

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

Металлогенические
особенности
главных типов
вулканических
поясов



Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

55/26+553.078

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
ГЛАВНЫХ ТИПОВ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ
ПОЯСОВ



МОСКВА · «НЕДРА» · 1977



2194

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М., «Недра», 1977, 110 с.

В работе анализируется размещение месторождений колчеданной и меднопорфировой формаций в вулканических (вулкано-плутонических) поясах первичногеосинклинального и вторичногеосинклинального поясов, а также поясов областей тектоно-магматической активизации. Установлено развитие в первых из них только медно- и цинковоколчеданных месторождений, во вторых — колчеданных (типа Куроко) и меднопорфировых, а в третьих — только меднопорфировых и штокверковых молибденовых. Месторождения каждой формации в вулканических поясах разного типа приурочены к определенным тектоническим структурам и характеризуются специфичными морфологией, текстурами, вещественным составом и ассоциацией со скарново-магнетитовыми, скарново-медными и золоторудными формациями.

Работа предназначена для специалистов в области металлогении и перспективной оценки территорий на различные полезные ископаемые.

Табл. 1, ил. 19, список лит. — 72 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема рудоносности вулканических (вулкано-плутонических) поясов является одной из наиболее актуальных в современной теоретической и региональной металлогении. Ей посвящены многочисленные противоречивые исследования (П. М. Хренов, А. И. Семенов, Н. П. Лаверов, Н. А. Шило, Г. М. Фремд, А. Д. Щеглов, Е. А. Радкевич, Г. М. Власов, М. С. Нагибина и многие другие) и специальные совещания как региональные, так и всесоюзные.

Неудержимо поступающая новая информация об особенностях рудных месторождений вулканических поясов препятствует разработке полной характеристики металлогении этих разнотипных геологических структур земной коры. Такая задача не под силу сейчас не только одному исследователю, но и целому творческому коллективу. Поэтому из всего разнообразия вулканических поясов автор выбрал три наиболее контрастных типа, условно названных им первичногеосинклинальными, вторичногеосинклинальными и областями тектоно-магматической активизации. По этим типам вулканических поясов осуществлен металлогенический анализ не всех характерных для них рудных формаций, что также является сложной и несвоевременной задачей, а только двух — медноколчеданной и меднопорфировой.

Выбор двух отмеченных формаций определился не только личными творческими интересами автора, но преимущественно тем обстоятельством, что месторождения именно этих формаций определяют металлогеническую специфику по крайней мере первых двух названных типов геологических структур. Месторождения медноколчеданной формации формируются в геосинклинальные этапы тектонических циклов, а меднопорфировой — в орогенные, что и определяет самые общие особенности металлогении меднорудных районов.

С другой стороны, во всей длительной истории металлогенической эволюции земной коры, начиная с катархейской эпохи до альпийской включительно, месторождения двух выбранных формаций возникали только в геологических структурах трех отмеченных типов и никогда за их пределами и вне зависимости от закономерностей их развития, тогда как другие рудные формации, месторождения которых встречаются в данных вулканических поясах, обнаруживают конвергентность.

Несмотря на кажущуюся ограниченность объектов предпринятого исследования, результаты его позволяют затронуть существенные вопросы закономерностей возникновения месторождений разного типа на отдельных стадиях развития земной коры, металлогенической сущности геосинклинального процесса и тектоно-магматической активизации, а также чисто прикладные, касающиеся прогноза перспектив конкретных рудоносных площадей. Автор предлагает вниманию широкого круга геологов результаты выборочного металлогенического анализа трех контрастных типов вулканических поясов. Предварительный характер предпринятых исследований открывает двери для критических высказываний самого различного плана, за которые автор заблаговременно приносит свою благодарность. Автор благодарен академику В. И. Смирнову и профессору А. Д. Щеглову, которые при подготовке рукописи к печати высказали замечания, в том числе принципиальные, и дали ценные дружеские советы, охотно принятые и использованные автором.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ ТИПОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Термин «вулканический пояс» используется в геологической литературе давно, однако до специальных работ, посвященных различным геологическим структурам, развитие которых сопровождается магматической активностью, этим термином пользовались свободно, он не имел определенного значения. После работ 50-х годов, посвященных вулканическим поясам Охотскому (Е. К. Устиев) и Центрального Казахстана (А. А. Богданов), эти структуры стали привлекать все большее внимание. Уже через 10 лет проблемы геологии и металлогении вулканических поясов были всесторонне обсуждены на научной конференции (Проблемы геологии..., 1970), а в последующие годы число этих работ увеличивалось в возрастающей степени.

Вулканические пояса изучаются с геотектонических позиций в качестве планетарных структур земной коры, в пределах которых континентальная кора либо рождается путем консолидации геосинклиналей и гранитизации осадков, либо уничтожается в результате базификации гранитного слоя в авлакогенах. Они служат предметом детальных петрологических исследований вулкано-плутонических комплексов (термин «вулкано-плутоническая формация», предложенный Е. К. Устиевым, по-видимому, неудачен, так как противоречит общепринятому понятию магматических формаций). По результатам проведенных исследований (привлечены и геофизические данные) делаются выводы об эволюции магматизма в пространстве и во времени, о глубине первичных и вторичных магматических очагов, составе магм в различных оболочках Земли и др. Важны и металлогенические исследования вулканических поясов, содержащих многочисленные крупные и богатые месторождения самых различных полезных ископаемых.

В книге «Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов» (1970) предприняты первые опыты систематики вулканических поясов на тектонической основе. Так, В. Е. Хаин под вулканическим поясом понимает протяженную (многие сотни, иногда тысячи километров), ограниченную по ширине (десятки или первые сотни километров) зону концентрации вулканических аппаратов, расположенную в пределах определенного структурного элемента земной коры и непосредственно контролируемую одним из его глубинных разломов (или парой сопря-

женных разломов). Вулканические пояса свойственны всем основным структурным элементам земной коры и всем стадиям их развития. В соответствии с этим определением, требующим некоторых уточнений, В. Е. Хаин выделяет следующие тектонические типы вулканических поясов:

1) океанические вулканические пояса: а) срединно-океанические, совпадающие с осевыми рифтовыми зонами, б) нормально-океанические, расположенные на талассократонах и представляющие собой вулканические архипелаги;

2) геосинклинальные вулканические пояса: а) раннегеосинклинальные, совпадающие с осевыми трогами геосинклинальных систем, б) позднегеосинклинальные, приуроченные к эвгеоантиклиналям и границам эвгеосинклиналей и срединных массивов;

3) эпигеосинклинальные орогенные вулканические пояса: а) осевые, расположенные вдоль сводов складчатых сооружений, б) поперечные, простирающиеся вдоль крупных поперечных разломов, в) краевые, протягивающиеся вдоль границ геосинклинальных систем;

4) вулканические пояса континентальных платформ: а) собственно платформенные, б) эпиплатформенные.

Систематика эта требует уточнений, так как отвечает представлению о последовательном развитии земной коры от океанической к континентальной, хотя промежуточное ее звено — орогенные вулканические пояса — соответствует процессам тектономагматической активизации, имеющим обратную направленность. Может вызвать возражение определение вулканических поясов как определенных элементов тектонических структур, поскольку некоторые типы их резко несогласно наложены на структуры основания. Наконец, далеко не во всех случаях каждая стадия развития геологических структур сопровождается формированием вулканических поясов, многие пояса образуются в течение нескольких стадий.

Г. М. Фремд (Проблемы геологии..., 1970) выделяет три типа вулканических поясов: 1) унаследованный (геосинклинальный); 2) наложенный (негеосинклинальный); 3) унаследованно-наложенный (геосинклинально-посторогенный). Вероятно, эта классификация несколько искусственная. П. М. Хренов, А. А. Бухаров, И. В. Гордиенко (Закономерности..., 1975) все разнообразие вулканических поясов сводят к двум типам — геосинклинальному и негеосинклинальному, причем во втором типе они различают пояса автономной и сопряженной активизации. Существуют и другие опыты систематики вулканических поясов преимущественно по Тихоокеанскому сегменту, также требующие доработки, поскольку они не отвечают современному обширному материалу по их тектонике и металлогении.

Автор не имеет возможности рассмотреть в данной работе существующие разноречивые и порой противоположные определения понятия «вулканические пояса» и многочисленные приме-

ры их систематики. Вероятно, для появления обоснованной классификации этих структур время еще не настало. Необходимая для предприятия исследования тектоническая основа разработана с учетом опытов В. Е. Хаина (Проблемы геологии..., 1970), Г. М. Власова, 1973) и отчасти Г. М. Фремда (Проблемы геологии..., 1970).

Определение понятия «вулканический пояс», хорошо сформулированное В. Е. Хаиным, требует некоторых уточнений и предлагается в следующем виде: *вулканический пояс представляет собой протяженную (многие сотни, иногда тысячи километров) и относительно узкую (десятки, иногда сотни километров) геологическую структуру, формирование которой охватывало одну или несколько стадий развития и сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью.* Все вулканические пояса одновременно являются вулканоплутоническими, однако количественные соотношения вулканических и плутонических продуктов в разных типах поясов резко изменчивы. В общем случае в условиях кислого магматизма возрастает роль интрузивных формаций. Тектонические особенности вулканических поясов определяются стадией развития земной коры, в течение которой они формируются. В одних случаях они полностью вписываются в общую геологическую структуру области, представляя один из ее структурных элементов, в других случаях пояса несогласно наложены на основание, представляя детали более поздней, нообразованной структуры.

В строении вулканических поясов наравне с продуктами магматической деятельности принимают участие синхронные осадочные породы, находящиеся с ними в различных количественных отношениях. Состав магматических пород в пределах отдельных поясов сходен, но не идентичен. Обычно они отвечают одному или двум магматическим комплексам и подразделяются на ряд магматических формаций, принадлежащих единым группам. В поясах разного типа, даже расположенных в непосредственной близости друг от друга, развиты совершенно различные магматические комплексы и формации.

Если строго придерживаться тектонического принципа систематики вулканических поясов, то следует различать пояса геосинклинальные, платформенные, океанические и областей тектоно-магматической активизации. Однако вулканизм устойчивых областей — материковых и океанических платформ — далеко не всегда проявляется вдоль вытянутых зон; для него более типичны изометричные площади, занимаемые траппами, карбонатами, кимберлитами или ультращелочными магматами. Металлогения океанических рифтовых зон пока не может служить объектом исследований. Поэтому, согласно П. М. Хренову, вулканические пояса подвижных областей автор также делит на две главные группы: геосинклинальную и негеосинклинальную (области тектоно-магматической активизации).

Вулканические пояса геосинклинального типа могут быть подразделены на ранне- и позднегеосинклинальные (см. классификации Г. М. Власова и Г. М. Фремда). Более дробная систематика вулканических поясов областей тектоно-магматической активизации весьма затруднительна, что обусловлено в основном их недостаточной изученностью. Вероятно, нецелесообразно расчленять пояса на автономные и сопряженные, как это делает П. М. Хренов. Разделение областей тектоно-магматической активизации на два типа, впервые обоснованное А. Д. Щегловым (1966, 1968), не общепринято, в частности, против такого их деления выступает В. Е. Хаин. Более объективна систематика структур по стадиям их развития, как это делается на примере геосинклинальных поясов. В процессах тектоно-магматической активизации можно уверенно выделить две стадии (М. С. Нагибина, А. Д. Щеглов и др.) и, по-видимому, различать приуроченные к ним более ранние вулканические пояса кислого, преимущественно гранитоидного магматизма, и поздние пояса основного — базальтоидного вулканизма. Однако такое подразделение активизированных областей также требует предварительной систематизации фактического материала.

Таким образом, из всего разнообразия вулканических поясов металлогенический анализ месторождений медноколчеданной и меднопорфировой формаций осуществляется лишь в пределах вулканических поясов трех типов: первичногеосинклинального, вторичногеосинклинального и областей тектоно-магматической активизации. Месторождения двух из этих формаций не встречаются в структурах других типов.

Два выбранных типа геосинклинальных вулканических поясов, отвечающих двум главным направлениям развития геосинклиналей, далеко не соответствуют ранне- и позднегеосинклинальным поясам В. Е. Хаина. Последние, по его мнению, возникают на двух последовательно сменяющихся стадиях развития геосинклиналей. Однако полученный по различным провинциям материал свидетельствует о последовательной смене в пределах единых структур продуктов раннегеосинклинальной стадии продуктами позднегеосинклинальной стадии, что практически не позволяет изолировать их в пространстве. В своих более ранних работах В. Е. Хаин вслед за Г. Штилле выделил и обосновал обратное геосинклинальное развитие, временно нарушающее последовательный процесс наращивания континентальной коры.

Это направление, удачно названное «регенерацией геосинклинального режима», в общих чертах сходно с первичным геосинклинальным развитием, знаменующим трансформацию океанической коры в континентальную, отличаясь от него заложением геосинклинальных прогибов на сиалическом основании, чем обусловлен и ряд частных специфических особенностей структур этой категории.

Таким образом, выделенные для анализа геосинклинальные пояса не могут быть сопоставлены с поясами В. Е. Хаинна — они отвечают не отдельным стадиям развития геосинклиналей, а двум различным направлениям геосинклинального развития, в каждом из которых отчетливо различаются ранне- и позднегеосинклинальные стадии. В данной работе для первого направления принято наименование «первичногеосинклинальные вулканические пояса», а для второго — «вторичногеосинклинальные вулканические пояса».

Первичногеосинклинальные вулканические пояса практически объединяют ранне- и позднегеосинклинальные типы В. Е. Хаинна. Вероятно, выделяемые В. Е. Хаинным геосинклинальные пояса двух типов не сменяют друг друга во времени, а сосуществуют, переходя один в другой в поперечном сечении геосинклинальных систем. Эти пояса, заложенные либо на океанической, либо на переработанной эмбриональной континентальной коре, представляют собой выдержанные линейные или дугообразные пояса, местами прослеживающиеся до 2—3 тыс. км по простиранию при ширине 100—200 км. Обычно пояса состоят из двух главных составных частей, которые Ж. Обуэн (1967) называет эвгеосинклиналями и эвгеоантиклиналями. К первым относятся центральные прогибы, заполненные мощными (до 10—12 км), недифференцированными, беспрерывными вулканогенно-осадочными толщами однообразного базальтового или андезит-базальтового состава — дериватами толент-базальтовой магмы. Излившиеся породы обычно сопровождаются небольшими дайками, штоками и силлами диабазов и габбро-диабазов, не играющими роли в строении монотонных вулканических наполнений.

Породы центральных, наиболее погруженных частей вулканических поясов этого типа испытали, как правило, последующие интенсивную складчатость и зеленокаменный метаморфизм. Последний обусловлен большой глубиной погружения толщ, вследствие чего назван Б. Я. Хоревой (1966), «региональным динамогеотермическим метаморфизмом». Эти формационные зоны обычно остаются металлогенически бесплодными.

