождения с включенностью акцессорных монацита, циркона, ксенотима среди массивов гра-

нитов и сиенитов. Коренные месторождения убогие и не разрабатываются, но они служат важным источником россыпей.

Пегматитовые месторождения среди массивов гранитов и сиенитов. Главные минералы — торианит, торит, монацит — образуют крупные кристаллы и небольшие гнезда. Значение коренных месторождений невелико, но они являются важным источником богатых прибрежных морских и аллювиальных россыпей.

Пневматитовые и гидротермальные месторождения торита в ассоциации с баритом, флюоритом, гематитом, сульфидами свинца и цинка, арсенидами кобальта и никеля, иногда касситеритом и сульфосолями серебра. Ряд месторождений этого типа имеет промышленное значение в США (Петри в шт. Колорадо, Уэт, Паудерхорн и др. в штатах Колорадо, Айдахо, Монтана, Вайоминг).

Прибрежные морские и аллювиальные россыпи монацита, источником которого являются гранитоиды и связанные с ними пегматиты докембрия, часто гранито-гнейсы чарнокитового ряда. Месторождения крупного масштаба разрабатываются в Траванкоре (Южная Индия) и вдоль Атлантического побережья Бразилии. Монацит содержит от 5—10 до 12% ThO_2 . Для тория этот тип имеет наиболее важное значение.

Метаморфогенные месторождения типа золото-ураноносных конгломератов и кварцитов, в которых с золотом и ураном иногда содержится торий (в ураноторите, тухолите, браннерите). Промышленное содержание Th в 0,2—0,4% установлено для месторождения Блайнд-Ривер (Канада).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Котляр В. Н. Древние металлоносные конгломераты. — «Советская геология», 1960, № 11, с. 45—67.

Phair G., Shimamoto K. O. Hydrothermal uranorthorite in fluorite breccias from the Blue Yaw Mine, Jamestown, Boulder County, Colorado. — «Amer. Min.», 1952, vol., № 7—8, p. 659—666.

РЕДКИЕ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Эта обширная группа элементов в последние два десятилетия находит широкое применение в современной технике и промышленности, которые уже не могут развиваться без них. Различные элементы этой группы применяются для получения специальных сплавов и керамики, твердого химического топлива, в полупроводниковой и термоядерной технике, актоматике, телевидении, счетно-вычислительной технике, для производства оптического стекла и др. Для создания сырьевой базы редких элементов необходимо знать их геохимию, минералогию, условия образования промышленных концентраций (генетические типы месторождений).

Среди этих элементов выделяются три группы¹:

1) редкие элементы, включающие тантал и ниобий (колумбий), бериллий (глюциний), цирконий и гафний, литий, рубидий, цезий, скандий, бор;

2) рассеянные элементы, включающие кадмий, галлий, германий, индий, таллий, рений, селен, теллур;

3) редкоземельные элементы, включающие элементы от № 57 до № 71 и № 39 — иттрий.

¹ В связи с тем, что изданы сводные работы с описанием этих групп элементов («Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов». М., «Наука», 1964—1966 гг.; Магакьян И. Г. «Редкие, рассеянные и редкоземельные элементы». Изд-во АН АРМССР, 1971 г.) детали сведения о них здесь не приводятся.

К МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ КАРТ

В связи со все растущими требованиями народного хозяйства по расширению минерально-сырьевой базы страны работа по составлению карт прогноза еще до начала Отечественной войны 1941—1945 гг. была поставлена как одна из основных задач перед Институтом геологических наук Академии наук СССР.

Уже в 1939 г. А. Н. Заварицкий сформулировал задачи и содержание карты прогноза. По его мнению, мы должны иметь дело с картой, на которой «каким-то способом представлены предположения и ожидания нахождения некоторых полезных ископаемых одного рода или различных». Но эти предположения не должны быть гаданием и карта прогноза прежде всего должна быть научна, т. е. кроме предположений автора на карте должны быть обязательно показаны фактические основания этих предположений.

Карты прогноза прежде всего должны отображать факты, характеризующие как само месторождение, так и геологическую обстановку его нахождения. Однако наноситься на карту прогноза должны не все элементы геологической карты, а только те, которые имеют значение для распространения рудоносности. После составления такой рациональной основы производится ее совмещение с картой полезных ископаемых и выделяются площади или направления, на которых следует вести поисковые работы.

В 1943—1944 гг. в разгар Отечественной войны в связи с большими потребностями страны прежде всего в редких и цветных металлах, проблемой принципов и методов составления металлогенических карт успешно занимался Д. И. Щербаков (1945). В этот период с Д. И. Щербаковым тесно сотрудничает автор, который составляет целую серию металлогенических карт — сначала Малого Кавказа и территории АрмССР (1944—1947 гг.), затем мелкомасштабную карту-схему металлогении материков (1959 г.). Принцип составления этих карт, как и составленных позднее, вплоть до 1972 г., — единый. Основой их служит генерализованная структурно-геологическая карта, на которой выделяются разновозрастные комплексы вулканогенных, терригенных, карбонатных, красноцветных, угленосных, соленосных и других формаций горных пород, в первую очередь те из них, которые вмещают минеральные концентрации и контролируют их размещение в качестве благоприятного литолого-стратиграфического фактора.

Выделены главные складчатые и разрывные нарушения, контролирующие локализацию и распределение оруденения, а также рудоносные магматические комплексы, внутри которых произведено их расчленение по возрасту, фациям (эффузивная, субвулканическая, гипабиссальная плутоническая) и петрографическому составу.

Минеральные месторождения разделены по генетическим типам и рудным формациям для отдельных этапов развития крупных структур; при этом форма знаков, которыми наносятся месторождения, отражает генетический тип и рудную формацию, цвет знака — ведущее полезное ископаемое, размер знака — масштаб месторождения (крупный, средний, небольшой).

Специальными обозначениями внутри основного знака или рядом с ним отмечается (индексом) возраст минерализации, его связь с определенными магматическими комплексами, морфология рудных тел. Принадлежность минерализации региона или его части к определенному этапу развития структуры отмечается контурами развития данного этапа.

Из всей суммы имеющихся данных на карте должны быть отражены только главные, решающие для понимания закономерностей распределения оруденения и прогнозирования. Стремление показать на карте «все имеющиеся данные» приводит к усложнению, которое практически затрудняет пользование картой.

Во всех случаях карта должна читаться легко, а металлогеническая нагрузка ее должна быть броской; в этих целях генерализованная и облегченная геолого-структурная основа ее должна быть дана в светлых (но нетусклых) тонах, а металлогеническая нагрузка — в более ярких и густоокрашенных тонах — только в этом случае геология не забывает и не затушевывает металлогению.

Несколько позднее, в 1946—1947 гг., на необходимость составления прогнозно-металлогенических карт указывали Ю. А. Билибин и С. С. Смирнов. Прогнозно-металлогенические обзорные карты территории СССР, составленные коллективом геологов ВСЕГЕИ, в своей идейной основе имели известный тезис Ю. А. Билибина и С. С. Смирнова о том, что «процессы образования минеральных месторождений тесно связаны со всеми другими процессами в их историческом развитии, т. е. с осадконакоплением, тектоническими движениями (формированием структур), магматизмом и метаморфизмом».

На картах выделены: А) подвижные пояса или складчатые области различного возраста и Б) платформы — древние и эпипалеозойские.

Очевидно, следует выделить еще третий тип основных структур земной коры — активизированные области. Имеют право на выделение и срединные массивы, имеющие свои своеобразные черты структуры и минерализации.

Для послепротерозойских складчатых областей на картах выделены следующие структурно-формационные комплексы:

- 1) ранних прогибов собственно геосинклинальной стадии развития (начальные и ранние этапы развития Ю. А. Билибина) с господством осадочно-вулканогенных, реже терригенных и других формаций;
- 2) интрагеосинклинальных прогибов стадии формирования складчатого пояса (средние этапы развития Ю. А. Билибина) с преобладанием терригенных и карбонатных, реже вулканогенных формаций;
- 3) внутригеосинклинальных впадин и краевых прогибов позднеорогенных стадий (поздние этапы развития Ю. А. Билибина) с преобладанием терригенных, пестроцветных, угленосных, соленосных, реже терригенно-карбонатных формаций и наземных основных и кислых вулканитов.

Среди палеозойских и мезо-кайнозойских складчатых областей выделены четыре типа структурно-металлогенических зон: 1) с минерализацией главным образом ранних этапов; 2) с минерализацией главным образом средних этапов; 3) с минерализацией главным образом поздних этапов; 4) с пространственным совмещением минерализации различных этапов.

Автор, рецензируя карты, указывал на возможность более рациональной классификации типов структурно-металлогенических зон, исходящей из обычного совмещения регионов господства ранних и средних этапов минерализации, от которых пространственно обособлены регионы с господством поздних этапов минерализации, и наложения на оба типа регионов конечных этапов

минерализации. Таким образом, типы структурно-металлогенических зон будут выглядеть несколько иначе: первый тип — господство ранних и средних этапов; второй тип — господство поздних этапов; третий тип — наложение на ранние и средние этапы конечного; четвертый тип — наложение на поздние этапы конечного.



В целом, в основу методики составления металлогенических карт территории СССР положены принципы регионального металлогенического анализа, разработанные С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным и коллективом геологов ВСЕГЕИ.



Одновременно с подготовкой к составлению прогнозно-металлогенических карт территории СССР, начиная с 1955 г. и поныне, ведутся большие работы по составлению металлогенических карт отдельных крупных регионов, а также по принципам и методике составления металлогенических карт складчатых областей (Семенов, 1960, 1963; П. М. Татаринев, 1959 г.; Е. Т. Шаталов и др., 1964 г.) и платформ (Старицкий, 1965).

В основном по методике, разработанной и принятой в СССР, составляются прогнозно-металлогенические карты и в ряде зарубежных стран: Франции (П. Лаффит, 1960 г.; Лаффит, Перменжа, Рутье, 1965), Португалии (Thadeu, 1965), США (Lang, 1961), Индии (D. K. Ray, 1963 г.) и др.

Следует, однако, заметить, что общепринятой методики составления металлогенических карт пока нет, есть предположения, основанные на определенных более или менее признанных всеми принципах.

Для геосинклинальных складчатых областей месторождения расчленяются по этапам развития структуры на три группы: 1) доскладчатые, или раннего этапа развития; 2) складчатые, или среднего и позднего этапов развития; 3) постскладчатые, или конечного этапа развития.

Площади развития минерализации различных этапов оконтуриваются соответственно границами со знаками, например:   — доскладчатые;

 — складчатые;  — постскладчатые.

При полициклическом развитии региона, например, в киммерийскую и альпийскую эпохи, как это имеет место на Малом Кавказе, границы обозначаются разными цветами: синим — для киммерийской эпохи и желтым — для альпийской. В случае пространственного наложения минерализации различных эпох или разных этапов внутри одной эпохи контуры площадей соответственно накладываются один на другой. Так, для территории АрмССР главными эпохами минерализации являются киммерийская и альпийская. Внутри киммерийской металлогенической эпохи выделяются два этапа: ранний доскладчатый (предверхнеюрский), представленный колчеданным оруденением Алавердского и Кафанского рудных районов, и средний, складчатый (верхнеюрский — нижнемеловой) с небольшими скарновыми месторождениями железа и гидротермальными медными, золото-сульфидными и полиметаллическими месторождениями Кюхбского и Цавского рудных районов.

Внутри альпийской металлогенической эпохи выделяются три этапа минерализации: 1) ранний, доскладчатый (верхнемеловой — эоценовый) с собственно магматическими хромитовыми, эксгальционно-осадочными железомарганцевыми и колчеданными месторождениями; 2) средний и частично поздний, складчатый (верхний эоцен — нижний миоцен) с собственно магма-

тическими титаномагнетитовыми, скарновыми железорудными и шеелит-молибденитовыми, гидротермальными медно-молибденовыми, полиметаллическими, золото-сульфидными и другими месторождениями; 3) конечный, постскладчатый (миоцен — плиоцен) с низкотемпературными, главным образом гидротермальными месторождениями золото-серебряных (с теллуридами), ртутных, сурьмяных, реальгар-аурипигментовых, свинцово-цинковых руд, а также отдельными высокотемпературными гидротермальными метасоматическими месторождениями апатит-магнетитовых и среднетемпературными энаргит-теннантитовых руд.

Отмечается отчетливое совмещение, а местами и наложение минерализации конечных этапов альпийской эпохи на области минерализации ранних и средних — поздних этапов этой же эпохи (Севанская зона глубинных разломов, Памбак-Зангезурский антиклинорий и др.).