Относительные синседиментационные поднятия сложены менее мощными осадками, образованными контрастно или последовательно дифференцированными разновидностями базальтоидной магмы, чередующимися с терригенными и карбонатными породами. Часто здесь удается реставрировать палеовулканические структуры, иногда образующие цепи кальдерного типа построек, вытянутых вдоль разломов. Складчатость вулканогенно-осадочных пород периферических зон поднятий менее интенсивна, чем центральных погружений, но также относится к линейному типу. Одновременно трещинная тектоника несравненно более интенсивна. Метаморфизм зон этого типа обусловлен не столько глубиной их погружения, сколько наложением зелено-

каменного перерождения на первоначальную синвулканическую гидротермальную переработку вулканогенных толщ. С кислыми дифференциатами базальтоидного вулканизма пространственно (и генетически) связаны многочисленные серно- и медно-цинковоколчеданные месторождения, иногда большой практической ценности.

В зонах поднятий интрузивный магматизм более интенсивный и проявлен преимущественно в позднегеосинклинальные стадии развития. В результате этого магматизма возникают гипабиссальные массивы габбро, плагиогранитов, диоритов, сиенит-диоритов и граносиенитов, что позволяет называть данные пояса вулcano-плутоническими. С породами габбро-диорит-сиенитовой формации связаны месторождения скарново-магнетитовой, скарново-медной и жильной кварц-золоторудной формаций, локализованные в благоприятных структурах и литологических разновидностях пород.

Разновидностью первичногеосинклинальных вулканических поясов являются офиолитовые пояса, представляющие собой палеорифты. Иногда к вулканическим поясам этого типа непосредственно примыкают зоны, сложенные толщами сланцевых осадков. Такие структуры, возможными современными аналогами которых служат окраинные моря, интересны в металлогеническом отношении, но рассмотрение их так же, как и офиолитовых зон, выходит за рамки предпринятого анализа.

Эволюция магматизма и металлогении в первичногеосинклинальных вулканических поясах отвечает только геосинклинальным этапам их развития. При этом во многих полициклических провинциях (например, Урал, Кордильеры, Аппалачи и др.) устанавливается наложение друг на друга геосинклинальных этапов двух спаренных тектонических циклов, орогенный этап более раннего из которых редуцирован, тогда как орогенный этап позднего цикла выражен отложением флишевых и моласовых осадков, выполняющих мелководные морские и континентальные депрессии.

Примерами первичногеосинклинальных вулканических поясов служат разновозрастные рудные провинции архейского — антропогенного возраста.

Вторичногеосинклинальные вулканические пояса в отличие от первичных заложены не на океанической, а на континентальной коре. Если современные аналоги первичных поясов встречаются в тектонически активных окраинных частях океанов, то вторые возникают, по-видимому, в пределах тектонических зон, прошедших полное геосинклинальное развитие, завершившееся созданием гранитно-метаморфического слоя. Эти пояса характерны лишь для фанерозоя и отсутствуют в более древних этапах развития земной коры.

Вопреки мнению некоторых исследователей, автор рассматривает возобновление геосинклинального развития в консолиди-

рованных частях земной коры не как процесс тектоно-магматической активизации, а как регенерацию эвгеосинклинального режима. Различие между этими процессами принципиальное. Регенерация эвгеосинклинального режима на первом, собственно геосинклинальном этапе вызвана расширением земной коры вдоль системы глубинных разломов, в связи с чем практически не отличается от рифтогенеза. Однако дальнейшая история развития вторичных эвгеосинклиналей следует по законам геосинклинального процесса: здесь проявляются сжатие, складчатость, орогенез, гранитообразование, вызывающие наращивание гранитно-метаморфического слоя. Иными словами, мы имеем дело со всеми этапами и стадиями тектонического цикла.

Такие условия обычно наблюдаются при сложном развитии полициклических геосинклинальных систем. Возникновение вторичногеосинклинальных прогибов можно рассматривать как временное отступление от общей направленности процесса формирования континентальной коры в геосинклинальных зонах: области завершённой складчатости испытывают регенерацию геосинклинального режима, который сходен с первичногеосинклинальным, но одновременно имеет и ряд специфических особенностей.

Вторичные эвгеосинклинали отличаются от первичных наличием мощного подстилающего кристаллического фундамента. Здесь широко развиты продукты не базальтовой магмы, а андезиты, дациты, липариты, риолиты, образованные в результате ее дифференциации и контаминации. Образования эти Г. Штилле (1964) связывал с ассимиляцией сиалического фундамента базальтовой магмой; к аналогичным выводам еще раньше пришел Г. С. Дзоценидзе (1948).

Вулканические породы, слагающие покровы, штоки, силлы и дайки андезитов и дацитов, перемежаются с пирокластическими карбонатными и терригенными осадками и относятся к контрастной и последовательно дифференцированной магматическим формациям. Они сконцентрированы в зонах приразломных депрессий — в грабен-синклинориях, которые разделены глыбовыми поднятиями кристаллического фундамента — горст-антиклинориями. Два отмеченных главных контрастных структурных элемента вторичногеосинклинальных вулканических поясов прослеживаются по всему их протяжению, сменяя друг друга в поперечном направлении, а иногда и по простиранию. Депрессии, представляющие собой частные вторичные эвгеосинклинали (интраэвгеосинклинали), имеют сложное строение, обусловленное дифференциацией дна морского бассейна на подзоны разных глубин погружения. С такой клавишной структурой геосинклинальных зон связан характер магматизма — более основной и преимущественно эффузивный в погруженных блоках и кислый, часто представленный в интрузивной форме — в приподнятых.

К интрузивным породам, локализованным в вулканических зонах, относятся комагматы геосинклинального вулканизма — габбро, габбро-диориты, плагиограниты, кварцевые диориты, гранодиориты, иногда нормальные граниты.

Вулканогенно-осадочные породы частично образовались в субаэральных условиях на вулканических островах с последующим переносом материала в мелководные морские бассейны. Часто наблюдаются палеовулканические аппараты в виде неков, кольцевых и радиальных разломов и даек, эруптивные брекчии, останцы кальдер проседания. На месте этих структур возникли брахиантиклинали, развитые на фоне общей пологой складчатости вулканогенно-осадочных толщ, резко фациально изменяющихся по падению и простиранию.

Горст-антиклинории относятся к категории структур, названных М. В. Муратовым «остаточными геоантиклиналями». Это миниатюрные срединные массивы — жесткие глыбы, разделенные вулканогенными геосинклинальными зонами. В их пределах обнажены древние метаморфические породы основания, иногда перекрытые молодыми осадками небольшой мощности. Существенную роль в строении этих крупных положительных структур играют массивы ранне- и позднеорогенных гранитоидов габбро-сиенит-монцонит-гранодиорит-порфировой формации. Массивы этих магматических пород весьма разнообразны по размерам, морфологии структур и глубине формирования. В одних случаях (Зангезур в Армении) они относятся к гипабиссальным батолитоподобным телам; в других (Медет в Болгарии) — к субвулканическим штокам и дайкам; в третьих (Майданпек в Югославии) — к близповерхностным экстрезивным массивам.

В зависимости от глубины формирования магматических пород резко изменяется и их структурная характеристика: в более абиссальных разновидностях встречаются прямолинейные трещинные структуры, а в близповерхностных изобилуют вулканические трубки взрыва, брекчиевые тела неправильной формы, дайки, кольцевые структуры кальдерного типа. Состав изверженных пород при всем многообразии их разновидностей сохраняется удивительное петрохимическое постоянство. Обычно независимо от глубинности фаций породы эволюционируют от габброидов к сиенитам, монцонитам, гранодиоритам и гранитам. Крайние члены этого ряда встречаются редко, но последовательная смена во времени основных разновидностей все более кислыми при последовательном возрастании содержания окиси калия за счет окиси натрия отмечается неуклонно во всех районах. При этом обязательными членами являются порфировые разновидности пород: диорит-порфиры, монцонит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры и др. Не менее типичен для магматизма геоантиклинальных зон характер постмагматических процессов — окварцевание (вплоть до возникновения мощных зон вторичных кварцитов), пропилитизация, грейзени-

зация, мусковитизация, турмалинизация и другие при непременном ведущем значении калиевого метасоматоза.

Металлогения зон прогибов, их относительных поднятий и особенно остаточных геоантиклиналей резко отлична. В первых из них к палеовулканическим постройкам, испытавшим интенсивное гидротермальное изменение, приурочены медно-серноколчеданные месторождения, сменяющиеся барит-полиметаллическим, гематитовым, марганцевым, алунитовым и другими вулканогенными рудообразованиями. Эти месторождения наиболее детально изучены в Японии, вследствие чего объединены под общим наименованием типа Куроко. В зонах относительных поднятий в пределах гранитоидов часто отмечаются халькопиритовая и халькопирит-пирит-молибденитовая минерализации меднопорфирирового типа. К зонам остаточных геоантиклиналей приурочены меднопорфирировые месторождения часто очень крупного масштаба. С последними обычно ассоциируют небольшие жильные полиметаллические, иногда вольфрамовые, скарновые магнетитовые и медные либо золоторудные месторождения, развитые на периферии рудных районов.

Таким образом, контрастность зон вторичных погружений и остаточных поднятий отражает не только их структурные особенности, но также характер магматизма, формации слагающих осадков, их возраст и рудоносность. Изверженные породы горст-антиклинорий во всех случаях моложе (а иногда значительно) вулканогенных и интрузивных образований, развитых в грабен-синклинориях, так как первые относятся к орогенному, а вторые — к геосинклинальному магматизму.

Анализ геологических материалов по ряду региональных вторичногеосинклинальных поясов приводит к следующим выводам.

1. Зоны вторичных эвгеосинклиналей испытывают кратковременные погружения, быстро сменяющиеся периодами относительной стабилизации. Во время погружений накапливаются вулканогенные толщи значительной мощности, что свидетельствует о высокой активности магматизма, проявленного как в эффузивной, так и в интрузивной формах.

2. Погружения вулканогенных зон соответствуют раннегеосинклинальным стадиям тектонических циклов, тогда как в позднегеосинклинальные стадии вулканические накопления сменяются осадочными (преимущественно карбонатными) толщами. Одновременно в приподнятых блоках формируются интрузивные коагматы геосинклинального вулканизма.

3. Закономерная смена раннегеосинклинального вулканизма позднегеосинклинальным интрузивным магматизмом иногда проявляется в течение двух спаренных тектонических циклов. В этом случае орогенный этап более древнего цикла оказывается редуцированным, и позднегеосинклинальная его стадия не-

посредственно сменяется раннегеосинклинальной следующего цикла.

4. Орогенный этап, сменяющий геосинклинальные этапы предыдущих спаренных циклов, выражен в остаточных геоантиклиналях обильным калиевым гранитоидным магматизмом, проявленным в гипабиссальных, субвулканических либо приповерхностных условиях.

Магматические образования этого типа отличны от позднегеосинклинальных плагиогранитов, развитых в грабен-синклинариях, по составу (калий преобладает над натрием), структуре (порфиновые разновидности пород) и общей геологической обстановке (размещение среди древних кристаллических пород фундамента вдоль региональных разломов).

5. Широкие и протяженные вторичногеосинклинальные вулканические пояса соответствуют понятию вулканоплутонических поясов. Они формировались длительное время, в течение которого геологические события подчинялись законам геосинклинального развития.

6. При всем различии прогибов и поднятий в них наблюдается унаследованность магматизма и металлогении от раннегеосинклинальных стадий к позднегеосинклинальным, а далее — к ранне- и позднеорогенным. Она проявлена последовательной эволюцией магм от базальтовой через андезитовую, дацитовую и липаритовую до риолитовой; магматических пород — от габбро через габбро-диабазы, диориты, сиениты, граносиениты, монцититы до гранит-порфиров; рудных месторождений — от медноцинковоколчеданных, медно-полиметаллических, жильных полиметаллических, барит-полиметаллических, гематит-пирролюзитовых, алунитовых, пиррофиллитовых, скарново-магнетитовых, скарново-медных и золото-полиметаллических до меднопорфировых и медно-молибденовых.

Вулканические пояса областей тектоно-магматической активации в последнее время все в большей степени привлекают внимание геологов. Процессы тектоно-магматической активации не имеют своих общепризнанных границ, что подчеркнуто в сборнике, посвященном этому вопросу (Закономерности..., 1975). Исследователи, установившие большую роль этих процессов в эндогенной металлогении (А. Д. Щеглов, Е. Д. Карпова, В. И. Казанский, П. М. Хренов, М. И. Ицксон и др.), активизированные области противопоставляют геосинклиналям и платформам. Так, В. И. Казанский (1972) отмечает, что образование траппов, ультраосновных интрузий центрального типа и кимберлитов следует относить к платформенному этапу развития. По представлениям других исследователей (В. И. Смирнов, М. М. Одинцов, Е. А. Радкевич и др.), процессы тектонической активации распространяются на все консолидированные структуры земной коры, испытавшие повторные тектонические деформации. Поэтому магматизм и металлогения

древних платформ ими относятся к активизированным областям. Данное обстоятельство препятствует выделению последних в качестве третьего типа структур земной коры. Автор данной работы за этими областями сохраняет первоначальный смысл и противопоставляет их как геосинклиналям, так и устойчивым областям.

А. Д. Щеглов (1968) считает, что активизированные области могут возникать как в пределах складчатых зон, прошедших более раннее геосинклинальное развитие, так и в древних и молодых платформах. Вслед за периодом покоя повторные тектонические движения вызывали их раскалывание вдоль глубинных разломов и образование наложенных впадин, выполненных вулканогенными и угленосными молассами. В первую стадию активизации проявился кислый магматизм, во вторую — основной, что обусловило различие их металлогении. В активизированных областях устанавливается вздутие базальтового слоя земной коры.

Вероятно, процессы активизации противоположны геосинклинальному развитию; в первую их стадию в условиях сжатия возникают складчато-глыбовые поднятия и прогибы, сопровождаемые кислым коровым магматизмом. Вторая стадия активизации, вызванная углублением разломов до базальтового слоя, протекает уже в условиях растяжения и основного магматизма. Дальнейшее развитие процесса ведет, по-видимому, к заложению континентального рифта и базификации коры. Таким образом, в областях активизации в противоположность геосинклиналям не рождается, а уничтожается континентальная кора. Этот процесс прекращается, вероятно, на различных стадиях, поэтому можно наблюдать не только их начальные и конечные продукты, но и продукты промежуточных стадий.

Отмеченная противоположность в развитии геосинклиналей и активизированных областей и должна служить основой для проведения границы между этими двумя структурами земной коры — границы, служащей объектом неутрачивающих дискуссий.

Для вулканических поясов активизированных областей характерно развитие континентальных угленосных прогибов, вулканотектонических структур, субаэральных вулканитов и интрузивных щелочных гранитоидов трещинного типа. Вулканогенные породы резко несогласно залегают непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте, на платформенном чехле либо на геосинклинальных отложениях, консолидированных в предыдущих тектонических циклах. Процессы тектоно-магматической активизации А. Д. Щеглов (1968) улавливает в структурах земной коры, начиная со среднепалеозойского времени; нами в 1968 г. была обследована меридиональная зона Реңессанс на массиве Ахаггар в Африке, где граниты Таурирт имеют возраст 600 млн. лет; В. И. Казанский (1972) считает эти процессы

неразрывно связанными с развитием земной коры и древнее их проявление называет протоактивизацией.