Оконтуренные площади проявления различных эпох и этапов минерализации одновременно отражают геологический возраст оруденения, для которого, очевидно, нет необходимости в привлечении дополнительных условных обозначений (в виде индексов возраста рядом со знаками месторождений).

Связь эндогенных месторождений с конкретными магматическими формациями отмечается индексом, поставленным рядом со знаком месторождения, причем индекс возле месторождения идентичен таковому в контурах магматической формации (например: γ , γD , S и др.). Морфологию рудных тел принято отражать дополнительным обозначением внутри знака месторождения (табл. 13).

Генетический тип и рудная формация месторождения обозначаются формой знака (табл. 14), а ведущее полезное ископаемое или металл — цветом знака. Если ведущих полезных ископаемых (или металлов) два и более, знак соответственно делится на части и закрашивается в разные цвета.










Для ведущего металла месторождений АрмССР приняты следующие цвета: железо — красный, сурьма — розовый, марганец — сиреневый, ртуть — вишневый, хром — темно-зеленый, медь — светло-зеленый, титан — густо-фиолетовый, свинец, цинк, серебро — синий, молибден — серый, алюминий — бело-серебристый, вольфрам — коричневый, золото — желтый, мышьяк — оранжевый.

Рудопроявления платины, алмазов, редких и рассеянных металлов обозначаются соответственно индексами: Pt (платина), A (алмаз), Re (рений), Se (селен), Te (теллур) и др., которые ставятся внутри или рядом со знаком проявления.

Размер знака показывает масштаб месторождения; при этом обычно принимают трехчленное деление: крупные (размер знака 10 мм), средние (размер 7 мм), небольшие месторождения и проявления (размер 5 мм). Если месторождение, независимо от его масштаба, разрабатывается или подготовлено к передаче в эксплуатацию в ближайшее время, в верхней части знака устанавливается флажок (см. табл. 13).

Согласно Ю. Г. Старикому (1965), принципы составления металлогенических карт для платформ будут заметно отличаться от таковых для складчатых геосинклинальных областей. При металлогеническом анализе платформ прежде всего следует различать металлогению фундамента и металлогению осадочного чехла. При изучении фундамента платформы должны применяться принципы, разработанные для складчатых геосинклинальных (подвижных) зон. При

Обозначение морфологии рудных тел и размеров месторождений

Морфология рудных тел	Размеры месторождений
 Штоки, гнезда	 Крупные
 Штонверки	 Средние
 Жилы	 Небольшие
 Пласты	 Эксплуатируемые
 Стратиформные	





































металлогеническом анализе платформенного чехла в первую очередь следует выделять две большие группы полезных ископаемых — эндогенные и экзогенные — и учитывать большую роль для платформ экзогенных месторождений железа, марганца, алюминия, фосфоритов, солей калия, серы, ванадия и некоторых др.

Эндогенные месторождения платформ связаны с двумя группами магматических пород: основными — ультраосновными и щелочными — ультраосновными. С первой группой связаны крупные ликвационные медно-никелевые месторождения (с примесью кобальта, платины, палладия и др.), исландского шпата, иногда железных руд; со второй группой — месторождения алмазов, апатита, флогопита, редких элементов (ниобия, тория и др.), связанные (кроме алмаза) с карбонатитами. На отдельных платформах крупные эндогенные (телетермальные) концентрации образуют медь, свинец и цинк.

Отмеченные концентрации полезных ископаемых контролируются разрывными нарушениями, вдоль которых внедряются рудоносные магматические комплексы, или ограничиваются определенными горизонтами осадочных и эффузивных пород чехла платформ.

В соответствии с приведенными выше данными на металлогенической карте платформы должны быть нанесены: 1) тектонические структуры, в том числе разрывные нарушения, 2) осадочные и эффузивные образования; 3) интрузивные комплексы; 4) месторождения полезных ископаемых в их связи с магматическими и осадочными формациями. Кроме того, должны быть выделены металлогенические области, зоны, рудные узлы и поля и даны их прогнозы (на отдельных накладках).

Для активизированных областей щитов-платформ, складчатых зон с завершенной складчатостью и срединных массивов должна быть выработана своя методика составления прогнозно-металлогенических карт. В этом случае следует учитывать автономный (по А. Д. Щеглову) характер металлогении — независимый от развития соседних складчатых областей или иногда отраженный

Генетический тип	Рудные формации и их типы
 Собственно магматический	 Хромитовая  Титаномагнетитовая  Нефелиновых сиенитов (глинозем)
 Пегматитовый	 Молибденоносные пегматиты
 Скарновый	 Железорудный тип  Шеелит-молибденитовый тип
 Гидротермальный высокотемпературный	 Апатит-магнетитовая  Арсенопиритовая  Кварц-гематитовая
 Гидротермальный среднетемпературный	 Медно-молибденовая  Полиметаллическая  Золото-сульфидная  Теннантит-энаргитовая (медно-мышьяковая)
 Гидротермальный низкотемпературный	 Свинцово-цинковая  Сурьмяная  Ртутная  Реальгар-аурипигментовая  Золото-серебряная (с теллуридами)
 Колчеданный	 Серноколчеданный тип  Медноколчеданный тип  Барит-полиметаллический тип
 Эксгальационно-осадочный	 Железорудный тип  Марганцевый тип
 Осадочный	 Магнетитовых песчаников
 Метаморфогенный	 Железистых сланцев  Рутилоносных сланцев

Примечание: Вместо штриховых могут применяться цветные условные обозначения

характер металлогении (отголосок тектоно-магматических процессов, происходящих в соседних складчатых зонах). Для металлогении активизированных областей решающее значение имеет характер сводово-глыбовых движений, сопровождаемых разломами и специфичным магматизмом, контролирующими оруденение.

В пределах активизированных щитов, в их архейском — нижнепротерозойском фундаменте обычны два периода активизации — в рифее и девоне, с которыми связано внедрение гранитоидов повышенной щелочности и комплексов ультраосновных — щелочных пород. С гранитоидами связаны крупные поля редкометальных пегматитов с тантал-ниобий-бериллий-литиевой минерализацией и альбитизированных щелочных гранитов с касситерит-колумбитовой или пирохлоровой (олово — ниобий) минерализацией, с ультраосновными — щелочными комплексами — крупные месторождения карбонатитов с редкометальной (ниобий, торий, цирконий, тантал и др.) минерализацией.

На некоторых платформах проявляется и более молодая активизация мезо-кайнозойского возраста с кимберлитами и связанными с ними алмазами (Южно-Африканская, Сибирская, Индостанская, возможно Бразильская, платформы), а также с гранитоидами и щелочными интрузиями с месторождениями золота, молибдена (Алдан).

В областях с завершённой каледонской и герцинской складчатостью с мезокайнозойской активизацией связано внедрение гранитоидов и щелочных комплексов с олово-вольфрамовой, молибденовой, золоторудной, флюоритовой минерализацией.

Наконец, в пределах активизированных срединных массивов характерны гранитоиды и щелочные интрузивы с полиметаллической, золоторудной, флюоритовой, урановой минерализацией. Эти особенности металлогении активизированных структур следует учитывать при составлении металлогенических карт, выделяя минерализацию более древнего основания и отдельно наложенную в результате активизации.

Для металлогении периода активизации следует учитывать контроль ее сводово-глыбовыми движениями и рифтовыми структурами и зонами разломов, тесную связь с породами повышенной щелочности, своеобразный комплекс полезных ископаемых (редкометальные пегматиты и карбонатиты, алмазные кимберлиты, олово-вольфрамовые, золоторудные, полиметаллические, флюоритовые, урановые месторождения).

Во всех случаях в целях прогнозирования на металлогеническую карту дополнительно наносятся контуры геофизических аномалий (магнитометрических, гравиметрических), геохимических аномалий (по данным металлометрии и гидрогеохимии — первичные и вторичные ореолы), результаты шлиховых съемок (контуры с повышенным содержанием в наносах золота, киновари, касситерита и других ценных минералов), площади развития гидротермально измененных пород (вторичные кварциты, пропилиты, листвениты, пиритизированные, серицитизированные, каолинизированные породы). Контуры выделенных структурно-металлогенических зон обычно не следует замыкать, а надо наносить пунктиром их продолжение, направляющее поиски.

Для наглядности однотипные разного возраста зоны рекомендуется показывать одним цветом, а возраст их отмечать индексом внутри контура зоны.

Перспективные площади для поисков определенных рудных формаций и металлов с указанием очередности постановки работ отмечаются на отдельных картах-накладках на восковке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенических исследований. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 5, с. 95—112.
- Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы структурного картирования колчеданных полей восточного склона Урала. — «Труды ЦНИГРИ», 1959, вып. 29, с. 3—12.
- Дворцова К. И. Крупномасштабное геологическое картирование в рудоносных субаэральными вулканогенных формациях. (Тезисы докл. годичной сессии Уч. совета ВСЕГЕИ.) Л., 1966, с. 48—50.
- Лаффит П., Перманжа Ф., Рутье П. Металлогеническое картирование, металлотекты и региональная геохимия. — В сб.: Проблемы геохимии. М., «Наука», 1965, с. 669—672.
- Магакьян И. Г. Металлогеническая карта мира и некоторые закономерности распределения рудных месторождений в земной коре. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—18 (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 20. Вопросы металлогеники).
- Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам (доклады). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, 319 с.
- Материалы к IV Всесоюзному металлогеническому совещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1965, 74 с.
- Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Методические основы составления металлогенических и прогнозных карт рудных районов. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 461—494.
- Основные принципы составления, содержание и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., «Недра», 1964, 194 с. Авт.: Е. Т. Шаталов, К. В. Яблоков и др.
- Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., «Недра», 1966, 194 с.
- Семенов А. И. Принципы и методика составления металлогенической карты Восточного Казахстана. — «Советская геология», 1957, № 58, с. 110—127.
- Семенов А. И., Лабазин Г. С., Грушевой В. Г., Татаринцов П. М. О металлогенической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000. — «Советская геология», 1960, № 8, с. 3—25.
- Семенов А. И. О крупномасштабных прогнозных картах. — «Советская геология», 1963, № 10, с. 86—96.
- Старицкий Ю. Г. О принципах и методике составления обзорных металлогенических карт для платформ. — «Советская геология», 1965, № 10, с. 3—19.
- Хайн В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 4, с. 7—28.
- Щерба Г. Н. Прогнозная карта на редкие металлы для Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959, с. 179—184.
- Щербаков Д. И. Принципы и методы составления металлогенической карты. — «Советская геология», 1945, № 5, с. 52—64.
- Щербаков Д. И. О картах прогноза для магматогенных рудных месторождений. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1952, № 4, с. 9—14.
- Varian P., Issakhaniyan V., Sadrzadeh M. Preliminary metallogenic map of Iran. Geol. Surv. Iran. rept. 7, 1965, 47 p.
- Lang A. H. Metallogenic maps. — «Econ. Geol.», 1961, vol. 56, No 6, p. 1123—1132.
- Ramovic M. The Methods of Preparation of prognostification metallogenetic maps. Geoloski glasnik, vol. 8, 1963, p. 147—190.
- Thadeu D. Carte miniere du Portugal (noticia explicative) Lisboa, 1965, 46 p.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большой фактический материал, положенный в основу книги, приводит к определенным выводам относительно закономерностей размещения минерализации в земной коре в связи с развитием процессов осадконакопления, магматизма и структур.

1. Выделяются три типа глобальных структур земной коры: щиты со своими платформами, складчатые подвижные зоны и области активизации со своей спецификой минерализации, развивающейся в несколько последовательных этапов.

2. Устанавливается закономерная связь типов эндогенных месторождений с определенными тектоно-магматическими комплексами, которые возникают в различные этапы развития крупных структур и обособляются в пространстве.

3. Для описанных в работе десяти щитов и их платформ, с одной стороны, четырнадцати складчатых подвижных зон (их внутренних и внешних частей отдельно), с другой, активизированных областей, с третьей, подчеркивается однотипный характер минерализации и одинаковый набор характерных рудных формаций.

4. Развитие металлогении выделенных десяти щитов происходит в три последовательных этапа, связанных с формированием фундамента щита, его платформы и наложением на них процессов активизации.

С породами фундамента связаны очень важные типы месторождений: метаморфогенные железа, марганца, золота и урана, а также редкометалльных пегматитов, золото- и ураноносных кварцевых жил. Среди платформенного чехла залегают месторождения, имеющие мировое значение: стратиформные месторождения медных и свинцово-цинковых руд, колчеданные и медно-никелевые ликвационные руды. С процессами активизации щита и его платформы связаны крупнейшие поля редкометалльных пегматитов, карбонатитовые месторождения, алмазоносные кимберлиты. В результате щиты и их платформы характеризуются специфичной минерализацией и необычно богаты железом, марганцем, золотом, ураном, никелем, кобальтом, платиноидами, бериллом, ниобием, цирконием, редкими землями, алмазами, в меньшей мере медью, свинцом и цинком, германием.

5. Развитие металлогении описанных в работе четырнадцати складчатых подвижных поясов происходит в четыре последовательных этапа: ранний, средний, поздний и конечный, часто бициклически (полициклически) в каледонскую и герцинскую, или киммерийскую и альпийскую эпохи. Отдельные этапы развиты с различной интенсивностью, характеризуются своей специфичной минерализацией и обособляются в пространстве.

В ранний этап образуются колчеданные и железо-марганцевые месторождения, связанные с вулканогенами, а также месторождения хромита, титаномагнетита, металлов группы платины в связи с гипербазитами-базитами.

В средний этап с умеренно кислыми гранитоидами связаны скарновые месторождения железа, вольфрама (шеелита) и др., гидротермальные месторождения медно-молибденовых, золото-сульфидных, полиметаллических, сурьмяно-ртутных руд. Магматические и рудные комплексы раннего и среднего этапов обычно встречаются совместно и хорошо представлены на Урале и во внутренних зонах Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, будучи связаны с океаническим (базальтовым) типом подстилающей коры.

В поздний этап происходило внедрение кислых гранитов, которые сопровождаются редкометальными пегматитами, грейзеновыми месторождениями с оловом, вольфрамом, молибденом, бериллом, а также золоторудными, полиметаллическими, сурьмяно-ртутными и урановыми месторождениями. Обычно этот тип пространственно обособлен от первых двух, хорошо представлен во внешних зонах подвижных складчатых поясов на северо-востоке и юго-востоке Азии, в Западной Европе, Казахстане, будучи связан с континентальным (сиалическим) типом подстилающей коры.

Конечный этап пространственно накладывается на площади развития, с одной стороны, раннего и среднего, с другой стороны — позднего этапов. Для конечного этапа особенно характерна низкотемпературная гидротермальная минерализация, представленная золото-серебряными, сурьмяно-ртутными, реальгар-аурипигментовыми и урановосмолковыми рудами; этап хорошо представлен на Балканах, в западных штатах США, Мексике. Важно подчеркнуть, что отдельные этапы развития складчатых зон и соответствующие им комплексы месторождений обособляются в пространстве, создавая структурно-металлогенические зоны со своими особенностями осадконакопления, магматизма, структур и минерализации.

Обычно резко преобладают один-два этапа, придавая металлогенической зоне свою специфику, что дает возможность прогнозировать и научно направлять поисковые работы.

6. Процессы активизации выражаются в возникновении сводовых поднятий и прогибов, усложненных разломами, вдоль которых внедряются гранитоиды повышенной щелочности, ультраосновные — щелочные и основные интрузии, несущие специфичную минерализацию. Активизация накладывается на щиты и их платформы, срединные массивы или на области с завершенной складчатостью.

Характер минерализации активизированных участков щитов и их платформ уже отмечен (редкометальные пегматиты и карбонатиты, кимберлиты с алмазом); для срединных массивов и областей с завершенной складчатостью в процессе активизации возникает своя серия месторождений: полиметаллические, золото-сульфидные, ртутно-сурьмяные, стибнит-ферберит-шеелитовые, флюоритовые, урановосмолковые и др.

7. Для однотипных металлогенических провинций щитов и их платформ, складчатых подвижных зон или областей активизации независимо от их геологического возраста и расстояния, отделяющего их друг от друга, весьма характерно большое сходство, часто аналогия между месторождениями одинаковых рудных формаций. Так, повсеместно однотипны руды колчеданной, медно-молибденовой, медно-никелевой и других рудных формаций; неотличимы, например, друг от друга (по крайней мере макроскопически) колчеданные медные руды или медно-молибденовые руды Малого Кавказа от таких же руд Болгарии (Средиземноморский пояс) или Британской Колумбии в Канаде (Тихоокеанский пояс).

8. Для каждого типа структурно-металлогенических зон (или типов металлогенических провинций) выделены свои характерные комплексы рудных формаций, которые возникают в данной геологической обстановке совместно и близко одновременно.

Прогнозно-металлогенические карты, на которые наносятся геологические особенности, контролирующие тип и закономерности размещения минерализации, в сочетании с комплексами (рядами) рудных формаций, характерных для данной геологической обстановки, призваны облегчить геологам решение прикладных задач по целеустремленному направлению поисково-разведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1954, 295 с.
- Абдуллаев Х. М. Рудно-петрографические провинции и вопросы их классификации. Ташкент, «Фан», 1961, 153 с.
- Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964, 256 с. (Материалы II Всесоюз. тектон. совещ. в Душанбе.)
- Белевцев Я. Н. Особенности металлогении докембрийских щитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 17—28.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 123 с.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклипальных зон. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 4, с. 51—66.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 86 с.
- Билибин Ю. А. Основные проблемы металлогении. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР. Т. 1, 1958, 432 с.; т. 2, 1959, 498 с.; т. 3, 1961, 518 с.
- Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота. Избр. труды. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, 488 с.
- Бок И. И. Основы рудной геологии. Алма-Ата, «Наука», КазССР, 1970, 434 с.
- Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, 474 с.
- Вахромеев С. А. Краткий курс металлогении. Изд. Иркутского политехн. ин-та, ротапринт, 1970, 137 с.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — «Геохимия», 1956, № 1, с. 6—52.
- Володин В. Ф. Докембрийские золотосыные конгломераты СССР. — «Советская геология», 1965, № 12, с. 17—26.
- Вольфсон Ф. И. Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. М., «Наука», 1969, 293 с.
- Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, 749 с. Авт.: В. И. Смирнов, М. Н. Годлевский, В. Д. Никитин и др.
- Геологическое строение СССР. Т. 4. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. М., «Недра», 1968, 504 с.
- Геология россыпей. М., «Наука», 1965, 400 с. Авт.: С. Н. Гурвич, Е. М. М. С. Рожков и др.
- Горжевский Д. И., Розеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965, 300 с.
- Горжевский Д. И., Розеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации. — В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 8, М., «Наука», 1968, с. 139—158.
- Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, 340 с.
- Домарев В. С. Проблемы общей металлогении. — «Вестник Ленин. ун-та», 1968, № 24, с. 28—40.
- Жариков В. А. К развитию теории скарнообразования. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 4, с. 3—15.
- Зарядзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., «Недра», 1970, 311 с.
- Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 50—81.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. — В кн.: «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых». Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—24.
- Ивантшин М. Н. Металлогения докембрийских щитов мира. — В сб.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН СССР, 1960, с. 30—42.
- Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, 303 с. Авт.: Р. М. Константинов, В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко и др.

- Ирдли А. Структурное развитие Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 666 с.
- Казицын Ю. В. Гипотеза природы металлогенической специализации и некоторые ее минералого-геохимические аспекты. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1965, ч. 94, вып. 1, с. 28—46.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. Л., 1966, с. 55—57. (Тезисы докл. годичной сессии Уч. совета ВСЕГЕИ.)
- Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., «Атомиздат», 1960, 306 с.
- Константинов М. М. Проблемы происхождения стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963, 183 с.
- Королев А. В. Структуры рудных полей и месторождений. Ташкент, «Фан», 1962, 187 с.
- Королев А. В. Эндогенное рудообразование в развитии Земли. Избр. труды. Т. 1. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1963, 500 с.
- Косыгин Ю. А. Тектоника территории СССР. — «Природа», 1955, № 9, с. 28—38.
- Котляр В. Н. О магматических комплексах и оруденении. — «Советская геология», 1955, сб. 43, с. 61—70.
- Котляр В. Н. Древние металлоносные конгломераты. — «Советская геология», 1960, № 11, с. 45—67.
- Котляр В. Н. Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом. — В сб.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965, с. 7—20.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 464 с.
- Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. — «Советская геология», 1961, № 10, с. 118—136.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. Т. 1, Изд-во Львов. ун-та, 1962, 424 с.; т. 2, М., «Недра», 1965, с.; т. 3, М., «Недра», 1971, 344 с.
- Магакьян И. Г. Рудные месторождения. М., «Недра», 1955, 335 с; Изд-во АН АрмССР, 1961, 548 с.
- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959, 280 с.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969, 224 с.
- Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам (доклады). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, 319 с.
- Муратов М. В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 6, с. 3—18.
- Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. — «Геотектоника», 1965, № 1, с. 6—29.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — «Иzv. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1966, № 3, с. 3—48.
- Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 10, с. 47—67.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканогенных областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, 171 с.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, 464 с.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 15—26.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минералогические фации, генезис и практическое значение. — «Иzv. АН СССР. Сер. геол.» 1947, № 1, с. 135—150.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1964, 339 с.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 813 с.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Изд-во АН СССР, 1963, 182 с.
- Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). Пер. с фр. М., «Мир», 1967, 302 с.
- Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. — «Геология рудных месторождений», 1967, № 5, с. 44—58.
- О металлогенической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000. — «Советская геология», 1960, № 8, с. 3—25. Авт.: А. И. Семенов, Г. С. Лабазин, В. Г. Грушевой, П. М. Татаринев.
- Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (материалы к совещ.). ВСЕГЕИ, Л., 1971, с. 7—42.

Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966, 155 с. Авт.: В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский и др.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифа Африки и Аравии. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5, с. 25—38.

Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., «Мир», 1966, 545 с.

Пейве А. В., Спицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 4, с. 28—52.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главные типы глубинных разломов. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 3, с. 57—71.

Потемкин К. В., Спицын А. Н. Редкие элементы в россыпях зарубежных стран. М., Изд-во АН СССР, 1963, 97 с.

Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. — «Геотектоника», 1959, № 1, с. 3—12.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 25—59.

Редкометальные карбонатиты. М., Госгеолтехиздат, 1958, 128 с. (Геология месторождений редких элементов, вып. 1.) Авт.: А. И. Гинзбург, Е. А. Нечаева, Ю. В. Лавренев, Л. К. Пожарицкая.

Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971, 183 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геол. развития. М., «Недра», 1967, 699 с.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1961, 143 с.

Семенов А. И. О типах металл. провинций в складчатых областях СССР. — «Геология рудных месторождений», 1963, т. 5, № 4, с. 3—23.

Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвигитовая минерализация и (Fe—V—TR) — парагенез в древних платформах. ИМГРЭ, М., Изд-во АН СССР, 1963, 135 с.

Серпухов В. И. Общие принципы регионального металлогенического анализа. — «Советская геология», 1955, сб. 43, с. 27—42.

Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. М., Изд-во АН СССР, с. 137—149. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18.)

Смирнов В. И. Опыт металлогенического районирования территории СССР. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 4, с. 3—21.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В сб.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.

Смирнов В. И. Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963, 163 с.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965, 590 с.

Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 252—274.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964, 550 с.

Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960, 240 с.

Татаринов П. М., Строна П. А. Основные особенности месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1967, вып. 1, с. 3—11.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., «Недра», 1966, 176 с.

Томсон И. Н. Глубинные разломы и оруденение в складчатых областях. — В кн.: Вопросы металлогении. М., «Недра», 1965, с. 82—90. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 16.)

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963, 168 с.