Общепринятой систематики вулканических поясов активизированных областей не существует. Г. М. Власов (1973) в Тихоокеанском кольце выделяет два типа геосинклинальных поясов (внешних и внутренних островных дуг), а к области тектонической активизации относит тип краевых вулканических поясов. П. М. Хренов, А. А. Бухаров и Е. А. Некрасова (1975) к геосинклинальным поясам относят только один тип (Курило-Камчатский), а в качестве негеосинклинальных выделяют четыре типа вулканических поясов (Прибайкальский, Монголо-Охотский, Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэалинский). М. И. Ициксон (1974) среди планетарных вулкано-плутонических поясов к областям тектоно-магматической активизации относит окраинно-континентальные (Восточно-Азиатский и Западно-Американский) и внутриконтинентальные (Хингано-Охотский и др.).

Отмеченные пояса характеризуются разнообразной металлогенией. Так, А. Д. Щеглов выделяет среди них до восьми типов локальных рудных поясов, для которых характерно отсутствие месторождений колчеданной формации, а также хромитовых, свойственных офиолитовым зонам. Месторождения многих других групп рудных формаций конвергентны, поскольку они возникают в различных типах геосинклинальных и активизированных областей.

В рамках предпринятого исследования невозможно рассмотреть разнообразие металлогении внегеосинклинальных вулканических поясов. Наша задача сводится к установлению в них места меднопорфировых и штокверковых молибденовых месторождений. Однако эта задача не может быть решена при современной степени металлогенической изученности областей тектоно-магматической активизации. Этот вопрос целесообразно рассмотреть на конкретном материале, что будет сделано далее.

Три главных типа вулканических поясов, как это видно из их краткой характеристики, являются контрастными структурами, различающимися глубинным строением, мощностью, степенью складчатости и метаморфизма осадков, осадочными, магматическими и рудными формациями, а также масштабами месторождений (см. таблицу).

Отличительные особенности металлогении трех контрастных типов вулканических поясов Земли А. Д. Щеглов выразил простой формулой: $a + (a^1 + b) + b^1$, где

a — колчеданные месторождения первичногеосинклинальных вулканических поясов;

a^1 — вулканогенные медные, полиметаллические, баритовые, гематитовые, марганцевые и алунитовые месторождения типа Куроко вторичногеосинклинальных поясов;

Сравнительная характеристика трех главных типов
вулканических поясов

Основная характеристика	Вулканический пояс		
	первичногеосинклиальный	вторичногеосинклиальный	областей тектономагматической активизации
Глубинная структура	Океаническая кора	Континентальная кора с мощным гранитным слоем	Континентальная кора с мощным базальтовым слоем
Осадочные формации	Песчано-сланцевая	Карбонатная	Угленосная моласовая
Магматические формации эффузивные	Недифференцированная базальтовая, контрастно-дифференцированная базальт-липаритовая, непрерывно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая	Непрерывно дифференцированная	Риолитовая, липаритовая
интрузивные	Габбро-диорит-граносиенитовая	Габбро-плагиогранитовая, сиенит-монзонит-гранодиорит-порфировая	Гранитовая
Мощность осадков, степень дислоцированности, метаморфизм	Очень большая мощность, интенсивная линейная складчатость, зеленокаменный метаморфизм	Умеренная мощность, пологая складчатость пропилитизация	Небольшая мощность, нескладчатые, неметаморфизованные осадки
Тектонические структуры	Зоны центральных погружений и периферийных поднятий	Грабен-синклинории и горст-антиклинории	Пологие вздутия и депрессии
Рудные формации	Медноколчеданная, скарновые медная и магнетитовая	Колчеданные медная, полиметаллическая, баритовая, меднопорфировая, скарново-магнетитовая	Медно-молибденовая и широкий зональный ряд олово-вольфрамо-либден-свинцовых сурьмяных формаций



Основная характеристика	Вулканический пояс		
	первичногеосинклинальный	вторичногеосинклинальный	областей тектономагматической активизации
Масштабы месторождений	Средний и крупный	Вулканогенные среднего и меднопорфировые очень крупного масштаба	Средний, крупный и очень крупный
Время проявления вулканических поясов в истории развития земной коры	От архея до антропогена	Фанерозой	От рифея до антропогена

b — меднопорфировые месторождения вторичногеосинклинальных поясов;

*b*¹ — медно-молибденовые месторождения вулканических поясов областей тектономагматической активизации.

В общем случае *a* отличается от *a*¹, а *b* в меньшей степени отличается от *b*¹. Формулой подчеркивается, что в выделенных типах вулканических поясов месторождения двух формаций — медноколчеданной и меднопорфировой — различны. Если в поясах первого типа развиты типичные медно-цинковоколчеданные месторождения уральского типа, то в поясах второго типа представлены месторождения более сложного состава и отличного генетического типа, который назван типом Куроко. В поясах третьего типа колчеданная минерализация полностью отсутствует, так же как и другие месторождения, свойственные только геосинклиналям (например, хромитовые). Меднопорфировые месторождения развиты преимущественно во вторичногеосинклинальных вулканических поясах, где приурочены к антиклинорным зонам.

В вулканических поясах областей тектономагматической активизации этот тип рудной минерализации преимущественно представлен штокверковыми молибденовыми месторождениями, наиболее ярким представителем которых служит Клаймакс в Скалистых горах США. Однако в отдельных рудных районах встречаются и типичные меднопорфировые месторождения (Эрдэнитуин-Обо в Северной Монголии). Поэтому четкого различия между месторождениями меднопорфировой формации, развитыми в вулканических поясах второго и третьего типов, нет, и *b* не всегда отличается от *b*¹.

В предлагаемом ниже разделе дан краткий очерк глобальной металлогении колчеданной и меднопорфировой формаций. Фактический материал изложен по трем главным типам выделенных структур от древних к молодым по планетарным металлогеническим поясам. Анализ отобранного автором обширного материала позволяет более доказательно утвердить основные металлогенические особенности двух рудных формаций, месторождения которых сконцентрированы в трех различных типах вулканических поясов.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОЛЧЕДАННОЙ И МЕДНОПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИЙ

Описания месторождений двух рудных формаций построены по типам вулканических поясов, а в каждом из них — в соответствии с металлогеническим районированием Земли (Твалчрелидзе, 1972), в которое внесены некоторые уточнения, касающиеся Урало-Азиатского складчатого пояса. Вначале описаны провинции, в настоящее время входящие в состав древних платформ, а затем месторождения по планетарным металлогеническим поясам (от более древних к молодым) — Уральскому, Центрально-Азиатскому, Атлантическому, Средиземноморскому и Тихоокеанскому.

На схеме расположения трех типов вулканических поясов (рис. 1) показаны лишь те рудные провинции, в пределах которых развиты месторождения двух анализируемых формаций. Обращает на себя внимание относительно ограниченное распространение первично- и вторичногеосинклинальных поясов, в то время как области тектоно-магматической активизации весьма обширны, особенно в Тихоокеанском сегменте Земли, но в их пределах меднопорфировые месторождения встречаются относительно редко.

ПЕРВИЧНОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Эти типично эвгеосинклинальные структуры, развитие которых сопровождалось рождением континентальной коры, возникли в древнейшие геологические периоды. Они образуют реликтовые вулканические зоны в фундаменте древних платформ возрастом 2 и 3 млрд. лет. Более молодыми являются рифейские (возраст 600 млн. лет), каледонские, герцинские, киммерийские и альпийские вулканиты.

Пояса древних платформ

На древних платформах в метаморфизованных протогеосинклинальных вулканогенных отложениях залегают архейские и протерозойские колчеданные месторождения. В большинстве случаев метаморфизм не затушевывает первичные эвгеосинклинальные условия накопления осадков, но выделить главные

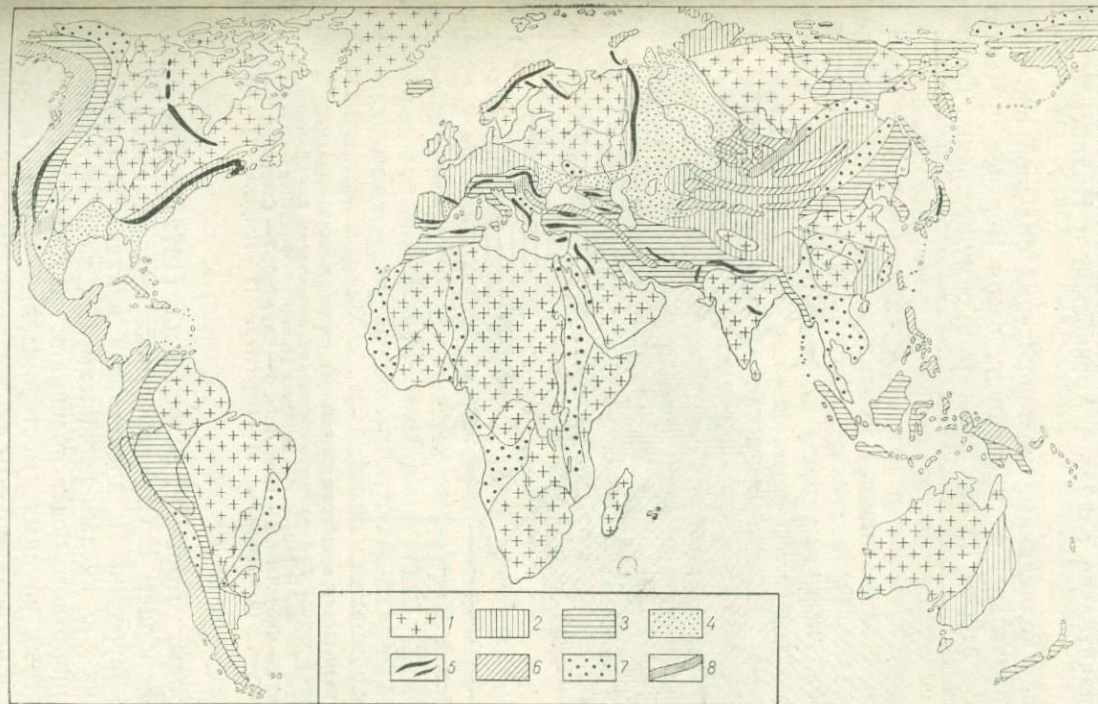


Рис. 1. Главные типы вулканических поясов Земли (тектоническая основа по В. Е. Ханну и В. В. Белоусову).
 1 — древние платформы и наиболее крупные срединные массивы; 2 — палеозойские складчатые зоны; 3 — мезокайнозойские складчатые зоны; 4 — палеозойские плиты, перекрытые мощным осадочным чехлом; 5 — первично-геосинклинальные вулканические пояса; 6 — вторичногеосинклинальные вулканические пояса; 7 — области тектоно-магматической активизации; 8 — то же, содержащие месторождения меднопорфировой формации

структурные зоны — центральные погружения и относительные периферические поднятия — здесь обычно не удается. Такая дифференциация ложа не характерна, по-видимому, для протогеосинклиналей. Эти образования наиболее детально изучены в пределах Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ и значительно слабее в Аравийской и Индийской платформах.

В Канаде колчеданные месторождения большой продуктивности локализованы в провинциях озера Верхнее и Черчилл (рис. 2). Во второй из них развиты преимущественно протеро-

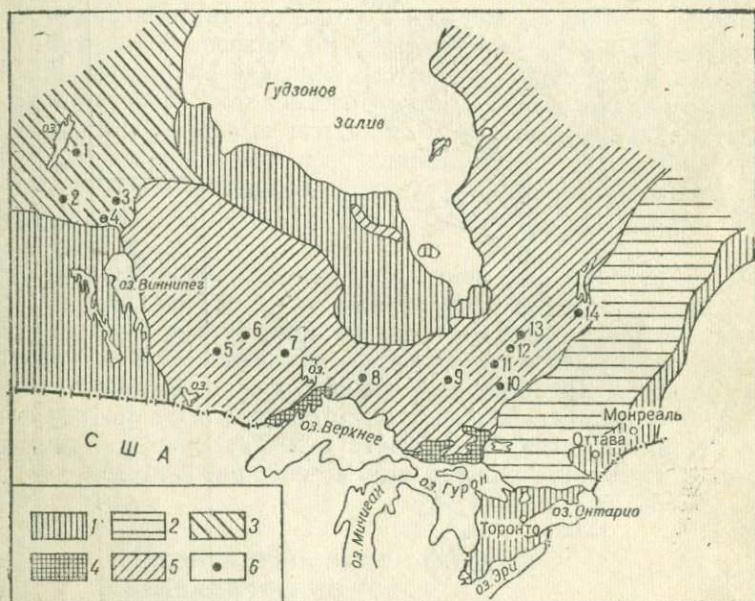


Рис. 2. Схема размещения архейских колчеданных месторождений Канады.

1 — платформенный чехол; 2—5 — металлогенические провинции: 2 — Гренвилл, 3 — Черчилл, 4 — Южная, 5 — оз. Верхнее; 6 — месторождения: 1 — Фокс-Лейк, 2 — Флин-Флон, 3 — Раттен Лейк, 4 — Сноу-Лейк, 5 — Юхи-Лейк, 6 — Саут-Бей, 7 — Стердзон, 8 — Манитоведж, 9 — Тимминс, 10 — Норада, 11 — Норметал, 12 — Джутел, 13 — Маттагами, 14 — Шибугамо

зойские породы, которые Р. Э. Фолинсби (1972) считает омоложенным докембрием I. Стратиформные медно-цинковые месторождения приурочены к древнейшим вулканогенным отложениям, тяготея к их кислым дериватам. Они залегают в пределах обширного широтного пояса провинции оз. Верхнее, где помимо ранее известных крупных месторождений Норада, Манитоведж и др. в последние 5—10 лет аэрометодами открыты новые стратиформные сульфидные залежи месторождений Тимминс, Маттагами, Стердзон, Саут-Бей и др. с запасами 10—60 млн. т руды, содержащей 5—10% цинка и 1—2% меди (Фолинсби, 1972).

Архейские вулканогенные отложения киватинской серии вытянуты вдоль ряда параллельных зон (эвгеосинклинальные «пояса» Ла Ронг, Амиск, Виндиго, Учи, Вабигун, Абитиби-Вава), разобщенных полосами, охваченными Кеноранской орогенной и гранитизацией. Архейские гранитоиды не проникают в эвгеосинклинальные зоны, слагающие основание разреза фундамента Северо-Американской платформы. В центральной части широтного пояса расположена зона Абитиби-Вава, которая, по данным А. Гудвина и Р. Райдлера (Глобальные закономерности..., 1974), имеет симметрично-зональное строение: в центре залегают однородные толенты мощностью до 10 км, чередующиеся с терригенными осадками, а по периферии расположены полосы шириной до 80 км каждая, в которых намечается переслаивание базальтов с андезитами, дацитами и риолитами.

Колчеданные и золоторудные месторождения провинции, имеющие как и вмещающие их породы радиометрический возраст около 3 млрд. лет, размещаются преимущественно в пределах развития кислых фаций базальтоидного геосинклинального вулканизма, представленных покровами, штоками и дайками лампрофиров, андезитов, риолитов, монзонитов и гранодиоритов. С базальтовыми вулканами местами переслаиваются подводные излияния ультраосновных лав — коматитов. Вверх по разрезу в вулканогенных породах увеличивается содержание щелочей, появляются трахиты и различные сиениты, имеющие уже значительно более молодой возраст (1,7 млрд. лет).

Крупнейшим в этом поясе является месторождение Роун-Норанда, на базе которого действует несколько рудников. Многочисленные согласные залежи длиной 300 м и мощностью 60 м образуют постепенные переходы к окремненным и хлоритизированным вмещающим кислым вулканическим породам и их туфам. Местами последние интенсивно метаморфизованы до стадии кварцитов, содержащих кордиерит и жедрит. Главные рудные минералы — пирротин, сфалерит, халькопирит и магнетит; постоянно присутствуют золото (до 6 г/т), а также селен и теллур.

Крайним восточным рудным районом этой крупной колчеданной провинции является Шибугамо в Квебеке. Рудовмещающие вулканогенные породы здесь также представлены киватинской серией, местами интенсивно метаморфизованной. Всего в районе известно 13 месторождений, из которых наиболее крупными являются Опемиска-Коппер, Кемпбел-Шибугамо и Шибугамо-Эксплорерс (Структурная геология..., 1964). Среди рудных залежей, принадлежащих в основном к стратиформным телам, реже к жилам, по составу выделяются халькопирит-пирит-магнетитовые, пирротин-халькопирит-золоторудные и арсенопирит-пиритовые. Убогие руды обычно представлены густой вкрапленностью пирротина и пирита, а промышленные — скоплениями халько-

пирита и сфалерита. Пластообразные рудные залежи часто секутся диабазовыми дайками. На руднике Хорн (месторождение Норанда) пострудные дайки содержат вкрапленность халькопирита, а на руднике Альдермак и Норметалл рудное тело смещено сбросом на значительно большую амплитуду, чем секущая дайка.

В провинции Черчилл расположена вулканогенная зона Амиск, возраст пород которой определен в 1900 млн. лет, что возможно соответствует их омоложению в результате наложенного метаморфизма. Здесь давно было известно колчеданное месторождение Флин-Флон, а в 1969 г. открыто новое столь же крупное (запасы 50—60 млн. т руды) месторождение Раттен-Лейк. Вмещающие породы вполне сходны с развитыми в провинции оз. Верхнее и представлены подушечными и массивными базальтами, вмещающими горизонты рудоносных дацитов и риолитов (Глобальные закономерности..., 1974).

В районе Флин-Флон в Манитобе концентрируется весьма значительное количество колчеданных месторождений (Манди, Шеррит-Гордон, Северный Стар, Дон-Джон, Капрес, Шист-Лейк и др.). Пласто- и линзообразные тела образуют согласные залежи в интенсивно рассланцованных кислых вулканогенных породах, превращенных в кремнисто-хлоритовые сланцы, чередующиеся с графитовыми сланцами. Руды массивные или вкрапленные, часто полосчатые (Структурная геология..., 1964), полезными компонентами являются медь, цинк, золото и серебро. Главное рудное тело месторождения Флин-Флон имеет длину 1 км при мощности 120 м. Руды состоят из пирита, халькопирита и сфалерита; присутствуют арсенопирит, галенит и магнетит.

Характерными особенностями архейских колчеданных месторождений является их согласное залегание с вмещающими вулканогенными породами; приуроченность к кислым членам вулканогенной толщи, занимающим суммарно не более 5—10% всего ее объема; образование додайковой серии пород, генетически связанной с вулканизмом.

В пределах Балтийского щита Восточно-Европейской платформы колчеданные и некоторые железорудные месторождения приурочены к нижнепротерозойскому вулканическому поясу, прослеживающемуся от Кольско-Карельского региона к северо-западу в Финляндию и Северную Швецию. По новейшим данным (Конкин, Ручкин, 1974), рудовмещающие эвгеосинклинальные отложения локализованы в узких и протяженных прогибах, чередующихся с широкими геоантиклинальными поднятиями типа срединных массивов. В пределах последних архейские гнейсы и супракрустальные породы проплавлены гранитами возраста 2500 млн. лет. Одновременно гранитоиды возраста 2300—1800 млн. лет пересекают нижнепротерозойские толщи, что позволило установить узкие границы их возраста.

Вулканогенные структурные зоны имеют линейную форму; протяженность их до нескольких сот километров при ширине до первых десятков километров. Обычная длина собственно рудоносных зон 100 км, ширина 10 км. Границы зон с архейскими срединными массивами выражены надвигами или крутыми глубинными разломами. Эвгеосинклинальные интенсивно складчатые нижнепротерозойские отложения, так же как и выступы архейского фундамента, перекрыты наложенными пологими прогибами, выполненными осадочными и магматическими образованиями среднего протерозоя. Формации наложенных впадин отвечают условиям, переходным от геосинклинали к платформе (Геологическое строение..., 1968).

Нижнепротерозойские прогибы представляют арену активной деятельности основной магмы; гранитный слой в них либо отсутствует, либо имеет небольшие мощности (до 7 км). Прогибы сложены мощными вулканогенно-осадочными отложениями, относящимися к спилит-диабазовой и габбро-гипербазитовой формациям, лишь в Хаутаваарской зоне развиты породы базальт-андезит-липаритовой формации. В этой зоне установлено наибольшее число серноколчеданных месторождений и некоторое обогащение их цветными металлами.

Рудовмещающими являются толщи пород туфогенно-кремнистого, туфогенно-терригенного и карбонатно-кварцевого состава, чередующиеся с базальтовыми порфиритами. Рудные тела непосредственно залегают среди графитовых кварцитов, являющихся продуктами метаморфизма морских вулканогенно-кремнистых осадков.

К главным нижнепротерозойским прогибам относятся зоны Хаутаваарская, Парандовская, Койкарско-Кумчезарская и др. Стратиформные серноколчеданные месторождения представляют собой мощные и протяженные залежи пиритовых, пирит-пирротиновых и пирротиновых руд с наложенной медно-полиметаллической минерализацией. Наиболее значительны месторождения Парандовское, Хаутаваарское, Пялмозерское, Ведлозерское, Мулдусельское и Северный рудник.

К северо-западу, на востоке Финляндии, в аналогичной геологической обстановке расположены одно из крупнейших в Европе медное месторождение Оутокумпу (возраст 2300—2100 млн. лет), а также медно-полиметаллические месторождения Ориярви и Виханти (возраст 2075 млн. лет). Месторождение Оутокумпу, открытое в 1910 г., с 1928 г. по настоящее время непрерывно эксплуатируется. Главная рудная залежь приурочены к кварцитам, образующим мощный горизонт в толще ятульских слюдястых сланцев. Рудные тела ассоциируют с вытянутыми линзами серпентинитов, хлоритовых сланцев и доломитов. Длина главной залежи более 3,5 км, ширина 400 м, мощность 17 м. Она состоит из пирита (30%), пирротина (15%), халькопирита (13%), кварца (40%) и сфалерита (2%), содер-

жит кобальт, никель, селен, золото и серебро (Шнейдерхен, 1958). Среднее содержание меди 3,5%, в настоящее время (устное сообщение геологов компании «Оутокумпу») оно значительно снизилось. В результате поисковой разведки последних лет здесь обнаружены новые промышленные рудные тела.

На севере Швеции в провинции Вестерботтен расположено несколько рудных полей в кислых вулканогенных породах возраста 2100 млн. лет. В наиболее значительном из них месторождении Болиден массивные согласные рудные залежи имеют длину 600 м и ширину 40 м. Расположены они в кварц-серицитовых сланцах и андезитовых кварцитах, содержат арсенопирит, халькопирит, пирротин, кварц, рутил, кальцит, апатит, сфалерит, кобальтин, блеклые руды и золото. На них наложена золото-полиметаллическая минерализация.

В непосредственной близости от Болидена, в районе Скелефте и Маланес, а также в Центральной Швеции, среди пород раннепротерозойского возраста, представленных лептитами, кварцитами, скарнами, известняками и доломитами, развиты скарново-магнетитовые и скарново-медные месторождения (Фалун, Сала, Кавелторп, Аммеберг и др.). Г. Шнейдерхен (1958) полагает, что все они образовались в результате высокотемпературного метаморфизма первичноосадочных железо-марганцовых месторождений. Отмечается значительно более интенсивный метаморфизм колчеданных месторождений Восточной Финляндии и Северной Швеции, чем Карелии. Возможно, что данное обстоятельство обусловлено приуроченностью первых к структурным зонам, испытавшим инверсию, тогда как раннепротерозойские эвгеосинклинали Карелии безинверсионные.

Вероятно, и на других платформах есть метаморфизованные стратиформные месторождения, приуроченные к первичногеосинклинальным архейским и протерозойским вулканогенным зонам. В частности, по сообщению Р. Л. Ерхарта (Earhart, 1971), на Африканской платформе в районе Вади-Бидях Саудовской Аравии среди вулканогенно-осадочных пород докембрия, представленных кварцованными туфами, кварц-графитовыми и другими кристаллическими сланцами, перекрытыми риолитовыми порфиритами и пирокластитами, в 1966 г. обнаружены стратиформные колчеданные залежи. Рудные тела согласны со сланцеватостью метаморфизованных зеленокаменных пород и имеют пласто- и линзообразную формы. Они встречаются как в графитовых сланцах нижней свиты, так и в вышележащих риолитах. Наравне с массивными рудами, на 95% сложенных сульфидами, на периферии рудных тел развита и вкрапленная сульфидная минерализация. Главными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и кварц. Содержание меди до 3,5%, цинка 1%, золота 1,8 г/т. Общие запасы пирита в этом громадном месторождении оцениваются в 640 млн. т, что составляет 34% мировых запасов капиталистических стран.

Индийская платформа тоже не лишена такого рода месторождений: так, нами в 1964 г. в штате Бихар было осмотрено месторождение меди, весьма напоминающее колчеданное.

Уральский пояс

М. В. Муратов (1967) объединяет Уральский пояс с Центрально-Азиатским, однако связь между ними остается не доказанной. Они имеют различную ориентацию, направление и характер развития, что позволяет некоторым исследователям (от Р. Фюрона до В. Е. Хаина) искать южное продолжение Урала под наложенным альпийским складчатым поясом Ближнего Востока. Этим представлениям соответствуют и геофизические данные.

Тектонике, магматизму и металлогении Урала посвящено большое число трудов, правда освещающих преимущественно частные вопросы, а не целиком Урал как единую, стройную специфичную геосинклинальную область. Урал — классическая колчеданная провинция, своего рода мировой эталон колчеданных месторождений первичногеосинклинального типа. Колчеданная полоса Урала, вытянутая более чем на 1000 км в меридиональном направлении, содержит несколько сотен медно-цинковых месторождений и рудопроявлений. Именно на материале Урала были разработаны различные гипотезы генезиса колчеданных месторождений, полемика по которым не потеряла своей остроты до наших дней.

Д. С. Штейнберг (Магматизм, метаморфизм и рудообразование..., 1974) рассматривает Урал как составную часть мировой системы геосинклинальных областей неогей, возникших в начале рифея и прошедших в дальнейшем сложное полициклическое развитие. Спецификой Урала является приуроченность к крупнейшему глубинному разлому, вдоль которого длительное время поступали огромные массы мантийного материала. Геосинклинальное развитие Урала продолжалось от начала рифея до триаса включительно, охватывая, таким образом, три полных тектонических цикла: байкальский, каледонский и герцинский. Отдельные части области в конце каждого из этих циклов испытывали альпинотипную линейную складчатость и консолидацию.

Урал делится на две индивидуальные крупные системы — западную миогеосинклинальную и восточную эвгеосинклинальную, каждая из которых расчленена на ряд частных прогибов и поднятий. Продукты базальтоидной магмы преимущественно локализируются в зонах погружений Восточного Урала (зеленокаменные синклиории), а гранитной магмы — в поднятиях (антиклиории). Эти главные структурно-формационные зоны были заложены в конце байкальского цикла развития и сохранились до конца палеозоя и в последующей субплатформенной стадии

развития области. На Урале глубинное строение, осадочные накопления, магматизм и металлогения зон погружений и поднятий совершенно различны.

Эвгеосинклинальные зоны Восточного Урала, в которых сосредоточены месторождения важнейших для этой провинции полезных ископаемых, представлены чередованием погружений и поднятий, разграниченных глубинными разломами, фиксируемыми поясами гипербазитов. Главной структурно-формационной зоной является Тагило-Магнитогорское погружение. Оно заложено на границе ордовика и силура, а замкнулось в конце карбона. В зоне развиты мощные, интенсивно дислоцированные вулканические, карбонатные, глинистые и туфовые осадки и многочисленные массивы магматических пород — дериватов базальтоидной магмы. Характерна повторяемость в разрезе андезит-базальтовых, диабаз-спилитовых, диабаз-альбитофировых и спилит-кератофировых формаций, несущих колчеданное оруждение. Они венчаются базальт-трахитовым комплексом с интрузивами сиенит-порфиоров. Помимо колчеданной для зоны типичны месторождения скарново-магнетитовой, хромитовой и титаномagnetитовой формаций. В пределах прогибов выделяется ряд подзон, главной из которых является Магнитогорская.

Далее следует Восточно-Уральское поднятие, сменяющееся Восточно-Уральским погружением, сходным с Тагило-Магнитогорским. К востоку от Восточно-Уральского погружения расположено Зауральское (Тобольское) поднятие, за которым следует Притобольское погружение, представленное породами спилит-диабазовой и диабаз-альбитофировой формаций, чередующихся с туфогенными, песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями. Еще восточнее находится Тургайская зона (рис. 3), перекрытая чехлом Западно-Сибирской платформы, покоящаяся на каледонидах Центрального Казахстана. В ней развиты скарново-магнетитовые месторождения.

В региональном плане главная система меридиональных зон Уральского пояса геофизическими методами непрерывно прослеживается на 3000 км к югу от Аральского моря, а еще далее она «просвечивает» под альпийским складчатым поясом вплоть до Индийского океана. Следовательно, можно говорить об едином Урало-Герирудском поясе глубинных разломов (А. А. Борисов). В этом поясе по совокупности геофизических и геологических данных устанавливаются и поперечные широтные разломы, имеющие, по-видимому, важное рудоконтролирующее значение.