- Уран в древних конгломератах. Под ред. В. Н. Котляра. М., Госгеолтехиздат, 1963, 188 с.
- Хайн В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. — «Геология рудных месторождений», 1962, № 4, с. 7—28.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 479 с.
- Хайн В. Е. Об основных тенденциях в развитии земной коры. — «Вестник Моск. ун-та», 1968, № 1, с. 25—40.
- Харкевич Д. С. Обзор представлений о металлогенической классификации складчатых областей и платформ. — «Узб. геол. журнал», 1960, № 4, с. 48—57.
- Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании и применяемой терминологии. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 3, с. 3—34.
- Шаталов Е. Т. Некоторые предложения о принципах классификации рудоносных площадей. — «Узб. геол. журнал», 1961, № 6, с. 62—84.
- Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 4, с. 7—22.
- Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений. — «Изв. высш. учеб. завед. Геология и разведка», 1960, № 11, с. 9—18.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959, 63 с. (Труды ВНИИ-1, вып. 49).
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 231 с.
- Шипулин Ф. К. К теории процесса контактового метаморфизма. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 3, с. 5—27.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. М., «Наука», 1968, 215 с.
- Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли. Избранные труды. М., «Мир», 1964, 387 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968, 180 с.
- Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., «Недра», 1971, 148 с.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1965, т. 70, вып. 5, с. 8—39.
- Bateman A. Economic mineral Deposits, 2nd ed. New York, 1948, 916 p.
- Blondel F., Lasky S. Mineral reserves and mineral resources. — «Econ. Geol.», 1956, vol. 51, No 7, p. 686—697.
- Borchert H. Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. — Neues Jahrb. Min. Bd. 91, S. 541—572, 1957.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Clarendon Press, Oxford, 1954, p. 730.
- Launay L. De. Traité de métallogénie. Gites minéraux et métallifères. 3 tomes, 1913, 2590 p.
- Newhouse Ore deposits as related to structural features. Princeton Univ. Press, 1942, p. 3—267.
- Park C. F. The Zonal theory of ore deposits. — «Econ. Geol.», 1950, vol. 45, No 1, p. 226—248.
- Park C. F. The problem of vertical zoning. — «Econ. Geol.», 1957, vol. 52, № 5, p. 477—481.
- Petrascsek W. E. Typical features of metallogenic provinces. — «Econ. Geol.», 1965, vol. 60, No 8, p. 1620—1634.
- Petrascsek W. E. Kontinentalverschiebung und Erzprovinzen. Mineralium deposita, No 1, 1968, S. 56—65.
- Raguin E. Géologie des gîtes minéraux. Masson édit. Paris, 1961, p. 1—686.
- Ramdohr P. Die Uran- und Goldlagerstätten Witwatersrand — Bleind River District — Dominion reef — Serra de Jacobina. Abhandl. der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Klasse für Chemie, Geologie und Biologie. Jahrgang 1958, № 3, 35 S.
- Routhier P. Les gisements métallifères. Masson, Paris, vol. 2, 1963, 1282 p.
- Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung, 1944, Jena, S. 1—262.
- Schulling R. D. Tin belts on the continents around the Atlantic Ocean. — «Econ. Geol.», 1967, vol. 62, No 4, p. 540—550.
- Sullivan C. J. Ore and granitization. — «Econ. Geol.», 1948, vol. 43, p. 471—498, vol. 44, p. 336—345.
- Turneure F. S. Metallogenic provinces and epochs. — Econ. Geol. Fiftieth Anniversary Volume, 1905—1955, pt. 1, 1955, p. 38—98.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ РАЙОНОВ
(В СКОБКАХ — ВИД ПОЛЕЗНОГО ИСКОПАЕМОГО И ГОСУДАРСТВО)

- Абаил (Fe; СССР) 152, 218, 220
 Абаканское (Fe; СССР) 144, 218
 Аббарец (Sn; Франция) 165
 Абенаб-Вест (V; Намибия) 40
 Аберфойл (Sn; Австралия) 179
 Абовянское (Fe; СССР) 85, 87, 216, 217
 Авала (Hg; Югославия) 72
 Авока (пирит; Ирландия) 172
 Агарак (Cu, Mo; СССР) 11, 74, 84, 87, 237, 256
 Агарцин (Fe; СССР) 220
 Агатовское (Au; СССР) 99, 107
 Агиляр (Pb—Zn—Ag; Аргентина) 181
 Адак (Cu; Швеция) 15
 Адирондак (Fe, Ti; США) 217, 230
 Адрасман (Bi, Cu; СССР) 158, 160, 204, 247, 248
 Азегур (W, Mo; Марокко) 176, 236, 237
 Айдырлинское (Au, W; СССР) 133
 Айрон-Маунтин (Ti, V; США) 119, 230
 Айрон-Монарх (Fe; Австралия) 51, 222
 Айрон-Ноб (Fe; Австралия) 51, 222
 Айрон-Спрингс (Fe; США) 218
 Айхал (алмазы; СССР) 30
 Акбастау (Cu; СССР) 150
 Акебаб (Pb—Zn—Ag; Марокко) 176
 Акенобе (Sn, Cu; Япония) 244, 256
 Аконополис (Mo; Греция) 75
 Аксоран-Акджал (Pb—Zn—Ag; СССР) 151, 260
 Акташ (Au; СССР) 157, 158, 253
 Акташское (Hg; СССР) 141, 192, 252, 253
 Актюз (Pb—Zn—Ag; СССР) 157, 158
 Акупан (Au; Филиппины) 114
 Акчатау (W, Mo; СССР) 149, 151
 Акшийрякская гр. (Pb—Zn—Ag; СССР) 204
 Алаверди (Cu; СССР) 73, 81, 86, 256
 Алавердский р-н (Cu; Pb—Zn, Ba; СССР) 11
 Алапаевское (Fe; СССР) 221, 229
 Алапаевская гр. (Cr; СССР) 132
 Али-у-Дауд (Pb—Zn—Ag; Марокко) 176
 Аллард-Лейк (Fe, Ti; Канада) 37, 217, 230
 Алахюнская зона (Au; СССР) 99
 Алмалык (Cu, Mo; СССР) 157, 158, 204, 237, 256, 258
 Алтын-Топкан (Pb—Zn—Ag; СССР) 157, 158, 260
 Алшар (As, Ti; Югославия) 72
 Алыс-Хая (Sn; СССР) 98
 Альбукерк (U; Испания) 164, 194
 Альмаден (Hg; Испания) 70, 194, 250, 252, 253
 Альмерия (Hg; Испания) 194
 Альтенбург (Sn; ГДР) 167, 168, 195, 199, 243
 Амангельды (Al; СССР) 151
 Амгумский р-н (Sn, W; СССР) 98
 Амдерма (флюорит; СССР) 131, 134
 Анарек (Co, Ni; Cu, U; Иран) 89, 201
 Ангари-Илимская гр. (Fe; СССР) 29, 218
 Ангари-Питский басс. (Fe; СССР) 221, 222
 Андреевское (Au; СССР) 144
 Ангуран (Pb—Zn—Ag; Иран) 89
 Аниокс (Cu; Канада) 118
 Анкаван (Cu, Mo; СССР) 84, 87
 Аннаберг (U; ГДР) 167, 199
 Антиохия (Au; Колумбия) 120, 268
 Антомок (Au; Филиппины) 114
 Антонова Гора (W; СССР) 103
 Антофагаста (W; Боливия) 122
 Апапель (Hg, СССР) 252, 253
 Арканзас, р-н (Al; США) 264
 Артанское (Cu; СССР) 83
 Аршалы (W, Mo; СССР) 153
 Асарел (Cu, Mo; Болгария) 74, 75
 Асио (Sn; Япония) 111, 112
 Атансор (Fe, Co; СССР) 150
 Атасуйское (Fe, Mn; СССР) 150, 219, 226
 Атбасар (Cu; СССР) 151
 Аткиз-Пхрут (Pb—Zn—Ag; СССР) 84
 Атолия (W, Sb; США) 118, 241
 Аули (Pb—Zn—Ag; Марокко) 176
 Африканда (Fe; Ti, TR, СССР) 23, 185
 Ахавназор (Fe; СССР) 84, 216
 Ахей (Hg; СССР) 80, 83
 Ахтала (Pb—Zn—Ag; СССР) 86
 Ачисай — Миргалмсай (Pb—Zn—Ag; СССР) 152
 Аятское (Fe; СССР) 221
 Бадам (барит; СССР) 152
 Баженовское (асбест; СССР) 131, 132
 Байназар (W, Mo; СССР) 149
 Байтца (Bi; Румыния) 246
 Бая-Маре (Au; Румыния) 76
 Бакальское (Fe; СССР) 129, 134, 218, 219, 220
 Балагат (Mn; Индия) 49
 Балагхат (Al; Индия) 49
 Балаток (Au; Филиппины) 114
 Балей-Тассеево (Au; СССР) 113, 204, 268
 Балларат (Au; Австралия) 51, 179, 268, 270
 Бальямаден (Pb—Zn—Ag; Турция) 77
 Банат (Fe; Румыния) 76, 218
 Бандара (Mn; Индия) 49
 Банка (Sn; Индонезия) 106, 215
 Банска-Штьявница (Au; Чехословакия) 76
 Баралья (W; Португалия) 164, 194

- Баррейру-ди-Араша (Nb, TR; Бразилия) 59, 60, 69, 188
 Барун-Шивейнское (W, Sb; СССР) 103, 204, 240
 Батурст (Pb—Zn—Ag; Канада) 172
 Баучи (Sn; Нигерия) 245
 Бахта (графит; СССР) 29
 Байя (U, Th; Бразилия) 275
 Бая-Маре (Au; Румыния) 76
 Баянаул (Au, Ag; СССР) 152
 Баяновское (Fe, Ti; СССР) 128
 Беатрис-Майн (Sn; Малайзия) 106
 Бевердел (Au, Ag; Канада) 117
 Беденское (Cr; СССР) 78, 82
 Белая Гора (Au; СССР) 106, 113
 Беллетер (Au; Канада) 35
 Белокапское (Cu; СССР) 83
 Белоусовское (Pb—Zn—Cu; СССР) 146
 Белуха (W; СССР) 102, 103
 Белягидон (W; СССР) 78, 82
 Бенгальский пояс (Be, мусковит; Индия) 47
 Бендиго (Au; Австралия) 51, 179, 268, 269, 270
 Бендиго (Au; Канада) 35, 179, 268, 269
 Бердское (Al; СССР) 264
 Березовское (Fe; СССР) 136, 220
 Березовское (Pb—Zn—Cu; СССР) 133, 146
 Березовское (Au; СССР) 131, 132, 133, 136, 268
 Беренгела (Pb—Zn—Ag, Se; Боливия) 122
 Беренс-Ривер (Pb—Zn; Канада) 35
 Беркульское (Au; СССР) 144, 268
 Бескес (Cu; СССР) 78, 82
 Бесси (Cu; Япония) 112, 258
 Бетлехем (Cu, Mo; Канада) 256
 Биджаское (Mn; СССР) 226
 Бикита (Be, Li, Cs, TR; Южная Родезия) 43
 Биллитон (Sn; Индонезия) 106
 Бильбао (Fe; Испания) 218
 Бингем (Cu, Mo; США) 118, 237, 238, 256
 Биргильдинское (Cu, Mo; СССР) 128, 130
 Бир-Бени-Салах (Sb; Алжир) 177
 Бисби (Cu; США) 255
 Битом (Pb—Zn—Ag; Польша) 169
 Бихар (Fe, Mn; Индия) 15, 49, 222
 Благодарское (Fe; СССР) 128, 130, 132, 136, 218
 Благорн (Hg; Канада) 118
 Блайнд-Ривер (U; Au; Канада) 15, 35, 36, 68, 269, 273, 274, 275, 277
 Блейшарлей (Pb—Zn—Ag; Польша) 169
 Блэк-Хилл (Ta—Nb, Be; США) 36
 Блявинское (Cu; СССР) 129, 130, 133, 256
 Богучанское (Sb; СССР) 201
 Божоле (флюорит; Франция) 196
 Боздаг (Au; Турция) 77
 Болыден (As, Cu, Au; Швеция) 15, 21, 23, 68, 248, 249
 Болнисский р-н (Cu, Pb—Zn; СССР) 11
 Большетокмакское (Mn; СССР) 25
 Большое Медвежье озеро (Ag, U, Co, Bi; Канада) 36, 37, 235, 247, 274
 Бор (Cu, Fe; Югославия) 72, 220, 256, 258
 Борборема (Be, Ta—Nb; Бразилия) 60
 Борлы (Cu, Mo; СССР) 153
 Боровица (пирит; Югославия) 72
 Боровское (Au; СССР) 150
 Боудвин (Pb—Zn, Ag; Бирма) 91, 260
 Боулдер (W, Sb; США) 118, 202, 241
 Бочеггано (Bi; Италия) 247
 Боцо (U; Франция) 196
 Бошекуль (Cu, Mo; СССР) 150, 237, 256, 258
 Брад-Златна (Au; Румыния) 76
 Браден (см. Эль-Генъенте) (Cu, Mo; Чили) 237, 256
 Бридж-Ривер (Au; Канада) 117
 Британия-Майн (Cu; Канада) 118
 Брич-Мулла (As, Bi; СССР) 158, 160
 Бриуд (Sb; Франция) 196
 Брокен-Хилл (Pb—Zn—Ag; Австралия) 51, 68, 266
 Брусса (W; Турция) 77
 Буа-Нуар (U, Франция) 166, 195, 274
 Бу-Аззер-Акбар (Co; Марокко) 176, 177, 235
 Бу-Арфа (Mn; Марокко) 71, 174, 176
 Бу-Бекер-Тунсит (Pb—Zn—Ag; Марокко) 71, 174, 261
 Букука (W; СССР) 102, 103
 Бусанга (Sn; Руанда) 43, 243
 Бу-Селлам (Cu; Марокко) 176
 Бусуанг и Корон (Mn; Филиппины) 115
 Бухан (Pb—Zn—Ag; Канада) 172
 Бухгарминское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
 Бушвельдская гр. (Cr, Ti, V, Ni, Pt, Pd; ЮАР) 44, 227, 230, 233
 Бьютт (Cu; As, Mn; США) 118, 224, 249, 257, 258
 Бьюченс (Pb—Zn—Ag; Канада) 172
 Быстринское (W; СССР) 103
 Бэмфорд (W; Австралия) 179
 Вабана (Fe; Канада) 221, 232
 Вавилонское (Cu; СССР) 146
 Вадиранга (Fe, Ti; АРЕ) 47, 217, 230
 Валь-д'Ор (Au; Канада) 35
 Вазанти (Pb—Zn—Ag; Бразилия) 62
 Вареш (Fe; Югославия) 72, 220
 Варнека (Pb—Zn—Ag; СССР) 131, 134
 Ватукула (Au; о-ва Фиджи) 115
 Велимки (Fe, Ti; СССР) 217
 Верблюжьегорское (Cr; СССР) 132
 Верхнее озеро (Fe; США) 15, 36, 68, 222, 258
 Вета Мадре (Ag; Мексика) 119, 267
 Вилла-Реаль (W; Испания) 241
 Вилюн (Au; Австралия) 50
 Витватерсранд (Au; U; ЮАР) 15, 44, 68, 269, 273, 274, 275
 Виттихен (U; ФРГ) 167, 197
 Владимирское (Co; СССР) 141, 235
 Влайхов-Врых (Cu, Mo; Болгария) 74
 Волковское (Fe, Ti, Cu; СССР) 128, 130
 Волновхский р-н (флюорит; СССР) 24, 186
 Вольфрам-Камп (W; Австралия) 179

- Воровское (Cu, Mo; СССР) 108, 237
Воронежский р-н (Ni, Cu, Pt, Pd; СССР)
24, 234, 255, 271
Воскепар-Качачкут (Au; СССР) 86
Воскресенское (Au; СССР) 101
Восточный Коунрад (Mo; СССР) 149
Выборг (Fe; СССР) 23
Вырли-Бряг (Cu, Mo; Болгария) 74
Высокая гора (Fe; СССР) 132, 136
Вышковский р-н (Hg; СССР) 252, 253
- Гавасайская гр. (Fe, Cu, Au; СССР) 157,
158
Газма (Pb, Zn; СССР) 84, 87
Гай (Cu; СССР) 129, 130, 133, 256
Галенит-Звездел (Pb—Zn—Ag; Болгария)
200
Гангпур (Mn; Индия)
Гаринское (Fe; СССР) 104
Гей-Дара (Cr; СССР) 81
Гейер (Sn; ГДР) 167, 168, 195
Гелливар (Fe; Швеция) 215
Гербертон (Sn; Австралия) 51, 179
Герцогашхт (флюорит; ГДР) 168
Гойяс (Ni; Бразилия) 233
Голдфилд (Au; США) 36, 118, 268
Голконда (W; США) 119
Голконда (алмазы; Индия) 48, 49
Гольденвилл (Au; Канада) 172
Гольденкронах (Au; ГДР) 168
Гольд-Ривер (Au; Канада) 172
Голяма Раковица (Mn; Болгария) 74, 75
Гонцен (Mn; Швейцария) 225
Горевское (Pb—Zn—Ag; СССР) 28, 261
Гостищевское (Fe; СССР) 24
Грамаτικο (Cu; Болгария) 74, 75
Грасс-Валли (Au; США) 118, 268
Гродище (Pb—Zn—Ag; Болгария) 200
Гронг (Cu; Норвегия) 171
Грури (U; Франция) 196
Грэнгсберг (Fe; Швеция) 216
Гуаякан (Cu; Перу) 121
Гуде-Лейк (Au; Канада) 35
Гудро (Fe; Канада) 35
Гузан (Fe; СССР) 220
Гуйтцуко (Hg; Мексика) 250
Гулан (Mo; Иран) 89
Гулеман (Cr; Турция) 77, 227, 228
Гульшад (Pb—Zn—Ag; СССР) 154
Гумбейское (W; СССР) 131, 133
Гумешевские рудники (Cu; СССР) 255
Гуннарэйс (U; Канада) 274, 275
Гусевы горы (Fe, Ti; СССР) 132, 217
Гутай (Mo; СССР) 101
Гуэльва (Рио-Тинто) (Cu, Mn; Испания)
226, 258
Гюмюшане (Pb—Zn—Ag; Турция) 77, 84
- Давидковский р-н (Pb—Zn—Ag; Болга-
рия) 75
Дагарды (Cr; Турция) 77, 227, 228
Дальнее (Sn; СССР) 100
Дарайсо (Pd—Zn—Ag; СССР) 204
Дарасун (Au; СССР) 268
- Дарбаза (Pb—Zn—Ag; СССР) 157, 204,
260
Дарлинг (Al; Австралия) 52
Дарридагское (As; СССР) 85, 87, 249
Дастакерт (Cu, Mo; СССР) 11, 84, 87
Дашкесан (Fe, Co; СССР) 81, 86, 218, 235
Дегтярское (Cu; СССР) 129, 130, 133, 256
Депутатское (Sn; СССР) 98, 100
Дерби (Sn; Австралия) 51
Джанет (Mo, W; СССР) 149
Джезды (Mn; СССР) 154, 226
Джезказганское (Cu; СССР) 151, 257, 258
Джелтимас (Bi; СССР) 158, 160, 204, 247
Джерисса (Fe; Алжир) 71, 177
Джером (Cu; Канада) 258
Джетыгаринское (Au; СССР) 131, 133
Джетымский басс. (Fe; СССР) 222
Джидинское (W; СССР) 103, 203
Джизикрут (Sb, Hg; СССР) 159, 161
Джиллин (U; США) 118
Джилль (Cr; СССР) 81
Джимблебар (Au; Австралия) 51
Джиндара (Mo, Cu; СССР) 84
Джос (Nb, Sn; Нигерия) 43, 273
Дзансул (Cu; Турция) 256
Диамантину (алмазы; Бразилия) 61
Диврик (Fe; Турция) 77, 200
Диль (Fe; ФРГ) 219
Добра Надежда (Mn; Болгария) 225
Дорова (Nb, TR; Южная Родезия) 60
Дунчуань (Cu; КНР) 33
Дуранго (Pb—Zn—Ag; Мексика) 119
Дэблин-Гэлч (Sn; США) 118
- Евстюнинское (Fe; СССР) 132
Елизаветинское (Fe; СССР) 221
Елшица (Cu; Болгария) 73, 74, 75
Енахин (Al; Гана) 264
- Жакобина (U, Au; Бразилия) 15, 60, 68,
269, 273, 274, 275
Жакупиранга (Nb, TR; Бразилия) 60, 69
Жануария (Pb—Zn—Ag; Бразилия) 62
Железный кряж (Fe; СССР) 101, 218
- Заводинское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
Зангезур (Mo, Cu; СССР) 238
Згидское (Pb—Zn—Ag; СССР) 79, 83
Зейда (Pb—Zn—Ag; Марокко) 71
Зесхи (Au; СССР) 79, 83
Зигерланд (Fe; ФРГ) 218, 219
Зихан (Sn, Pb—Zn—Ag; Австралия) 179,
244
Злата Ида (Au; Чехословакия) 76
Змеиногорское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
Зодское (Au; СССР) 85, 87, 113
Золотушинское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
Зопхито (Sb; СССР) 80, 83
Зыряновское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
Зюдварангер (Fe; Норвегия) 23, 222
Зюзельское (Pb—Zn—Ag; СССР) 133
- Иволга (флюорит; СССР) 203
Идикель (Mn; Марокко) 176
Идрия (Hg; Югославия) 72, 73, 250

- Иеллоунайф (Au; Канада) 35, 36, 268, 269
 Иеллоу-Пайн (W; США) 241
 Йилгарн (Au; Австралия) 51
 Икуно-Акепобе (Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sn, W, As; Япония) 111, 112
 Илитасское (Sn; СССР) 98
 Илове (Au; СССР) 199
 Ильменау (Mn; ФРГ) 224
 Ильфельд (Mn; ФРГ) 224
 Имантау (Cu; СССР) 150
 Имени XIX Партсъезда (Cu; СССР) 133
 Имни (Mn; Марокко) 71, 176, 225, 232
 Инагли (TR; СССР) 29, 186
 Ингичке (W, Mo; СССР) 159, 160, 240
 Инглезиане (Pb—Zn—Ag; Италия) 260
 Индигирский р-н (Sn; СССР) 97
 Инсизва (Ni, Cu, Pt, Pd; ЮАР) 69, 272
 Инское (Fe; СССР) 141
 Иоганнсгеоргштадт (U; ГДР) 167, 168
 Ирису (Fe, Cu, Co; СССР) 152
 Исока (Nb, TR; Замбия) 45
 Иссл'Эвек (U; Франция) 196
 Итабира (Fe; Бразилия) 15, 60, 61, 222
 Итабирита (Fe; Бразилия) 61
 Итчайваямское (Mn; СССР) 109
 Иультинский р-н (Sn, W; СССР) 98
- Кабанское V (Cu; СССР) 129, 133
 Кагосима (Au, Sn, W; Япония) 111, 268
 Кагызман (As; Турция) 77, 249
 Кадамджай (Sb; СССР) 159, 160, 256
 Каджаран (Cu, Mo; СССР) 11, 74, 84, 87, 237, 256
 Кадиллак-Малартик (Au; Канада) 35
 Казанское (Mn; СССР) 128
 Казнок (As; СССР) 159, 160
 Казуга (Au; Япония) 112, 113, 268
 Кайракты Верхнее (W, Mo; СССР) 151
 Калакар (Fe, Ti; СССР) 84, 217
 Калангуйское (флюорит; СССР) 102
 Калгутинское (Fe; СССР) 141, 220
 Калимантан (алмаз, Индонезия) 91
 Калгурли (Au; Австралия) 50, 51, 269
 Камбалда (Ni, Cu, Pt, Pd; Австралия) 51
 Камбове (U; Заир) 273
 Кананеа (Cu, Mo; Мексика) 119, 237, 256, 258
 Канганкунде (Nb, TR; Южная Родезия) 45
 Кандара (флюорит; СССР) 158, 160
 Кандычанское (Sn; СССР) 107
 Кан-и-Мансур (Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160
 Кансай (Pb—Zn—Ag; СССР) 157, 158, 204, 260
 Капский п-ов (Sn; ЮАР) 178
 Карагайлы (Pb—Zn—Ag; СССР) 151, 260
 Карагандинское (уголь; СССР) 154
 Караджальское (Fe, Mn; СССР) 154, 219, 226
 Карамазарская гр. (Pb—Zn—Ag; СССР) 266
 Карабурун (Hg; Турция) 77
 Караоба (W, Sn; СССР) 153
 Каратау (V, Mo; СССР) 152
- Каратюбе (W; СССР) 159, 160
 Карибб (Be, Li, Ta—Nb; Намибия) 43
 Карибу (Au; Канада) 117
 Каронге (TR, Бурунди) 44, 45, 69
 Карпентария (Al; Австралия) 52
 Карпушха (Cu; СССР) 129
 Карсакпайское (Fe; СССР) 151, 154
 Картахена-Массарон (Pb—Zn—Ag; Испания) 70
 Картла (Mn; Турция) 77
 Касапалка (Pb—Zn—Ag; Перу) 121
 Кассан (Pb—Zn—Ag; СССР) 159, 162
 Катанга (U, Cu, Co; Заир) 233, 275
 Кафан (Cu; СССР) 81, 86, 256
 Качарское (Fe; СССР) 136, 218
 Качанарское (Fe, Ti; СССР) 128, 130, 132, 217, 230
 Кашмир (сапфиры; Индия) 49
 Каялу-Гегарчин (Pb—Zn—Ag; СССР) 84
 Каянчинское (Pb—Zn—Ag; СССР) 141
 Кварцхана (Cu; Турция) 77
 Квайса (Pb—Zn—Ag; СССР) 80, 83
 Кебанмаден (Pb—Zn—Ag; Турция) 77
 Кевуль (Mn; Турция) 77
 Кедабек (Cu; СССР) 81, 86
 Кемпирсайская гр. (Cr; СССР) 221, 228, 229
 Кендыктас (Pb—Zn—Ag; СССР) 152
 Керклец-Лейк (Au; Канада) 36
 Керман (Cu; Иран) 90
 Керчь-Таманское (Fe; СССР) 221, 232
 Кескинмаден (Mo; Турция) 77
 Кзыл-Эспе (Pb—Zn—Ag; СССР) 150, 154
 Кивано (Мичиган) (Cu; США) 36
 Кикинг-Хорс (Au; Канада) 118
 Кимберлей (Au; Австралия) 51
 Кимканское (Fe; СССР) 33, 104
 Кимлинское (Cu; СССР) 108
 Кинг о-в (W; Австралия) 180
 Кинджон-Майн (Au; Канада) 35
 Кировоградское (Cu; СССР) 129, 130
 Кирунавара (Fe; Швеция) 215
 Киткойское (Au; СССР) 109
 Киякты (V, Mo; СССР) 151
 Клаймакс (Mo; США) 118, 202, 237, 238
 Клинтон (Fe; США) 221
 Клондайк (Au; Канада) 118
 Клонгарри (Cu, Pb, Ag; Австралия) 51
 Ключевская гр. (Cr; СССР) 132
 Ключевское (Au; СССР) 133, 228
 Клыч (Mn; СССР) 154
 Кнабен (Mo; Норвегия) 171
 Кобальт (Co, Ag; Канада) 35, 36, 235, 267
 Ковдор (Fe, TR, СССР) 23, 185
 Кодис-дзирн (As, Hg; СССР) 80, 83, 249
 Козака (Cu; Япония) 112
 Коимбатор (андалузит, корунд; Индия)
 Койташ (W; СССР) 159, 160
 Коктаскал (Cu, Mo; СССР) 150
 Колар (Au; Индия) 49, 268, 269
 Колорадское плато (U, V; США) 275
 Кольванское (W; СССР) 146
 Колымский р-н (Sn; СССР) 245
 Колымчанское (Hg; СССР) 253