Уральский пояс можно уверенно относить к первичным геосинклиналям. Об этом свидетельствуют большая мощность осадочного слоя в зонах погружений; интенсивная его складчатость; отсутствие либо почти полная переработка фундамента; обилие и высокая степень дифференцированности продуктов основного магматизма и другие признаки. Имеются все данные о заложении

нии Уральской геосинклинали на океанической коре (Магматизм, метаморфизм и рудообразование..., 1974).

Главная вулканогенная зона Урала представляет собой вулкано-плутонический пояс, в котором эффузивные производные длительного магматизма проявлялись в период погружения ложа геосинклинали, а интрузивные дифференциаты базальтовой магмы — в период поднятий (Иванов, 1964).

подавляющее большинство (70%) колчеданных месторождений Урала приурочены к Тагило-Магнитогорской зоне, причем 27% расположено в верхнесилурийских — нижнетуронских породах (В. П. Первов).

В. М. Сергиевский и более детально Д. С. Штейнберг (Магматизм, метаморфизм, металлогения ..., 1963) произвели формационное деление базальтоидных вулканитов Урала. В каледоно-варийском цикле выделено два периода базальтоидного магматизма, в начале каждого из которых формировались натриевые, а во второй половине — калиевые серии. Каждая пара серий завершалась интрузивными комагматами. В состав натриевых серий входят контрастная диабаз-кварц-альбитофировая и непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая формации. Все колчеданные месторождения локализованы в производных этих формаций, полностью отсутствуя в сменяющих их калиевых сериях порфиритов.

Геологи ЦНИГРИ под руководством М. Б. Бородаевской (Магматизм, метаморфизм и рудообразование..., 1974 и многие др.) творчески развили эти представления и разделили натриевые базальтоидные толщи Тагило-Магнитогорской зоны на че-

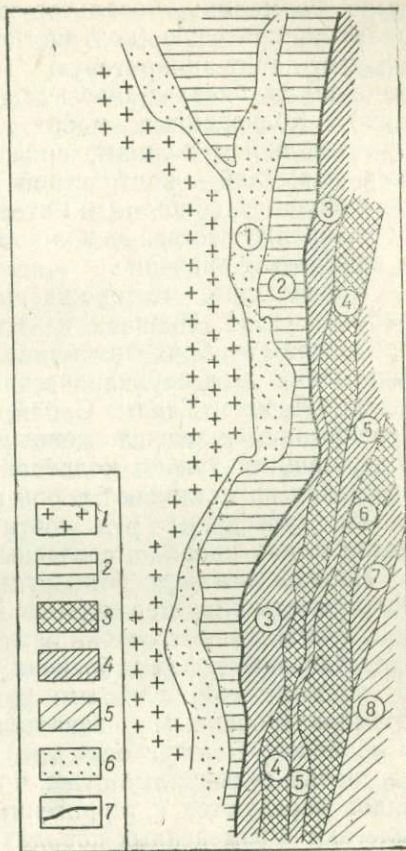


Рис. 3. Тектоническая схема Урала.

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — многогеосинклиналь; 3 — геоантиклинальные зоны Восточного Урала; 4 — эвгеосинклиналь; 5 — периферические зоны; 6 — краевые прогибы; 7 — граница между Западным и Восточным Уралом; 8 — Тургайская зона

Структурно-формационные зоны (номера на схеме): 1 — Западно-Уральский краевой прогиб, 2 — многогеосинклиналь Западного Урала, 3 — Тагило-Магнитогорская зона, 4 — Восточно-Уральский антиклинорий, 5 — Алапаевско-Брединская зона, 6 — Тобольский антиклинорий, 7 — Притобольская зона, 8 — Тургайская зона

тыре формации: базальтовую (недифференцированную), базальт-липаритовую (контрастно-дифференцированную), базальт-андезит-дацит-липаритовую (последовательно дифференцированную) и базальт-андезит-базальтовую (недифференцированную). Колчеданные месторождения приурочены только к вулканогенным толщам, производным двух дифференцированных формаций — контрастной и непрерывной. Это заключение, обоснованное обширным материалом по геологии рудных районов, преимущественно Южного Урала, имеет большое научное и прикладное значение.

Колчеданные месторождения Урала, описанные во многих работах С. Н. Иванова и его сотрудников, тесно структурно приурочены к брахиантиклинальным складкам, представляющим собой палеовулканические постройки. Многие месторождения (Левиха, Учалы, Сибай, Султановское, Тубинское и др.) перекрываются зеленокаменными туфогенными конгломератами, содержащими гальки колчеданных руд. Колчеданные месторождения представляют собой пласто-, линзо- и штокообразные залежи сульфидных руд, почти не содержащих жильных минералов и, как правило, согласных с вмещающими породами.

Породы лежащего бока рудных тел обычно содержат отчетливые следы гидротермальных изменений, тогда как вышележащие вулканогенные осадки изменены слабо. Вмещающие породы представлены туфами, брекчиями, превращенными в порфиroidы, кремнистыми, углистыми и филлитовидными сланцами, реже мраморизированными известняками. На ряде месторождений (Сибайское, Дегтярское и др.) развиты отчетливо полосчатые массивные сульфидные руды, в которых мелкие выделения сульфидов чередуются с терригенным материалом. Месторождения залегают в измененных породах, превращенных в кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и альбит-хлорит-эпидотовые сланцы. Плагноклаз в них альбитизирован, широко развиты пумпелиит, пренит и кальцит. А. И. Кривцов (1975 г.), детально изучивший гидротермальный метаморфизм пород, вмещающих колчеданные месторождения Южного Урала, различает ранний зеленокаменный метаморфизм, среднетемпературную пропилитизацию и одновременное с оруденением гипогенное выщелачивание, сменяющееся региональным метаморфизмом погружения в условиях пренит-пумпелиитовой фации.

Колчеданные месторождения Урала разделяются на две крупные группы — Среднеуральскую и Южноуральскую, причем в пределах каждой из этих обширных областей рудные районы локализованы вдоль зеленокаменных синклиналий, прослеживающихся в субмеридиональном направлении через обе области. По этим рудоносным зонам ниже и перечислены главные районы развития колчеданных месторождений.

В Сакмарском антиклинории Западного Урала в силурийских спилит-кератофировых породах расположены известные

медно-цинковоколчеданные месторождения Медногорской группы: Блявинское, Комсомольское, Яман-Касы и Разумовское.

Тагило-Магнитогорская зона Восточного Урала, в пределах которой развито наибольшее число колчеданных месторождений, прослеживается в меридиональном направлении через весь Урал и ограничена от сопредельных поднятий гипербазитовыми поясами. Колчеданные месторождения здесь представлены ордовикской Кабанской группой на юге Среднего Урала, венлокской Среднеуральской группой (Красноуральск, им. III Интернационала, Дегтярское и др.), девонской группой Южного Урала (Учалинское, Сибайское, Гай и др.). Подавляющее большинство месторождений сосредоточено в западной части зоны, а на востоке месторождения известны только на Южном Урале.

С позднегеосинклинальными граносиенитовыми массивами позднесилурийского — раннедевонского возраста Тагило-Кушвинского комплекса связаны крупные скарново-магнетитовые месторождения (горы Высокая и Благодать). К позднегеосинклинальным предверхнедевонским габброидам и гранитоидам приурочены скарново-медные (Турьинские рудники и др.) и небольшие скарново-магнетитовые (Ивдельский район) месторождения. Наиболее крупные на Урале скарново-магнетитовые месторождения Магнитогорской и Соколовско-Сарбайской групп связаны с карбоновыми гранитоидами. Наконец, к силурийским и девонским образованиям диабаз-порфирит-альбитофировой формации Алапаевско-Брединской зоны приурочены пластообразные колчеданные месторождения Султановское, им. XIX Партсъезда, а к интрузивным комагматам этих формаций — проявления скарново-медных и скарново-магнетитовых руд (Геологическое строение..., 1968).

Атлантический пояс

Атлантический пояс включает Аппалачскую систему на востоке Северной Америки, западную часть Скандинавского полуострова и север Великобритании. Противоположные ветви пояса разделяются Атлантическим океаном и их рассмотрение в качестве единого геосинклинального образования невозможно без привлечения новейших мобилистических представлений о дрейфе континентов. Как в американской (Аппалачи), так и в европейской (Грампианская геосинклиналь) частях Атлантического пояса широко развиты колчеданные месторождения, краткая характеристика которых приведена ниже.

Аппалачская складчатая система послужила для американских геологов эталоном, при изучении которого и были разработаны основные геотектонические концепции (Д. Голл, Д. Дана, М. Кей, Ф. Кинг, А. Ирдли и др.). Система эта, вытянутая в субмеридиональном направлении на 3 тыс. км от Алабамы на юге до Ньюфаундленда на севере, в поперечном направлении на

широте Нью-Йорка испытывает резкое сужение и изгиб, совпадающие с зонами линеаментов Пайонир и Мендосино (Хаин, 1971). Вдоль отмеченного нарушения вся система делится на два крупных сегмента — Северные Аппалачи и Южные Аппалачи. Первый сегмент является более древним — каледоно-раннегерцинским, а второй испытал консолидацию значительно позже — в аппалачскую, или позднегерцинскую, тектоническую эпоху.

В Южных Аппалачах выделяется четыре зоны (с запада на восток), непосредственное прослеживание которых в Северные Аппалачи вызывает затруднения: 1) Преаппалачский краевой прогиб, сложенный толщей осадков от кембрия до перми мощностью 7 км; 2) внешняя зона Аппалачей (зона Долин и Хребтов) — многоэосинклинальный прогиб, выполненный осадками раннего и среднего палеозоя мощностью 10 км; 3) зона Голубых гор (Блю Ридж) — Центральный антиклинорий, сложенный наиболее древними кристаллическими породами докембрия и палеозоя; 4) зона Пидмонт — внутренняя зона Аппалачей, образованная метаморфизованными отложениями палеозойского возраста, которые ранее неверно относились к докембрию.

Внутренняя, эвгеосинклинальная зона Аппалачей, состоящая из зон Голубых гор и Пидмонт, заложилась, по данным Д. Роджерса (1968), после консолидации Гренвильской геосинклинали, в позднем докембрии, на границе между континентом и океаном. Это устанавливается налеганием верхнедокембрийских осадков в западной части Голубых гор на древние граниты, а в восточной — на геосинклинальные осадки докембрия. Кристаллические породы Внутренних Аппалачей вмещают ряд офиолитовых поясов, относящихся к силуру и девону (Кинг, 1961). Палеозойские геосинклинальные отложения Пидмонта с суммарной мощностью до 15 тыс. м представлены вулканогенно-осадочными образованиями, граувакками и темными сланцами. Наиболее крупный выход последних носит название сланцев Каролины.

Северные Аппалачи включают Новую Англию, северо-восточную провинцию Канады и Ньюфаундленд. Здесь в отличие от Южных Аппалачей краевой прогиб отсутствует, а Внешняя зона значительно утонена, что связано с Адирондакским выступом Канадского щита, с которым Аппалачская система контактирует вдоль крупного разлома, называющегося линией Логана. Северным продолжением Голубых гор служит антиклинорий Зеленых гор, также сложенный докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями и ограниченный на востоке офиолитовым поясом. Восточнее на обширной территории распространены метаморфизованные и дислоцированные вулканогенно-осадочные породы кембрий-девонского возраста, интродуцированные девонскими гранитоидами. Эта Акадская провинция является аналогом зоны Пидмонт Южных Аппалачей (Хаин, 1971).

Антиклинорий Голубых — Зеленых гор в северном направ-

лении выклинивается, замещаясь метаморфическими сланцами Нью-Брансуика в Канаде. Эта зона служит границей между эвгеосинклиналью Пидмонта и миогеосинклиналью Долин и Хребтов. Основание разреза палеозойской геосинклинали здесь сложено нижнекембрийскими кварцитами, аркозами и конгломератами, перекрывающими различные горизонты докембрия, к которым относятся подводные базальтовые излияния и мощные толщи граувакк. Эти отложения по ряду сложно сочетающихся чешуй перемещены в западном направлении на миогеосинклиналь Долин и Хребтов, что придает антиклинорию асимметричное строение.

С Внутренними зонами Аппалачей совпадает один из наиболее протяженных колчеданных поясов Земли, вытянутый по простиранию на 3 тыс. км. В пределах США этот пояс детально описан А. Р. Кинкелем (Kinkel, 1967), а в Канаде — рядом местных геологов (Структурная геология..., 1964). Среди промышленных колчеданных месторождений выделяются два типа (рис. 4): собственно медноколчеданный с медно-пирротиновым подтипом и колчеданно-полиметаллический. Месторождения первого типа в основном развиты в южном сегменте Аппалач, а второго — в Канадских Аппалачах, главным образом в районе Батерст. Месторождения обоих отмеченных типов располагаются в зоне Голубые — Зеленые горы и Пидмонт — Новая Англия — Центральное плато Нью-Брансуика. К ним относятся, с одной стороны, согласные с вмещающими породами пласто- и линзообразные залежи сплошных колчеданных руд, а с другой — секущие, в том числе жилообразные кварц-сульфидные рудные тела.

А. Р. Кинкель отмечает следующие характерные особенности колчеданных месторождений Аппалачей: месторождения залегают в интенсивно метаморфизованных осадочных и вулканогенных породах докембрия и нижнего палеозоя; метаморфизмом при этом охвачены как вмещающие породы, так и согласные с ними залежи сульфидных руд. Главными металлами в месторождениях Аппалач являются медь, золото, серебро, цинк, а в провинции Нью-Брансуик — свинец и цинк.

Наиболее древние докембрийские месторождения Аппалачского колчеданного пояса располагаются в зоне Голубых гор, тогда как в зоне Пидмонт — Новая Англия возраст месторождений преимущественно раннепалеозойский; в пределах Канадских Аппалачей (провинции Квебек, Нью-Брансуик, Новая Шотландия) известны и более молодые (девонские и возможно нижнекарбоновые) месторождения, но они не являются типичными колчеданными, образуя в отличие от первых не согласные пластообразные залежи массивных руд, а секущие трубо- и жилообразные рудные тела, в которых жильные минералы — кварц, барит, кальцит, хлорит, серицит и др. преобладают над сульфидами.

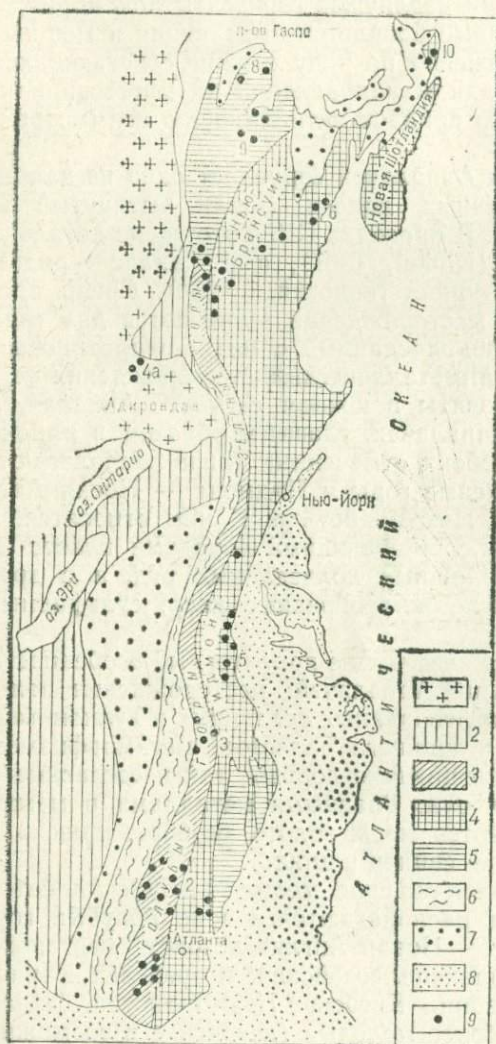


Рис. 4. Схема размещения колчеданных месторождений Аппалачей. По Ф. Б. Кингу, Д. Роджерсу, В. Е. Ханну и А. Р. Кинкелю.