- Кольчачака (Pb—Zn—Ag; Боливия) 122
 Коммунар (Au; СССР) 267, 268
 Комсток (Au; США) 118, 268
 Конакри (Fe; Гвинея) 221
 Конгсберг (Ag; Норвегия) 23, 171
 Кондер (TR; СССР) 29, 186
 Копер-Маунтин (Cu; Канада) 118, 256
 Копетдаг (барит; СССР) 90
 Коппапо (S; самородная; Чили) 122
 Коргонское (Fe; СССР) 141, 220
 Корнуолл (Fe, Co; США) 173
 Корнуолл (Sn, U; Англия) 165, 243, 273
 Корокоро (Cu; Боливия) 122, 257
 Коршуновское (Fe; СССР) 218
 Костайник-Крупани (Sb; Югославия) 72
 Костер (Sn; СССР) 98
 Коунрад (Cu, Mo; СССР) 151, 153, 237, 256, 258
 Кочи (Sn; КНР) 245
 Кочкарское (Au, As; СССР) 131, 132, 133, 268
 Красная Шапочка (Al; СССР) 264
 Красные Холмы (флюорит; СССР) 204
 Красноярское (Fe; СССР) 218
 Крезо (U; Франция) 196
 Кремиковцы (Fe; Болгария) 74, 75
 Кремница (Au; СССР) 76
 Крест (Fe; Канада) 36
 Кривой Рог (Fe; СССР) 15, 24, 68, 222
 Крипл-Крик (Au; США) 118, 202, 268
 Кройдон (Au; Австралия) 51, 179
 Крокерс-Уэлл, р-н (U; Австралия) 273
 Круэвилл (U; Франция) 196
 Крупка (Sn; Чехословакия) 167, 199
 Крут (U; Франция) 197
 Кручининское (Fe, Ti; СССР) 101
 Кти-Теберда (W; СССР) 79, 82
 Ктай (Fe, Mn; СССР) 154, 219, 226
 Кугитанская гр. (Hg, Pt; СССР) 193, 204
 Куинана (Ni, Cu, Pt, Pd; Австралия) 51
 Куктови (Sn; Австралия) 179
 Кули-Колон (флюорит; СССР) 159, 161
 Кулгарди (Au; Австралия) 51
 Куманское (Au; СССР) 133
 Кумбель (сонкуль) (W; СССР) 159, 161
 Куцферберг (Fe; Чехословакия) 167
 Курайское (Hg; СССР) 253
 Курганская гр. (Pb—Zn—Ag; СССР) 157, 158
 Кургашин-Кан (Pb—Zn—Ag; СССР) 157, 158
 Курско-Белгородская гр. (Fe; СССР) 15, 68
 Курейка (графит; СССР) 29
 Кусинско-Копанское (Fe, Ti; СССР) 128, 129, 130, 134, 230
 Кустанайская гр. (Fe; СССР) 128, 130, 136, 218
 Кутанская гр. (барит; СССР) 83
 Кутимское (Fe; СССР) 128
 Куу (W; СССР) 149
 Кушикино (Au; Япония) 112, 113
 Кызыл-Таштыг (Cu; СССР) 144
 Кызылчанское (Pb—Zn—Ag; СССР) 141
 Куэчжоу (Hg; КНР) 107
 Ла-Аргентина (Pb—Zn—Ag; Аргентина) 181
 Лабинское (Mn; СССР) 225
 Ла-Бореаль (Pb—Zn—Ag; Аргентина) 181
 Лабрадор (Fe; Канада) 216
 Ла-Вирхен (U; Испания) 164, 194
 Лаврион (Pb—Zn—Ag; Греция) 75
 Лак-Тю (Fe, Ti; Канада) 217, 230
 Ла-Либертад (W; Sb; Перу) 122, 241
 Лан (Fe; ФРГ) 219
 Ландер-Каунти (Sn; США) 119
 Лапас (Sn; СССР) 159, 160
 Ла-Фажасьер (Au; Франция) 196
 Лашкерек (Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160
 Ла-Эстансиа (Pb—Zn—Ag; Аргентина) 181
 Лебединское (Au; СССР) 30, 186
 Лебяжинское (Fe; СССР) 132, 136, 216
 Левиха (Cu; СССР) 133
 Ледвилл (Pb—Zn—Ag; США) 118, 202, 260, 266
 Леккен (Cu; Норвегия) 171
 Лениногорское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
 Леонора (Au; Австралия) 50, 51
 Лепанто (Cu; Филиппины) 114
 Ливраменту (Fe, Ni; Бразилия) 61, 221, 233
 Лиганга (Ti, Fe; Танзания) 230
 Лини-Лейк (Ni, Cu, Pt, Pd; Канада) 35
 Лионез (флюорит; Франция) 196
 Липецкий р-н (Fe; СССР) 25
 Лицовая гора (Mn; СССР) 128, 223
 Лисаковское (Fe; СССР) 221
 Литтл-Лоунг-Лак (Au; Канада) 35
 Ловозеро (Nb, TR; СССР) 23, 185
 Лозен (Pb—Zn—Ag; Болгария) 74
 Лойана (As; Югославия) 72
 Лонгбан (Mn; Швеция) 223
 Лос-Амигос (Pb—Zn—Ag; Аргентина) 181
 Лос-Андес (S самородная; Чили) 122
 Лос-Кондорс (Sn—W—Bi; Аргентина) 181
 Лос-Макис (Cu; Чили) 121
 Лос-Пиларес (Cu; Мексика) 119
 Лосевское (TR, Nb, W, Sn; СССР) 154
 Лотарингский басс. (Fe; Франция) 221, 232
 Луи-Лопец (Mn; США) 119
 Луисвиши (U; Заир) 273
 Лухуми (As; СССР) 80, 83, 249
 Луэш (Nb, TR; Заир) 44, 69
 Льяльягуа (Sn; Боливия) 244, 245
 Лэрдер-Лейк (Au; Канада) 35
 Любин (Cu; Польша) 169
 Люботин (Cr; Югославия) 72
 Люоссавара (Fe; Швеция) 215
 Люцифер (Mn; Мексика) 119
 Ля-Люсет (Sb, Au; Франция) 165, 197
 Лянгар (W, Mo; СССР) 159, 160, 236, 240
 Ля-Туш (Pb—Zn—Ag; Франция) 197
 Мавровуни (Cu; Кипр) 76
 Магиан (Sb; СССР) 159, 161
 Магнитогорское (Fe; СССР) 128, 130, 136, 218
 Маданский р-н (Pb—Zn—Ag; Болгария) 74, 200

- Маджаровский рудный р-н (Pb—Zn—Ag; Болгария) 74, 200
Маднеули (Cu; СССР) 73, 84, 87
Маеми (Au; СССР) 106
Майами-Исперейши (Cu, Mo; США) 118
Майари (Fe, Ni, Co; Куба) 221
Майданпек (Cu, Mo; Югославия) 72
Майкаин (Au; СССР) 150
Майхура (W, Sn; СССР) 159, 160, 240
Майорбхани (Ti, Fe; Индия) 230
Макензи-Итуни (Al; Гайана) 264
Маккала (Ni, Cu, Pt, Pd; Финляндия) 23
Мангышлакское (Mn; СССР) 225
Маниту (TR, Nb; Канада) 37
Маноно-Китотоло (Be, Li, Ta—Nb, Sn; Нигерия) 243
Мансфельд (Cu; ГДР) 168, 169, 257, 258, 261
Маракоча (Pb—Zn—Ag; Перу) 121
Марбл-Бар (Au; Австралия) 51
Марньяк (U; Франция) 196
Марьятское (Mn; СССР) 225
Масинлок (Cr; Филиппины) 114
Масса-Маритима (Pb—Zn—Ag; Италия) 71
Масьяк-Бриуд (Hg; Франция) 197
Массник-Уш (Sb; Франция) 166, 196
Матахамбр (Cu; Куба) 119
Матагеван (Au; Канада) 35
Материнская жила (Au; США) 118, 268
Матрабания (Cu; Венгрия) 76
Маханади-Годавари (алмаз; Индия) 49
Маунт-Айза (Pb—Zn—Ag, Cu, U; Австралия) 51, 68, 274
Маунт-Бисшоф (Sn; Австралия) 51, 179
Маунт-Гарнет (Sn; Австралия) 179
Маунт-Кливленд (Sn; Австралия) 179
Маунт-Лайелль (Cu; Австралия) 179
Маунт-Морган (Cu; Австралия) 51, 179
Маунт-Ньюмен (Fe; Австралия) 51
Маунт-Пейнтер (U; Австралия) 52
Маунт-Том-Прайс (Fe; Австралия) 51
Маунтин-Пас (TR; США) 69, 187
Маучи (W; Бирма) 241
Мачкатица (Mo; Югославия) 72, 237
Маюрбхандж (Fe, Ti; Индия) 48
Меградзор (Au; СССР) 84, 87
Медет (Cu, Mo; Болгария) 74, 75
Меднорудянк (Cu; СССР) 128, 130, 132
Мелл (Pb—Zn—Ag; Франция) 165
Мердита (Cu; Албания) 73
Мескане (Cu; Mo; Иран) 89
Мехмана (Pb—Zn—Ag; СССР) 86
Мец-дзор (Cu, As; СССР) 256
Мибладен (Pb—Zn—Ag; Марокко) 71, 174, 176, 261
Мир (алмаз; СССР) 30
Миргалимсай — Ачисай (Pb—Zn; СССР) 152, 261
Мирное (Sn; СССР) 100
Миссури Юго-Восточное (Pb—Zn; США) 68, 261, 262
Мисхана (Fe; СССР) 81
Митате (Sn; Япония) 244, 256
Михалково (флюорит; Болгария) 75
Мичипикотен (Au; Канада) 35
Миядзаки (Sb; Япония) 111
Моа-Бей (Fe, Ni, Co; Куба) 221, 233
Могок (рубин; Бирма) 49
Молладжалинское (Mn; СССР) 84, 87, 225
Монарх (Pb—Zn—Ag; Канада) 118
Монбеле (Sn; Франция) 165
Монтана-де-Манганезо (Mn; Мексика) 119
Монсеррат (Sn; Боливия) 244
Монте-Амтата (Hg; Италия) 71, 250, 252, 253
Монтевра (W; Франция) 166, 195
Мончегорская гр. (Ni, Cu, Pt, Pd; СССР) 23, 69, 185, 233, 239, 255, 271
Морван (U; Франция) 166, 196
Моренси (Cu; США) 255
Морру-Велью (Au; Бразилия) 61, 267, 269
Морро-де-Мина (Mn; Бразилия) 60
Мосриф (As, Au, СССР) 159, 160
Мургул (Двансул) (Cu; Турция) 77
Мурдохвил (Cu, Mo, W; Канада) 172
Мурунтау (Au; СССР) 158, 160
Мурчисон (Au; Австралия) 51
Мусан (Fe; КНДР) 33
Мэрсвилл (U; США) 118, 274
Нагйбания (Au, Ag; Румыния) 76
Нагольный кряж (Pb—Zn—Ag, Au; СССР) 24, 186
Нагпур (Mn; Индия) 49
Найзатас (Mn; СССР) 226
Накасе (Au, Sb; Япония) 111
Намакваленд (Be, Li, Ta—Nb; ЮАР) 43
Напа (S самородная; Чили) 122
Наугарзан (флюорит; СССР) 158, 160, 204
Наукат (Cu; СССР) 257
Негра-Вануш (Cu; Перу) 122
Нерчинская гр. (Pb—Zn—Ag; СССР) 260, 266
Нжомбе (Fe, Ti; Танзания) 217
Нигде (W, Sb, Hg; Турция) 200
Нижний Тагил (Pt; СССР) 131
Никитовское (Hg, Sb; СССР) 24, 250, 252, 253
Николаевское (Pb—Zn—Cu; СССР) 146
Никопольское (Mn; СССР) 25, 225
Новая Каледония (Ni; Новая Каледония) 233, 234
Ново-Березовское (Au, W; СССР) 133
Ново-Ивановское (W, Sb; СССР) 103, 204, 240
Норанда (Au, Cu, Zn; Канада) 15, 36, 37, 68
Норильское (Ni, Cu, Pt, Pd; СССР) 29, 69, 186, 234, 255, 270, 271
Норметал (Cu, Zn; Канада) 35
Норсмен (Au; Австралия) 50, 51
Нор-Эйкми (Au; Канада) 35
Ноцара (W, Sb; СССР) 80, 83, 240
Нсуга (Mn; Гава) 44
Нью-Альмаден (Hg; США) 118
Нью-Идрия (Hg; США) 118
Нью-Калумет (Au; Канада) 35
Ныробская группа (Pb—Zn—Ag; СССР) 134