1 — Канадский щит; 2 — чехол Северо-Американской платформы; 3 — геантиклиналь Голубых и Зеленых гор; 4 — эвгеосинклиналь Пидмонт — Новая Шотландия; 5 — сланцевые толщи; 6 — миогеосинклиналь Долин и Хребтов; 7 — Предаппалачский краевой прогиб; 8 — мезозойский чехол; 9 — колчеданные месторождения. Цифры на схеме — рудные районы, описанные в тексте

К числу древних, интенсивно метаморфизованных месторождений, расположенных в зоне Голубых гор, относится очень крупное месторождение Дактаун (2) *. Оно залегает в докембрийских метаморфических породах — слюдяных сланцах, мигматитах и гнейсах с инъекциями пегматитовых жил. А. Р. Кинкель сравнивает его с Рио-Тинто в Испании. Месторождение полностью аналогично пластообразным залежам колчеданных руд докембрия Западного Адирондака (4а), аналогичными являются и месторождения Ридс-Маунтин, Алабама, и др., а также район Ор-Ноп (3), которому собственно и посвящено основательное исследование А. Р. Кинкеля. Месторождение Ор-Ноп — одно из крупнейших в Аппалачах — залегает в слюдяных гнейсах, представляющих собой первичноосадочные породы, переслаивающиеся с вулканогенными. Рудная залежь длиной 1,2 тыс. м приурочена к зоне скальвания и брекчирования; она под небольшим углом сечет направление полосчатости в гнейсах. Породы рудной зоны аналогичны по составу вмещающим гнейсам, но содержат относительно большие количества кальцита, гарниерита, биотита и роговой обманки. Содержание сульфидов в рудном теле от 20 до 100%, в среднем 60%.

Текстуры руд и вмещающих пород сходны; в рудном теле часто присутствуют пропластки перекристаллизованных вмещающих гнейсов. При исследовании руд не обнаружено признаков разных стадий минерализации, а лишь первичного отложения и последующего метаморфизма. Определение радиометрического возраста руд месторождений Дактаун и Ор-Ноп по одновременному с сульфидами амфиболу дали цифры 1120, 1050 и 1200 млн. лет. Возраст биотита, возникшего в период метаморфизма, 435, 465, 472, 365, 330 и даже 310 млн. лет; серицит имеет возраст 327 млн. лет, а галенит определяется в пределах возраста Аппалачской складчатости. Следовательно, можно сделать вывод о докембрийском возрасте месторождений и последующем их метаморфизме. Последний процесс вызвал образование сложных секущих жил.

Медный район Ориндж-Каунти в штате Вермонт (4), расположенный на границе плато Новой Англии с антиклинорием Зеленых гор, вполне аналогичен районам месторождений Дактаун и Ор-Ноп. Наиболее значительным в районе является рудник Элизабет. Месторождения, сгруппированные в отмеченных районах, расположены в зоне Голубых — Зеленых гор. Они преимущественно относятся к докембрийскому возрасту, интенсивно метаморфизованы, руды большей частью залегают в гнейсах и кристаллических сланцах, представляющих собой продукты метаморфического преобразования первичных осадочных пород — граувакк, песчаников, алевролитов, конгломератов, отчасти ту

* Здесь и далее цифра в скобке соответствует номеру месторождения на рис. 4.

фов. Из рудослагающих минералов пирротин резко преобладает над остальными сульфидами.

Несколько иными особенностями обладают колчеданные месторождения, развитые в зоне Пидмонт — Новая Англия. В рудном районе Вирджинии — Мэрленд (5) известен ряд в значительной степени уже отработанных колчеданных месторождений — Сульфур, Арминиус, Джонсон, Осненран и др. Вмещающими породами обычно служат метаморфические первичноосадочные и вулканогенные породы раннепалеозойского возраста. Рудные тела имеют линзо- и пластообразную форму; обычно они согласны со сланцеватостью пород. Часто цепочки рудных линз вытянуты вдоль зон дробления на значительные расстояния (Арминиус на 9 км) при длине отдельных рудных линз до 100 м и мощности до 20 м.

Главный рудный минерал пирит, в различных количествах присутствуют также халькопирит, пирротин, сфалерит, магнетит, иногда галенит, золото и серебро, а из жильных — кварц, кальцит, роговая обманка, гарниерит. На месторождении Сульфур над рудными телами залегает толща конгломератов с сульфидной галькой. В отдельных случаях (Осненран) рудные тела представляют собой тесно переслаивающиеся метаморфические сланцы и скопления пирита. Содержание цветных металлов редко достигает кондиций и месторождения по существу являются серноколчеданными. Иногда вдоль зон разломов развиты золотоносные кобальт-халькопирит-пирротиновые линзы. Аналогичным является рудный район Восточный Мэн (6).

В Канадских Аппалачах можно выделить следующие рудные районы: Юго-Восточный Квебек (7), п-ов Гаспе (8), Нью-Брансуик (9) и Новая Шотландия (10). В первом из них развиты нижнепалеозойские серии сланцев. В западной части района прослеживается пояс гипербазитов, ассоциирующийся с вулканогенными породами. Последние разбиты рядом крупных разломов северо-восточного простирания. Западный краевой надвиг — линия Логана — отделяет эвгеосинклинальную зону от узкой многоэосинклинали, непосредственно примыкающей к Канадскому щиту.

Колчеданные месторождения, по данным Д. Картера (Структурная геология..., 1964), залегают в свите Колдуелл, сложенной граувакками, кварцитами, кристаллическими сланцами, или в вулканогенных породах, в частности в риолитовых порфирах серии Шербурк. В первом случае развиты мощные линзовидные залежи длиной 305 м и шириной 90 м массивных руд пирротина, халькопирита, отчасти пирита и сфалерита, а во втором случае формы рудных залежей приурочены к контакту вулканитов со сланцами, руды сложены преимущественно пиритом, с которым ассоциируют сфалерит, халькопирит, галенит, тетраэдрит и золото.

В районе п-ова Гаспе развиты разнотипные месторождения

цветных металлов. Одни из них сходны с рудообразованиями Юго-Восточного Квебека (Ист-Макдональд), залегая в виде согласных линз в нижнеордовикских метаморфических сланцах; другие (Гаспе-Коппер) приурочены к девонским известковым аргиллитам, где образуют крупные пластообразные залежи в скарпах.

В Новой Шотландии встречаются аналогичные два типа месторождений, обладающие, однако, некоторой спецификой. Первый из них Майндемар, по данным К. Д. Уотсона (Структурная геология..., 1964), залегает в серицитовых сланцах, переслаивающихся с риолитами, их туфами и граувакками. Породы, так же как и рудные залежи, секутся дайками диабазов и альбитофиров. В рудной зоне обильно представлены гидротермальные карбонаты — доломит и магнезит, ассоциирующиеся с тальком. Рудные тела в виде мощных согласных пластообразных залежей состоят из тонкозернистых скоплений пирита, сфалерита, в меньшей степени галенита, халькопирита и теннантита, содержащих до 10% цинка, 2% свинца и 1% меди.

Второй тип (Магнет Коув) представлен трубообразными рудными телами, замещающими осадочные породы карбонового возраста. Руды сложены сидеритом, баритом, гематитом, пиритом, марказитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и теннантитом. В провинции Нью-Брансуик в 1952—1954 гг. открыты очень крупные пластообразные залежи сплошных колчеданно-полиметаллических руд: Брансуик, Энекон, Амко, Миддл-Ривер, Хит-Стил и др.

На продолжении Аппалачского колчеданного пояса в Нью-фаундленде развиты медно-цинковые месторождения Бетс-Ков, Уэйлбак и Йорк-Харбор и колчеданно-полиметаллические Бьюканс и Паллейс. В зоне поднятия среди палеозойских гранитоидов (кварцевые монзониты) недавно обнаружено меднопорфировое месторождение Ренкометр. Представители этой формации известны и в других рудных районах Аппалачского пояса. Это нижнепалеозойские месторождения Маринер и Катерт, а также среднепалеозойские Гаспе и Эвандейл. В отличие от типично меднопорфировых во всех названных месторождениях в изобилии присутствует пирит. Сходство же определяется наличием в рудах молибденита и калиевым характером околорудного метаморфизма.

Каледонская Грампианская геосинклиналь охватывает Западную Швецию, Норвегию, значительные территории Англии, Шотландии и Ирландии, а также Шпйцберген и часть Гренландии. Для нас интересны лишь каледониды Норвегии, во внутренней зоне которых широко развиты колчеданные месторождения. Рудоносный вулканический пояс протягивается на 1700 км по простиранию в субмеридиональном направлении от Ставангера на юго-западе до Финмаркене на северо-востоке. С запада он окаймляет Балтийский щит Восточно-Европейской платформы.

Ж. Обуэн (1967) на основании работ Т. Странда выделяет здесь две крупные фациальные зоны: 1) внешнюю зону восточных фаций, сложенную многоэпиклиналинными осадками эопалеозоя, перекрытыми маломощной толщей кембро-силура; 2) внутреннюю зону западных фаций, в основании которой развиты мощные метаморфизованные, интенсивно складчатые эвгеосинклинальные отложения, перекрытые карбонатными осадками. Соответственно внутренняя зона разделена на две подзоны: а) фаций Тронхейма — комплекс кембро-силура, метаморфизованный до ступени зеленокаменных пород, прорванных интрузиями кварцевых диоритов; б) фаций Нурланна — мощная серия доломитовых известняков. Первая подзона отвечает внутреннему эвгеосинклинальному прогибу, а вторая — эвгеоантиклинальному поднятию. В западной зоне широко развиты крупные тектонические покровы.

Во внутренней зоне западных фаций на территории Норвегии расположены крупные колчеданные месторождения. Г. Шнейдерхен (1958) относит Норвегию после Испании к самой богатой колчеданами стране в Европе. Он выделяет здесь несколько групп месторождений различного происхождения и различных степеней метаморфизма. Вместе с тем с последующим метаморфизмом не связан обильный привнос цветных металлов, как это имеет место в других рудных провинциях. Среди колчеданных месторождений Норвегии выделяются следующие.

1. Тип Лексдаль — стратиформные рудные залежи в зеленокаменных породах ордовикского возраста. Пирит с примесями пирротина переслаивается с пропластками хлоритовых, глинистых и графитовых сланцев. Мощность рудных тел несколько метров. Главный рудник Сторде расположен между Бергеном и Ставамгером. В добываемой руде содержится до 24% серы.

2. Тип Рерос — рудные тела, залегающие в слюдястых сланцах и вулканогенных породах вблизи массивов габбро. Они представлены согласными залежами, вытянутыми вдоль полос длиной до 2500 м и шириной до 100 м при мощности 4 м. Помимо пирита и пирротина в них содержатся халькопирит, сфалерит и галенит при содержании меди до 4%. К этому типу относятся самые крупные промышленные месторождения Норвегии в рудных районах Рерос, Сулительма, Иерсвик, Скурувас и Леккен. По данным Д. С. Коржинского (Магматизм, метаморфизм, металлогения..., 1963), последние три месторождения залегают в зеленокаменной рассланцованной вулканогенной толще кембро-силурийского возраста. На месторождении Иерсвик развиты небольшие линзы массивного пирита с примесью сфалерита и халькопирита. На месторождении Скурувас эксплуатируются крупные линзы сплошной пиритовой руды, залегающие в меридиональном направлении согласно с пологопадающими зеленокаменно измененными спилитами. Ниже расположены рассланцованные кератофиры, перекрывающие сланцы и квар-

циты. В пиритных рудах присутствуют сфалерит, халькопирит, кварц, кальцит, хлорит и серицит. Содержание серы 50%.

Самое крупное месторождение Норвегии Леккен разрабатывается с 1654 г. Здесь в ордовикских измененных вулканитах залегают рудные тела, тесно чередующиеся с вмещающими породами («васкис») и тела более крупные и богатые, также согласные («гангкис»). Обычно они тесно ассоциируют друг с другом, но иногда встречаются и изолированно. Тела «гангкис» в отличие от «васкис» обогащены медью (2,3%), цинком (1,8%) и серебром. Д. С. Коржинский отмечает сходство норвежских колчеданных месторождений с уральскими.

3. Тип Редхаммер представлен рудными залежами, тяготеющими к контактам с интрузивными кварцевыми диоритами. Главными минералами являются пирит и кварц, второстепенными — халькопирит и сфалерит. Месторождения имеют ограниченное промышленное значение.

4. Тип Флеттум объединяет колчеданные залежи, приуроченные к сланцевым толщам и не имеющие видимой связи с магматизмом. Они состоят из кварца и пирита, часто содержат сфалерит. Руды пока не разрабатываются.

По современным данным Норвегия занимает четвертое место в Европе по добыче пиритовых руд (после Испании, Италии, Финляндии) и второе по запасам. Пиритовые концентраты здесь добываются (около 750 тыс. т) преимущественно из новых шахт и старого рудника Сулителяма.

Средиземноморский пояс

Средиземноморский пояс, металлогения которого недавно детально описана (Твалчрелидзе, 1972), рассматривается здесь предельно кратко. Наиболее значительные в Европе месторождения находятся в Иберийской герцинской металлогенической провинции, где на территории Испании они приурочены к интенсивно складчатым эвгеосинклинальным осадкам девона зоны Сьерра-Морена. Медно-пирротиновый пояс Испании и Португалии протягивается согласно с простираем складчатых структур на 250 км при ширине 25—40 км. Отдельные пласто- и линзообразные залежи колчеданных руд имеют в его пределах длину около 1000 м, мощность 50—70 м (иногда до 300 м) и прослеживаются на глубину 550 м. Руды сложены пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Содержание в них серы 46—50%, меди снизилось с 4 до 1,5%, иногда даже до 0,7%. Присутствуют золото, серебро, иридий, рений, селен и теллур. Общие запасы колчеданных руд 600 млн. т, что соответствует второму месту в мире после Саудовской Аравии. Главными месторождениями Испании являются Рио-Тинто, Тарсис и Бунтрон. Они обрабатываются уже более 3 тыс. лет и дали свыше 5 млн. т чистой меди. Основные колчеданные месторож-

дения Испании находятся в провинции Уэльва, в последнее время открыты месторождения в провинции Сантандер в районе Кальвер.