- Оахака (Ti; Мексика) 231
 Обира (Sn; Япония) 111, 112
 Оброциште (Mn; Болгария) 74
 Обзах-Кух (Pb—Zn—Ag; Иран) 89
 Од (As, Au; Франция) 196
 Озерное (Pb—Zn—Ag; СССР) 101
 Ока (TR, Nb; Канада) 37, 69, 187
 Октябрьское (Ni, Cu, Pt, Pd; СССР) 29
 Олари (V, U; Австралия) 52, 232
 Оленегорское (Fe; СССР) 23
 Олькуш (Pb—Zn—Ag; Польша) 169, 260, 261, 262
 Ольховское (Au; СССР) 144
 Омдаль (Mo; Норвегия) 171
 Омерван (флюорит; Франция) 196
 Омлеркайское (Hg; СССР) 107
 Оптанагон (Cu; Канада) 257, 258
 Ораза (Sr; Югославия) 72
 Орисса (Mn, Fe; Индия) 15, 49, 222
 Орлиногорское (Hg; СССР) 253
 Орско-Халиловская гр. (Fe, Ni, Co; СССР) 221
 Оруро (W, Sn, Ag, Sb; Боливия) 122, 241
 Осокино-Александровское (Fe; СССР) 132
 Отдельное (Au; СССР) 107
 Отрис (Cu; Греция) 75
 Оутокумпу (Cu, Co; Финляндия) 15, 21, 23, 68
 Пабельон (Sb; Боливия) 122
 Пакахаке (Pb—Zn—Ag—Se; Боливия) 122
 Пакуни (W; Боливия) 122
 Пайк (алмазы; США) 36, 186
 Пайк-Крик (Mo, W; США) 118, 188, 236
 Пайн-Пойнт-Майн (Pb—Zn—Ag; Канада) 118
 Пайхой (Pb, Zn; СССР)
 Пакуни (W; Боливия) 122
 Палабора (TR, Nb, Zr; ЮАР) 65, 60
 Палмер-Ривер (V; Австралия) 179
 Палинское (Hg; СССР) 107, 253
 Памбак (Al; СССР) 264
 Панаскейра (W; Португалия) 164, 194
 Пангуна (Cu, Mo; Соломоновы о-ва) 115
 Панна (алмазы; Индия) 49
 Парадво (пирит; СССР) 15, 21, 23, 68
 Параолебо (Fe; Бразилия) 61
 Парвин (барит; СССР) 159, 161
 Пасифик Никельмайн (Ni; Канада) 118
 Пассагем (Au; Бразилия) 61, 268
 Паудерхорн (Th; США) 277
 Пачука (Ag; Мексика) 119, 267
 Пепита (W; Боливия) 122
 Первомайское (Mo; СССР) 103
 Первоуральское (Fe, Ti; СССР) 131, 217
 Перевальное (Hg; СССР) 80, 83
 Перт (Ni, Cu, Pt, Pd; Австралия) 51, 69, 234, 271
 Перт, рудный р-н (Fe; Австралия) 255
 Петри (Th; США) 277
 Печенга (Ni, Cu, Pt, Pd; СССР) 23, 234, 271
 Пиккл-Лейк (Au; Канада) 35
 Пилбара (Au, Ta—Nb, Be, Li; Австралия) 50
 Пинос (W; Куба) 119
 Пинчи-Лейк (Hg; Канада) 118, 250
 Пириак (Sn; Франция) 165
 Пирквитас (Sn, Ag; Аргентина) 122, 244, 267
 Питкьяранта (Sn, Zn, СССР) 23
 Пламенное (Hg; СССР) 107, 253
 Плелауф (Pb—Zn—Ag; Франция) 197
 Плуа-Идальго (Ti; Мексика) 230
 Победа (Mn; Болгария) 225
 Пожарево (Mn; Болгария) 74, 75
 Полуночное (Mn; СССР) 225
 Понтжан (Pb—Zn—Ag; Франция) 197
 Поркьюпайн (Au; Канада) 36, 268, 269
 Постмасбург (Mn; ЮАР) 44
 Посус-ди-Калдас (Zn, TR; Бразилия) 59, 60, 69, 188
 Потоси (Sn, Ag; Боливия) 122, 244, 267
 Потрерильос (Cu, Mo; Чили) 121, 237, 256, 258
 Пресниц (Fe; Чехословакия) 167
 Приаралье (Fe; СССР) 152
 Приднепровье (Ti; СССР) 25
 Приуральское (Cu; СССР) 25, 257
 Пролетарский рудник (Au; СССР) 28
 Пршибрам (Pb—Zn—Ag; Чехословакия) 168, 199, 260
 Пудожгорское (Fe, Ti; СССР) 217
 Пулауен (Pb—Zn—Ag; Франция) 197
 Пунитак (Hg, Au; Чили) 122
 Пухи-Пухи (Hg, Au; Новая Зеландия) 115, 252, 253
 Пышминское (Cu, Co; СССР) 128, 130
 Радка (Cu; Болгария) 73, 74, 75, 256
 Раздан (Fe; СССР) 84, 87, 248
 Раздольнинское (Sb; СССР) 28
 Райбл (Pb—Zn—Ag; Италия) 71
 Рам-Джанг (U; Австралия) 52, 188, 274
 Ранг (Au; Ag; СССР) 152
 Рарз (Sb; СССР) 159, 161
 Реджанг-Лебонг (Au; Индонезия) 268
 Ред-Лейк (Au; Канада) 35
 Ред-Роз (W; Канада) 117
 Ренисон-Белл (Sn; Австралия) 179
 Реосин (Pb—Zn—Ag; Испания) 260
 Реформ-Майнс (Cu; Mo; Мексика) 119
 Рио-Тинто (Гуэльва) (Cu; пирит; Испания) 256
 Риф (Fe; Марокко) 218
 Робаткерим (Mn; Иран) 90
 Роджер (Ni; Канада) 172
 Розбери (Pb—Zn—Ag; Австралия) 51, 179
 Романеш (Mn; Франция) 224
 Роншампе (U; Франция) 197
 Ророс (Cu; Норвегия) 171
 Росен (Cu, Mo; Болгария) 74
 Рохтрежу (Sb; Франция) 197
 Рудна Глава (Fe; Югославия) 72
 Рудная Сопка (Au; СССР) 99, 107
 Рудногорское (Fe; СССР) 218
 Рудобанья (Fe; Венгрия) 76, 218
 Рюстенбург (Ni, Cu, Pt, Pd; ЮАР) 44, 69, 234, 235, 255, 269, 270, 271

- Рутскуру (Nb, TR; Заир) 45
 Рыбница (Pb—Zn—Ag; Болгария) 200
 Рэдиум-Хилл (U; Австралия) 52
 Рэй-Парк (W, Mo; Австралия) 180
- Садбери (Ni, Cu, Pt, Pd; Канада) 35, 36, 69, 233, 234, 235, 255, 258, 271
 Садон (Pb—Zn—Ag; СССР) 79, 83, 266
 Сала (Pb—Zn—Ag; Швеция) 260
 Салаир (Pb—Zn—Ag; СССР) 260, 265
 Салсинь (Au, As; Франция) 196
 Сальварти (As; СССР) 85
 Сан-Антонио (Au; Канада) 35
 Сан-Виторио (U; Бразилия) 58
 Сандон (W, Bi; КНДР) 241, 246, 248
 Сан-Жозе-ду-Токантис (Ni; Бразилия) 61
 Сан-Луис-Потоси (Sb; Мексика) 119, 250
 Санта-Эулалия (Pb—Zn—Ag; Мексика) 119
 Санто-Доминго (Pb—Zn—Ag; Аргентина) 181
 Сапальское (Mn; СССР) 128, 224
 Саралинский рудник (Au; СССР) 268
 Сарановское (Cr; СССР) 131, 132, 134, 227, 228, 229
 Сарбайское (Fe; СССР) 136, 218
 Саргардон (W; СССР) 159, 162
 Саригюх (Mn; СССР) 84, 87, 225
 Сариландж (Hg; СССР) 85, 87
 Сарымат (As; СССР) 159, 160
 Саткинское (магнетит; СССР) 129, 134
 Саус-Лоррэн (Co, Ag; Канада) 235, 267
 Сахалинское (Hg; СССР) 80, 83
 Саяк (Fe, Cu, Mo, Co; СССР) 151
 Сваранц (Mn, Fe, Ti; СССР) 84, 87, 217, 225
 Светловское (Hg; СССР) 253
 Свишти плаз (Au; Болгария) 74
 Северный Лугулу (Be, Li, Ta—Nb; Заир) 43
 Севкар (Mn; СССР) 84, 87, 225
 Седмочисленицы (Pb—Zn—Ag; Болгария) 74
 Седукве (Cr; Южная Родезия) 44, 227, 228
 Семиз-Бугу (андалузит, корунд; СССР) 154
 Сент-Брие (Pb—Zn—Ag; Франция) 197
 Сент-Ренан (Sn; Франция) 165
 Сент-Урбэн (Fe, Ti; Канада) 37, 217, 230
 Серро-де-Паско (Pb—Zn—Ag, Cu, Bi; Перу) 120, 121, 247, 248, 260
 Сибавское (Cu; СССР) 129, 130, 133, 256
 Сивагли (Fe; СССР) 26
 Си-Гуань-Шань (Sb; КНР) 107, 250
 Сидара (Hg, Sb; Япония) 111
 Сикоку (Sb, Hg; Япония) 111
 Сианча (Sn, Pb—Zn—Ag; СССР) 106
 Синдзи (Cu, Pb, Zn; Япония) 111
 Сингбхум (Fe, Cu; Индия) 48, 222
 Сиретоку (Cu, Pb, Zn; Япония) 111, 112
 Скоурниотисса (Cu; Кипр) 76
 Скуттеруд (Co; Норвегия) 171
 Славянка (флюорит; СССР) 75
 Слокан (Au; Канада) 117
 Снарум (Co; Норвегия) 171
 Соболевское (Cu; СССР) 134
- Советашен (Hg; СССР) 85, 87
 Советское (Au; СССР) 28, 268
 Соколовско-Сарбайская гр. (Fe; СССР) 136, 149
 Сокуркой (Cu, Mo; СССР) 153
 Солонечное (флюорит; СССР) 102
 Сонкуль (Кумбель) (W; СССР) 240
 Сорское (Mo, Cu; СССР) 141
 Спичкоп (Nb, TR; ЮАР) 45
 Сполука (Pb—Zn—Ag; Болгария) 200
 Старджен-Ривер (Au; Канада) 35
 Степняк (Au, Ag; СССР) 150, 154, 268, 270
 Стимбот-Спрингс (Hg; США) 119, 252, 253
 Стип-Рок-Айрон (Fe; Канада) 35
 Стордэ (пирит; Норвегия) 171
 Струминский р-н (Au; Болгария) 75
 Сукулу (TR, Nb, Zr; Уганда) 60
 Судительма (Cu; Норвегия) 171
 Сулливан (Pb—Zn—Ag; Канада) 36, 37, 68, 118, 262
 Сульфур-Бенк (Hg; США) 252, 253
 Сумсар (Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160
 Сусинген (Fe, Cu; СССР) 159, 161
 Сэбикчанское (Hg; СССР) 253
 Сюнгюн (Cu, Mo; Иран) 89
- Таберг (Fe, Ti; Швеция) 217
 Тавой (Sn; Бирма) 245
 Таганлы (пирит; СССР) 86
 Тажное (Fe; СССР) 26
 Тайнанское (Mn; СССР) 226
 Такели (As, Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160, 204, 249
 Такалканское (Sn; СССР) 98
 Такла (Hg; Канада) 118
 Такоб (флюорит; СССР) 158, 160
 Такора (S; самородная; Чили) 122
 Такфон (W, Sn, As; СССР) 159, 160, 240
 Таласс (Hg, Pb; СССР) 152
 Талахиани (Hg; СССР) 80, 83
 Талнаское (Ni, Cu, Pt, Pd; СССР) 29, 69, 186, 234, 255, 270, 271
 Тацдзут (пирит; СССР) 84, 87
 Танненберг (Sn; ГДР) 167
 Ташпра (Nb, TR, Бразилия) 60, 69
 Тарбальджейское (Sn; СССР) 103
 Тарсаккан (Cu; СССР) 151
 Тары-Экван (Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160
 Тасна (Bi, Sn; Боливия) 122, 247, 248
 Татьянаинское (Fe; СССР) 218
 Тейское (Fe; СССР) 218
 Тейлор-Крик (Sn; США) 119
 Текели (Pb—Zn—Ag; СССР) 152
 Телемаркен (Cu; Норвегия) 256
 Тельбеское (Fe; СССР) 144, 218
 Темпртауское (Fe; СССР) 144
 Терлигхайское (Hg; СССР) 253
 Тетрауль (Pb—Zn—Ag; Канада) 35
 Тетрицхаро (Mn; СССР) 84, 225
 Тетфорд-Майн (асбест; Канада) 172
 Тетюхе (Pb—Zn—Ag; СССР) 105, 260, 266
 Тигранабердское (Cu; СССР) 85
 Тиенпаошан (Cu; КНР) 255
 Тинтик (Pb—Zn—Ag, Bi; США) 118