В Португалии самое крупное колчеданное месторождение Алжуштрел объединяет четыре рудные залежи, из которых в Фейчас сосредоточено 50, а в Мойнхо — 18 млн. т руды. Здесь открыты также новые месторождения медистого пирита с запасами 180 млн. т.

Вторым крупным районом развития стратиформных колчеданных месторождений Средиземноморья является грандиозная изогнутая складчатая дуга, прослеживающаяся от Пиренеев через Западные и Восточные Альпы, Западные, Восточные и Южные Карпаты в Балканы. Здесь на всем протяжении в ядрах антиклинальных структур обнажаются на поверхности метаморфизованные эвгеосинклинальные отложения байкальского и каледонского фундамента. В них расположены многочисленные, обычно мелкие, но во многих местах эксплуатирующиеся в настоящее время месторождения серного колчедана, лишь в редких случаях обогащенные небольшими содержаниями меди, свинца, цинка, серебра и золота. В некоторых провинциях (например, Андорра в Испании) практический интерес представляют зоны окисления месторождений с промышленными содержаниями железа; в других (Старая Планина в Болгарии) — комплексные месторождения, состоящие из сидеритовых, галенит-сфалеритовых и медных руд; в третьих (Малые Карпаты) в прежние годы обрабатывались пиритовые руды.

Месторождения этого типа были осмотрены автором в Восточных и Малых Карпатах, а также Балканах. Они представляют собой пластообразные залежи пирита, тонкопереслаивающиеся с вмещающими их зеленокаменными породами. Последние часто образованы вулканогенными толщами, называемыми болгарскими и югославскими геологами диабаз-филлитоидной формацией.

Третьим регионом развития доальпийских колчеданных месторождений в первичногеосинклинальных вулканических поясах Средиземноморского пояса является Северный Кавказ, где они приурочены к герцинской эвгеосинклинальной зоне Передового хребта. Она представляет собой блок палеозойских пород, вытянутый в северо-восточном — юго-восточном направлении на 270 км при ширине до 40 км, ограниченный от сопредельных структур глубинными разломами (рис. 5). Зона сложена тремя комплексами пород: кристаллическими сланцами фундамента докембрийского возраста, среднепалеозойскими эвгеосинклинальными осадками и верхнепалеозойскими молассами. Выше залегают мезозойские отложения платформенного чехла.

Зона Передового хребта принадлежит к типично вулканогенным эвгеосинклиналям, испытавшим полное развитие в течение герцинского цикла. При этом все главные геологические

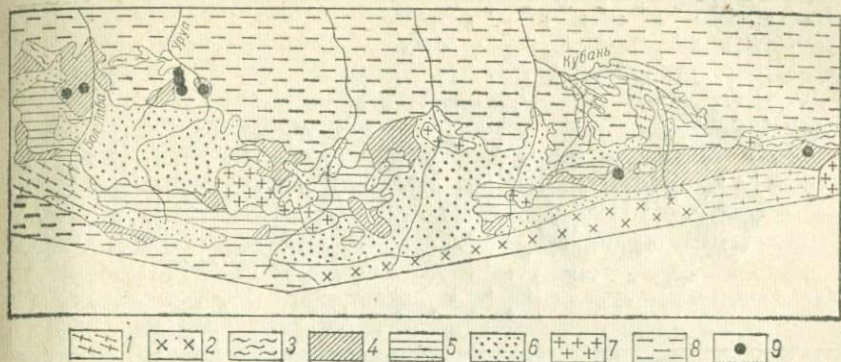


Рис. 5. Геологический план Передового хребта (по данным северокавказских геологов). 1 — докембрийские кристаллические сланцы; 2 — граниты Главного хребта; 3 — нижнедевонская филлитовая толща; 4 — среднедевонская вулканогенная толща; 5 — верхнедевонские и нижнекарбоновые осадки; 6 — орогенные верхнепалеозой-триасовые осадки; 7 — интрузивные комагматы базальтного вулканизма; 8 — мезозойский платформенный чехол; 9 — медноколчеданные месторождения

события, определившие металлогеническую специфику зоны, полностью вписываются в раннегеосинклинальную стадию ее развития. Зона является первичным геосинклинальным прогибом, в котором фундамент представлен либо реликтами древних метаморфитов, либо отсутствует.

По формационной принадлежности вулканогенно-осадочных пород, их мощности, интенсивности складчатости и степени метаморфизма здесь выделяются пять девонских (Картджуртская, Урупо-Кубанская, Бескесско-Марухская, Уруштено-Ацгарская и Бамбакская) и одна наложенная нижнекарбоновая (Марух-Зеленчукская) структурно-формационные подзоны. Наиболее значительные колчеданные месторождения расположены в Картджуртской (Худес), Урупо-Кубанской (Уруп, Власничиха, Скалистое, Даут) и Бескесско-Марухской (Бескес, Быковское) подзонах. От осевой зоны прогиба Передового хребта (Бескесско-Марухская подзона) уменьшается степень метаморфизма вмещающих пород и месторождений. Колчеданные залежи сосредоточены в интенсивно гидротермально переработанных вулканогенных породах, тогда как в перекрывающих слабо измененных осадках содержатся рудные обломки.

В девонской вулканогенно-осадочной толще выделяются три свиты (снизу вверх): 1) терригенная филлитизированная глинистых сланцев; 2) лавовая с подчиненными пирокластитами; 3) туфогенно-осадочная. Месторождения локализованы в лавовой свите (Скалистое, Власничиха, Бескес, Быковское, Худес) или в ее кровле, на границе с перекрывающей туфогенно-осадочной свитой (Уруп, Даут). Первые из них обладают сравнительно простым составом. Они представлены компактными телами сплошных руд, залегающими на кварц-серицитовых син-

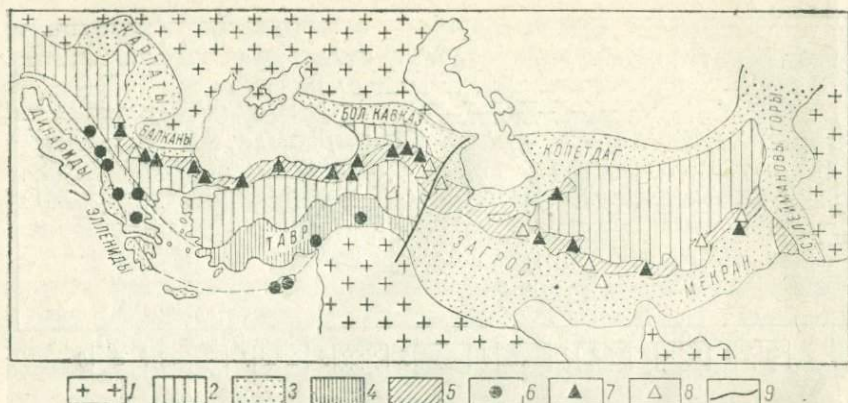


Рис. 6. Схема размещения вулканических поясов Восточного Средиземноморья.

1 — древние и эпипалеозойские платформы; 2 — срединные массивы; 3 — альпийские складчатые сооружения; 4 — первичногеосинклиальный пояс Динарид — Элленид и Таврид; 5 — вторичногеосинклиальный пояс Среднегорья, Понта, Малого Кавказа, Центрального Ирана и Пакистана; 6—8 — месторождения рудных формаций; 6 — колчеданной уральского типа; 7 — колчеданной типа Куроко; 8 — меднопорфировой; 9 — Пальмиро-Апшеронский линеймент

вулканических метасоматитов (Колчеданные месторождения..., 1973).

Урупское месторождение, относящееся ко второй группе, представлено пластообразной залежью серно-, медно-цинково- и медноколчеданных руд, подстилаемой синвулканическими кварц-серицитовыми метасоматитами. В кровле расположены кремнисто-колчеданные руды, переходящие на флангах в кремнисто-сульфидно-гематитовые слоистые образования.

К альпийским первичногеосинклиальным вулканическим поясам Средиземноморья относится вытянутая к югу дуга молодых складчатых сооружений Динарид, Элленид, Кипра и Таврид (рис. 6). Отнесение этой обширной складчатой области к первичным эвгеосинклиналям основывается на характере развитого здесь геосинклиального магматизма (офиолиты, габбро, диабазы, плагиограниты) и осадочных формаций (радиоляриты, яшмы, вулканогенно-осадочные толщи), что при отсутствии подстилающего сиалического фундамента позволяет предположить заложение этого пояса на коре океанического типа.

Динариды вдоль крупного поперечного нарушения Скутари-Печ непосредственно контактируют с Элленидами, обладающими сходным с ними строением (Обуэн, 1967). Непосредственным продолжением зоны к востоку служит о. Кипр, а еще далее — Тавр в Анатолии. Северной границей пояса является глубинный разлом, отделяющий его от Родопско-Македонского и Анатолийских срединных массивов. На юге пояс ограничен внешними миогеосинклиальными зонами, к югу от которых располагаются платформы либо впадины Средиземного моря.

Динарско-Таврский вулканический пояс заложился в триасе, скомпенсировав герцинскую консолидацию сопредельных территорий. Офиолитовый магматизм характеризует весь длительный период его геосинклинального развития, наиболее активный в триасе, юре и позднем мелу. Отдельные его части замкнулись одновременно, но после эоцена орогенный режим распространился по всему поясу. Колчеданные месторождения данного пояса тесно ассоциируют с проявлениями разновозрастного геосинклинального вулканизма. Среди них наиболее развиты стратиформные рудные залежи пласто- и линзообразной формы, в отдельных случаях встречаются и жильные месторождения. По составу руд различаются медноколчеданные, цинковоколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. К последним относятся месторождения Югославии — Боровица, Брсково, Шупля Стиена и др., приуроченные к триасовым породам диабаз-роговиковой формации.

В Греции и Албании колчеданные месторождения Халкидики, Кассандры, Рохова и др. залегают в верхнемеловых хлоритизированных диабазах и представлены пластообразными рудными телами, сложенными пиритом. В них содержится 1% меди и 2 г/т золота, а иногда свинец, цинк и мышьяк. В Восточной Греции флишевые отложения, чередующиеся с меловыми андезитовыми вулканитами, вмещают согласные залежи пирита длиной 200 м, шириной 200 м и мощностью 10 м.

На Кипре оруденение концентрируется в западной части острова. Здесь развиты медно-цинковоколчеданные и пиритовые месторождения Мавруни, Скуриоттис, Калавасса, Кинуса, Агрекипия, Алестос, Аспроя, Аплики и Матиате. Они содержат 3,5% меди, 3,8% цинка, 45% серы, иногда золото и серебро. Рудные тела неправильной формы залегают в интенсивно измененных меловых вулканогенных породах, окаймляющих массив Трудос.

В зоне Армянского Тавра на территории Турции в верховьях Тигра и Евфрата со времен глубокой древности известно медноколчеданное месторождение Эргани-Маден. Богатые руды зоны вторичного сульфидного обогащения здесь давно отработаны, в настоящее время эксплуатируются массивные и густовкрапленные первичные пирит-халькопиритовые руды, содержащие до 5% меди. Недалеко от него открыто новое месторождение Элязыг. Рудные тела месторождения Эргани-Маден представляют собой согласную залежь массивных и вкрапленных колчеданных руд, состоящих из пирита, пирротина, магнетита, халькопирита, кубанита, валлериита, сфалерита и галенита.

Тихоокеанский пояс

Выделенный С. С. Смирновым (1946) Тихоокеанский пояс принято подразделять на две глобальные зоны — внутреннюю и внешнюю, характеризующиеся различными магматизмом и ме-

таллогений. Последующие металлогенические исследования Тихоокеанского пояса внесли некоторые дополнения в первоначальную схему зональности этой планетарной структуры. Естественно, что все колчеданные месторождения приурочены к внутренней зоне Тихоокеанского кольца, в пределах которой могут быть выделены как первично-, так и вторичногеосинклинальные вулканические пояса. Первые из них проявлены в пределах Японских островов и на западе Северной Америки.

В Японии геосинклинальное развитие началось в девоне, когда заложились крупная эвгеосинклиналь, где начиная с раннего карбона наблюдается дифференциация на зоны поднятий и погружений. В перми произошла складчатость, сопровождаемая синорогенным магматизмом (Тацуми и др., 1973). Геосинклинальные отложения палеозойского возраста относятся к офиолитовой формации, содержат лавы основного состава, кварциты, пирокластиты, сланцы, испытывавшие интенсивную складчатость и метаморфизм. При этом кислые вулканы преимущественно распространены в среднепалеозойских толщах, а основные — в верхнепалеозойских. С этими первичногеосинклинальными образованиями тесно связаны стратиформные медноколчеданные и марганцево-железорудные месторождения вулканогенно-осадочного типа. Массивные пластообразные тела пирита содержат халькопирит и сфалерит, иногда представлены пирротинном. В отдельных районах наблюдаются сотни согласных рудных залежей медноколчеданных руд.

В мезозое осевая зона эвгеосинклинали сместилась к юго-западу, где вулканогенно-осадочные породы непрерывно отлагались от позднего карбона до юры включительно. Они представлены черными сланцами, диабазами, туфами, мощными прослоями кремней, известняков и лав основного состава. Все породы претерпели зеленокаменное изменение. С юрским подводным вулканизмом основного состава связано образование стратиформных медноколчеданных месторождений, а также пластовых железо-марганцевых залежей; с нижнемеловым — пластовых медно-полиметаллических. Мезозойская эвгеосинклиналь также должна быть квалифицирована как первичная. В период времени средний мел — эоцен на Японских островах развился субаэральный вулканизм и связанные с ним месторождения пирофиллита.

В течение мела и раннего палеогена проявились интенсивные тектонические движения орогенного этапа, в результате которых сформировался метаморфический пояс, интрузивы гранитоидов и габбро. В позднем мелу отложился флиш, в палеогене — угленосные отложения, а в миоцене — молассы, после чего первичная геосинклиналь замкнулась.

Североамериканские Кордильеры протягиваются от Аляски до Центральной Америки на 9500 км при ширине от побережья Тихого океана до Великих Равнин 650—1600 км. При этом гео-

синклинальный пояс, породивший Кордильеры, значительно уже современной ширины всего складчатого сооружения. Данное обстоятельство, с которым связан широкий фронт тектоно-магматической активизации, сопровождающей восточную периферию Кордильер, обусловило несимметричное расположение их главных тектонических ветвей.

К числу основных зон Кордильерского пояса, обеспечивающих его продольную тектоническую зональность, принадлежат Западная эвгеосинклиналь, Центральная геоантиклиналь и Восточная миогеосинклиналь. Поскольку эвгеосинклинальная зона в 1,5—3 раза шире миогеосинклинальной, то поднятия и складчатость, зародившиеся в первой из них, распространились к востоку и, «перешагнув» через порог второй и третьей зон, захватили Северо-Американскую платформу — область Великих Равнин (Хаин, 1971). Кроме продольной зональности Ф. Б. Кинг (1961 и др.) выделяет и зональность поперечную, связанную с крупными субширотными линеаментами Мендосино, Мюрей, Кларрион и Клиппертон, прослеживающимися из Тихого океана на континент. Соответственно различаются и поперечные сегменты — Аляскинско-Канадский, Орегонско-Монтанский, Калифорнийско-Колорадский, Мексиканский и Центрально-Американский, обладающие специфическим строением.