- Тиуин (Mn; Марокко) 176
 Тихвинское (Al; СССР) 25, 264
 Тобольское (Ti; СССР) 231
 Торговское (Su, Bi; СССР) 131
 Тороро (Nb, TR; Уганда) 45
 Травапкор (Th; Индия) 48, 49, 275, 277
 Трешча-Стари (Pb—Zn—Ag; Югославия) 72, 260
 Три-Стейт (Pb—Zn—Ag; США) 36, 261, 262
 Тродос (Cr; Кипр) 76
 Тсумб (Pb—Zn—Ag; Намбия) 261
 Тульское (Fe; СССР) 25, 221
 Туманное (Cu, Mo; СССР) 108, 237
 Тундулу (Nb, TR; ЮАР) 45
 Туписа, р-н (Sb; Боливия) 122
 Туранглы (Fe; СССР) 157, 158
 Тургайское (Ti; СССР) 151
 Турук (Mo; СССР) 31
 Турхал (Sb; Турция) 77
 Турьинские рудники (Cu; СССР) 128, 130, 255
 Тхмори (Pb—Zn—Ag; СССР) 79, 83
 Тызыл (Pb—Zn—Ag; СССР) 82
 Тырныауз (Mo, W; СССР) 79, 83, 236, 240

 Уайт-Пайн (Cu; Канада) 36, 68
 Уалтон (Pb—Zn—Ag; Канада) 172
 Удачная (алмазы; СССР) 30
 Удокан (Cu; СССР) 257, 258
 Уенца (Fe; Алжир) 71, 177, 218
 Узун-Булак (W, Sn; СССР) 159, 162
 Уитцико (Hg; Мексика) 119
 Улугелякское (Mn; СССР) 226
 Умм-Богма (Mn; АРЕ) 226
 Унсия (W; Боливия) 122
 Уншан (Fe; Марокко) 177
 Ургерика (U; Португалия) 194, 197, 274
 Урупское (Cu; СССР) 78, 79, 82, 256
 Урух (W; СССР) 82
 Урсульское (Pb—Zn—Ag; СССР) 141
 Усинское (Mn; СССР) 226
 Учаль (Cu; СССР) 129, 130, 133
 Уч-Имчек (As; СССР) 157, 158
 Уч-Кулач (Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160
 Уэд-Маден (Sb; Hg; Марокко) 177
 Уэт (Th; США) 277

 Фалун (Cu, Pb, Zn; Швеция) 15, 23
 Фельзобания (Au; Румыния) 76
 Феникс (Cu; Канада) 118
 Фён (TR; Норвегия) 171
 Ферримэн-Фэлльс (Fe; Канада) 35
 Ферсмана им. (кванит; СССР) 23
 Филизчай (Cu, Pb—Zn—Ag; СССР) 79, 83, 256
 Фихтенгсберг (U; ФРГ) 199
 Флин-Флон (Cu, Pb—Zn, Au; Канада) 15, 35, 37, 68
 Флюсшахт (флюорит; ГДР) 168
 Фрамон-Гранфонтен (W; Франция) 167, 197,
 Франклин (Mn, Pb—Zn—Ag; США) 223, 260
 Фрейберг (Pb—Zn—Ag; ГДР) 260, 266
 Фукуяма (Mn; Япония) 225

 Хайдаракап (Hg, Sb; СССР) 159, 160, 250, 253
 Халкидонский п-ов (Fe; Греция) 75
 Хаяндиза (Pb—Zn—Ag; СССР) 158, 160, 193
 Хапчеранга (Sn; СССР) 103
 Харбейское (Mo; СССР) 131
 Хардкастл-Крик (Sn; США) 119
 Хатанхойское (Sn; СССР) 100
 Хаураки (Au; Новая Зеландия) 268
 Хедлей Майн (Au; Канада) 117
 Хексбар (Cu; Филиппины) 114
 Хетинское (Sn; СССР) 107
 Хибинь (апатит; СССР) 23, 185
 Хинганское (Sn; СССР) 105, 201
 Хиос и Лесбос (Sb; Греция) 75
 Хоуваксинское (Co; СССР) 144, 235
 Холзунское (Fe; СССР) 220
 Хомстейк (Au; США) 36, 268
 Хоперское (Fe; СССР) 25, 221
 Хосров (Hg; СССР) 85
 Хпек (Hg; СССР) 80, 83
 Хржанов (Pb—Zn—Ag; Польша) 169
 Хуанкавелина (Hg; Перу) 122, 253
 Худес (Cu; СССР) 78, 82

 Цакери-дош (Кохб) (Fe; СССР) 81
 Цанское (As; СССР) 79, 83
 Цебалос (Au; Канада) 117
 Центральный рудник (Au; СССР) 268
 Цер (Mn; Югославия) 72
 Цзяньси (W; КНР) 241
 Циннвальд (Sn; ГДР) 167, 168, 195, 199, 243
 Циновец (Sn; Чехословакия) 167, 195, 199, 243
 Цугу (Sn; Япония) 112
 Цумб (Pb—Zn—Ag, Cl; Намбия) 40, 46, 61, 262
 Цусима (Pb, Zn; Япония) 111
 Чаган-Узунское (Hg; СССР) 252, 253
 Чадакская гр. (Au, Ag; СССР) 157, 158
 Чазадыр (Hg; СССР) 253
 Чайкенд (Fe, Mn; СССР) 220
 Чалкуйрюк (As; СССР) 159, 160
 Чатахи (Fe; СССР) 84, 220
 Чаувай (Hg, As; СССР) 159, 160, 249, 253
 Чаунский р-н (Sn; СССР) 97, 98
 Чевлянович (Mn; Югославия) 72
 Чегем (W; СССР) 79, 82
 Челопеч (Cu; Болгария) 73, 74, 75, 256
 Черек (W; СССР) 82
 Чиатурское (Mn; СССР) 225
 Чибонджеман (Cu; Канада) 35
 Чибухли (серный колчедан; СССР) 84, 87
 Чиллаго (Cu; Австралия) 179
 Чино (Cu, Mo; США) 118, 237
 Чипровци (Au; Болгария) 74
 Чирагидзор (серный колчедан; СССР) 81
 Чаролке-Кармен (Sb; Боливия) 250
 Чиуауа (Sn, Pb—Zn—Ag; Мексика) 119, 244
 Чоко (Pt; Колумбия) 122, 269
 Чонкой (Hg; СССР) 252, 253
 Чорлау (Sn; ГДР) 167

Чоролке (W; Боливия) 122
Чорохи (Au; СССР) 79, 83
Чорух-Дайрон (W, Mo; СССР) 157, 158,
204, 240
Чечукулак (Pb—Zn—Ag; СССР) 79, 82
Чуйское (Pb—Zn—Ag; СССР) 141
Чукикамата (Cu, Mo; Чили) 121, 237, 238,
256, 258
Чуиикина (S самородная; Чили) 122

Шалгия (Mo, W; СССР) 149
Шалым (Fe; СССР) 218
Шамлуг (Cu; СССР) 73, 84, 86, 256
Шаралдай (флюорит; СССР) 203
Шварценберг (Fe; ГДР) 167, 168
Шемнитца (Au; Чехословакия) 76
Шемонаихинское (Pb—Zn—Ag; СССР) 146
Шени (Au; Франция) 196
Шерегеш (Fe; СССР) 218
Шерловая гора (W, Sn; СССР) 102
Шеррит-Гордон (Cu, Zn, Au; Канада) 15,
35, 37, 68
Шинколовбе (U; Заир) 273
Шипкрик (Au; Канада) 117
Шипкерг (Fe; СССР) 81
Шнееберг (U; ГДР) 167, 168, 199, 274
Шоржа (Cr; СССР) 81
Шумиловское (Sn, W; СССР) 101

Эге-Хая (Sn; СССР) 98, 100
Эгримонт (Fe; Англия) 221
Эйс (U; Канада) 274

Эльбрус (Pb—Zn—Ag; СССР) 82
Эльворское (Mn; СССР) 84, 87, 225
Эльдорадо (Au; СССР) 28, 35
Эльдорадо (U; Канада) 36
Эль-Оро (Au, Ag; Мексика) 119, 256, 267, 268
Эль-Пао (Fe; Венесуэла) 55
Эль-Теньенте (см. Браден) (Cu, Mo; Чили)
121, 237, 256, 258
Эль-Хамман (флюорит; Марокко) 177
Эйдако (Mo; Канада) 117, 237, 238
Эргани-Маден (Cu; Турция) 77, 256
Эрегля (Mn; Турция) 77, 225, 256
Эрцберг (Fe; Австрия) 218
Этыка (Sn, W; СССР) 102
Этасьер (Sn, W; Франция) 166, 195

Юбрышкинское (Fe, Ti; СССР) 129
Юго-Коневское (W; СССР) 131, 133
Южно-Хинганское (Mn; СССР) 104, 226
Юннань (Bi; КНР) 248
Юта и Колорадо (V, U; США) 36, 232,
274, 275
Юта-Коппер (Cu, Au, Ag; США) 258

Яворик (Fe; Югославия) 218
Ягуга (Cu; Япония) 255
Яковлевское (Fe; СССР) 24
Яку (Sn, W; Япония) 111
Яман-Касы (Cu; СССР) 133
Ямато (Hg, Sb; Япония) 111
Яхимов (Иоахимсталь) (U; Co, Ni; Чехо-
словакия) 167, 168, 199, 274

	Стр.
Предисловие	3
История зарождения и развития металлогении как науки	5
Основные задачи металлогении, терминология	7
Металлогенические провинции и эпохи	9
Основные типы металлогенических структур и этапы их развития	15
Металлогения щитов и их платформ	21
Русский (Восточно-Европейский) щит	21
Сибирский щит	26
Сино-Корейский щит	31
Канадский щит	34
Африкано-Аравийский щит	38
Индостанский щит	47
Западно-Австралийский щит	50
Гвианский щит	52
Бразильский щит	55
Антарктический щит	62
Основные черты металлогении щитов и их платформ	67
Металлогения складчатых подвижных поясов	70
Средиземноморский пояс	70 ✓
Тихоокеанский пояс	94
Азиатская ветвь Тихоокеанского рудного пояса	97
Охотско-Чукотский пояс	107
Американская ветвь Тихоокеанского рудного пояса	116
Уральский пояс	126
Таймырский пояс	138
Алтае-Саянский пояс	139
Зайсанская складчатая система	145
Казахстанский пояс	148
Среднеазиатский пояс	155 ✓
Западно-Европейский пояс	164
Норвежско-Аппалачский пояс	170
Атласский пояс	173
Капский пояс	178
Кам-Юньнаньский пояс	178
Восточно-Австралийский пояс	179
Аргентинский пояс	180
Основные черты металлогении складчатых подвижных поясов	182
Металлогения активизированных зон	183
Металлогения активизированных участков щитов и их платформ	185
Металлогения активизированных срединных массивов	189
Металлогения активизированных областей с завершенной складчатостью	202 ✓
Основные черты металлогении активизированных зон	207 ✓
	303

1144