Допалеозойские метаморфические породы обнажены в ядрах антиклиналей на Скалистых горах и плато Колорадо, но отсутствуют вдоль полосы Тихоокеанского побережья шириной 1120 км (Кинг, 1961). Резко несогласно они перекрываются серией Белт и ее аналогами альгонкского возраста (1300—1000 млн. лет). Следовательно, восточная часть Кордильер заложилась на континентальной коре в позднем протерозое, а их западная часть — на океанической коре в раннем и позднем палеозое.

Кордильеры представляют собой сложный вулканоплутонический пояс, отдельные части которого на основании анализа истории их геологического развития могут быть выделены в качестве первичногеосинклинального пояса (альгонк — палеозой), вторичногеосинклинального пояса (мезозой) и вулканического пояса области активизации (эоцен — антропоген). Ранее считалось, что Кордильеры бедны колчеданными месторождениями, однако современные исследования П. Вильямса, Р. Робертса, А. Кинкеля, Ч. Андерсона, П. Гилмора и некоторых других американских авторов восполнили этот пробел. Колчеданные месторождения выявлены в Кордильерах Аляски, Канады (Британская Колумбия), Монтаны, Айдахо, Аризоны и Калифорнии.

В протерозойской серии Белт в штате Аризона залегает месторождение Джером, представленное согласными залежами пирит-халькопирит-арсенопирит-сфалеритовых руд среди метаморфизованных кварц-порфириров, яшм и черных сланцев. Докембрийский возраст оруденения не вызывает сомнения, и если

ранее его ссылали с древним гранитом Бредшоу, то в настоящее время (Anderson, 1969) месторождение приводится в качестве примера сингенетичной с вмещающими породами метаморфизованной колчеданной залежи. Сходными по морфологии и происхождению являются медноколчеданные месторождения Северного Айдахо и Северо-Западной Монтаны, также залегающие в серии Белт. Здесь имеется ряд медноколчеданных месторождений, согласных с относительно слабо метаморфизованными аргиллитами формации Ревит. В пластообразных рудных залежах от висячего бока к лежащему установлена закономерная смена минерализации барита пиритовой, затем галенит-пиритовой, халькопирит-галенитовой, борнит-халькопиритовой и, наконец, халькопиритовой.

Вероятно, колчеданное оруденение серии Белт распространено шире, чем сейчас известно. Медноколчеданные месторождения относятся к сингенетичному типу. Все они в меловое время испытали активизацию, о чем свидетельствуют изотопные отношения свинца (повсеместно повторяющиеся цифры радиометрического возраста, с одной стороны, 1100—1500 млн. лет, с другой — 120—150 млн. лет).

В среднем кембрии на океанической коре заложилась западная полоса Кордильер в виде широкого (до 1000 км) эвгеосинклинального прогиба, ограниченного с востока сиалической корой Североамериканского континента. В отложениях ордовика, прослеживающихся от Аляски до Невады, на границе Западной и Центральной зон расположено медноколчеданное месторождение Маунтин-Сити. Оно представлено согласными с вмещающими черными сланцами и кварцитами залежами серноколчеданных руд с цинком, серебром и золотом. По форме, составу, условиям залегания и околорудным изменениям месторождение относится к уральскому типу.

В Западной зоне в результате позднегерцинской тектонической активизации возникло геоантиклинальное поднятие, прослеживающееся на всем ее протяжении от Аляски до Мексики. Особенно отчетливо оно выражено по линии Береговой хребт Британской Колумбии — горы Кламаст и Сьерра-Невада. К западу от поднятия на океанической коре развился офиолитовый эвгеосинклинальный прогиб, сложенный в основном ультраосновными породами, лавами андезит-базальтового состава, черными сланцами, радиоляритами, яшмами и граувакками францисканской формации. В данной зоне в районе Западной Шаста расположено медноколчеданное месторождение Айрон-Маунтин, сингенетичное, по-видимому, с вмещающими андезит-диабазами и граувакками. Месторождение представлено согласными залежами массивных колчеданных руд, состоящих из кварца, пирротина, халькопирита, небольших количеств сфалерита, галенита и арсенопирита (Котс, Стефенс, 1972). Очевидно, история развития первичных эвгеосинклиналей Кордильер и связанных с

ними колчеданных месторождений завершается Прибрежной зоной Калифорнии (рис. 7). К востоку от нее, начиная с позднего триаса, формируются вторичные геосинклинали.

Колчеданные месторождения всех рассмотренных первичногеосинклинальных вулканических поясов сходны и обладают следующими основными особенностями: 1) рудные тела часто залегают согласно с вмещающими породами — продуктами подводного вулканизма раннегеосинклинальных стадий развития рудоносных тектонических зон; 2) колчеданные месторождения локализируются не в монотонных недифференцированных вулканах основного состава, выполняющих центральные прогибы эвгеосинклиналей, а в относительных синвулканических поднятиях, где развиты контрастная и непрерывная формации — продукты дифференциации и контаминации натровой базальтовой магмы; 3) рудные залежи обычно расположены в верхах вулканогенных толщ, начинающихся основными и завершающихся кислыми членами геосинклинального вулканизма; 4) рудные тела имеют пласто-, линзо-, реже штокообразную форму; они часто кулисообразно замещают друг друга, но повсеместно сохраняют стратиформное положение, не выходя за пределы дифференцированных вулканических формаций; 5) вмещающие породы в лежащих боках рудных тел обычно интенсивно гидротермально изменены, а в висячих боках развиты неизменные породы; 6) окolorудные изменения соответствуют

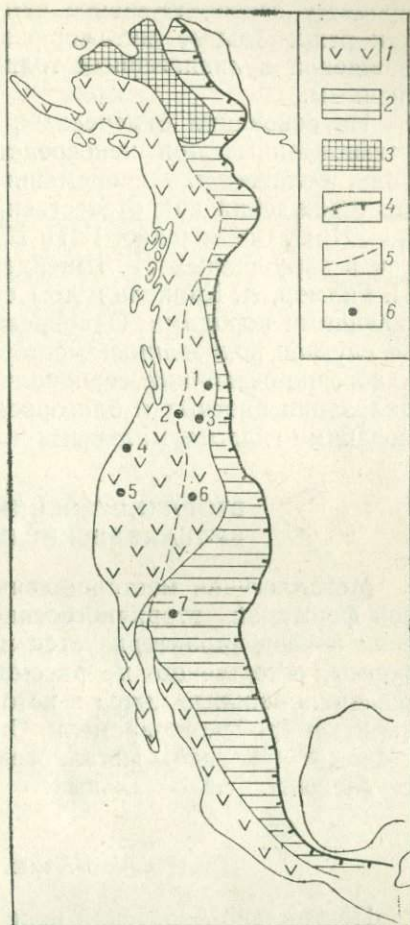


Рис. 7. Схема размещения медноколчеданных месторождений в первичногеосинклинальном вулканическом поясе Кордильер Северной Америки.

1 — первичногеосинклинальный вулканический пояс Кордильер; 2 — многогеосинклиналь Скалистых гор; 3 — срединный массив Юкон; 4 — граница геосинклинали Кордильер; 5 — граница выходов докембрийских пород серии Белт; 6 — колчеданные месторождения: 1 — Салливан, 2 — группа Суперитор, 3 — Кер-Д'Аллен, 4 — Ридл, 5 — Айрон-Маунтин, 6 — Маунтин-Сити, 7 — Джером

процессу зеленокаменного изменения и пропилитизации, тогда как региональный метаморфизм пренит-пумпеллитового переорождения вулканогенных толщ является более поздним, наложенным.

На основании отмеченных, а также и других особенностей, установленных при непосредственных геологических наблюдениях, большинство современных исследователей колчеданных месторождений как отечественных (В. И. Смирнов, С. Н. Иванов, Н. С. Скрипченко, Г. Н. Щерба, М. Б. Бородаевская и др.), так и зарубежных (Г. Шнейдерхен, К. Офтедаль, Ч. Андерсон, П. Гилмор, А. Кинкель и др.) считают их сингенетичными с вмещающими породами. Одновременно в подавляющем большинстве случаев колчеданные месторождения полигенетичны: на вулканогенно-осадочные серноколчеданные залежи наложена минерализация цветных и благородных металлов, связанная с более поздними гидротермальными процессами.

ВТОРИЧНОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Металлогения месторождений колчеданной и меднопорфировой формаций вторичногеосинклинальных вулcano-плутонических поясов характеризуется в принятом нами порядке. Платформы, естественно, не рассматриваются, поскольку вторичногеосинклинальные пояса в истории Земли возникают, начиная с раннекембрийского времени. Они отсутствуют также в Атлантическом и Уральском металлогенических поясах, но широко представлены во всех остальных.

Центрально-Азиатский пояс

Центрально-Азиатский пояс прослеживается в широтном направлении от Аральского моря на западе до Японского моря на востоке (рис. 8). Длина его 5000 км при ширине от 1000 до 2000 км. На севере он ограничен Сибирской платформой, а на юге — Китайской платформой (Зоненшайн, 1972). Исключение из этого пояса Урала обосновывается не столько его иной ориентацией, сколько другим направлением геологического развития, магматизма и металлогении. Так, в эвгеосинклинальных зонах Урала широко представлен весь набор магматических и рудных формаций базальтоидного профиля. В частности, уральские колчеданные месторождения по масштабу, количеству и генетическим особенностям не могут быть сопоставлены с известными в Центральной Азии. В тектоническом отношении Урал относится к геосинклинальным областям альпийского типа, а Центральная Азия — к центральноазиатскому типу (Зоненшайн, 1972).

В Центрально-Азиатском поясе преимущественно развиты палеозойские складчатые сооружения. В то же время все палеозойские геосинклинали заложены на рифейском складчатом основании, наиболее крупными останцами которого являются Улутав-Кокчетавский и Тувино-Монгольский массивы. Восточная часть пояса в значительной части охвачена мезозойской тектоно-магматической активизацией.

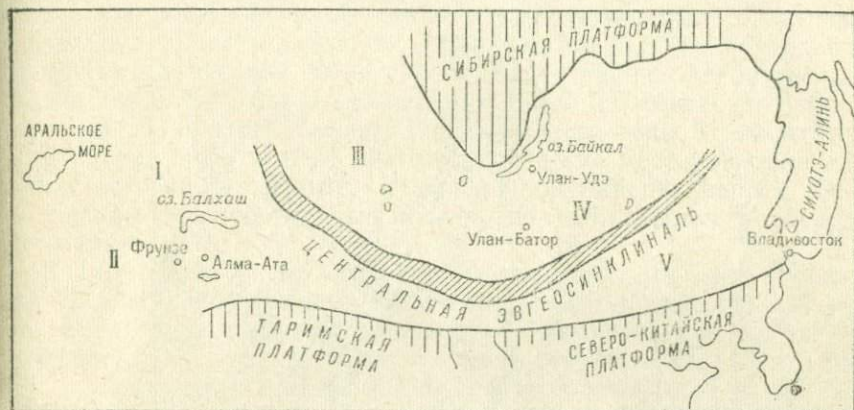


Рис. 8. Тектоническая схема Центрально-Азиатского пояса. По Л. П. Зоненшайну

В направлении от севера и юга к центру пояса отмечается последовательное омоложение складчатых сооружений, и вдоль его оси прослеживается узкая варисская эвгеосинклиналь, включающая Зайсанскую и Южно-Монгольскую системы. Остальная часть пояса Л. П. Зоненшайном разделена на четыре крупные складчатые области: Центрально-Казахстанскую, Алтае-Саянскую, Забайкальскую и Гобийско-Хинганскую (см. рис. 8).

Первая из них включает Северный Тянь-Шань, а Южный Тянь-Шань, по мнению Л. П. Зоненшайна, входит в состав Памирской системы, т. е. принадлежит Средиземноморскому поясу. Нами каледониды и герциниды сохранены в рамках Центрально-Азиатского пояса. Ниже приведена краткая характеристика металлогении вулканических поясов Центрального Казахстана, Средней Азии, Алтае-Саянской и Гобийско-Хинганской областей. Забайкальская область упоминается при описании поясов областей тектоно-магматической активизации.

Казахстан характеризуется сложным мозаичным строением, обусловленным разноплановым наложением на байкальские структуры каледонских, перекрываемых в свою очередь герцинскими. Здесь выделяются следующие металлогенические провинции (рис. 9): 1) Казахстанская каледонская, включающая северную и западную части Центрального Казахстана, Чу-Илийские горы, Северный Тянь-Шань, Каратау, а также герцинские

провинции, 2) Джунгаро-Балхашская, 3) Зайсанская, 4) Джезказганская (Геологическое строение..., 1968).

Казахстанская каледонская провинция подстилается гетерогенным основанием, представляющим собой чередование срединных массивов с развитой сиалической корой и геосинклинальных впадин. Последние сосредоточены преимущественно в восточной части провинции, что и обусловило здесь полноту эвгеосинкли-

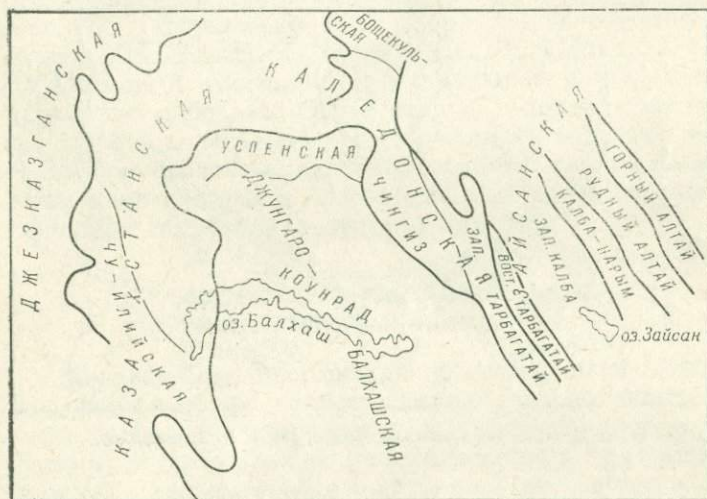


Рис. 9. Металлогенические провинции Центрально-Казахстанской области.

нального развития и широкое распространение мощных толщ диабаз-порфиритовой, спилит-кератофировой и яшмо-кремнистой формаций, прорванных массивами гипербазитовой и габбро-диорит-плагногранитовой интрузивных формаций. По данным Ш. Е. Есенова (Проблемы металлогении..., 1974), геосинклинальный палеозойский базальтовый магматизм последовательно дифференцировался в направлении увеличения роли кислых и щелочных пород. Соответственно этому железо-марганцевое оруденение во времени сменялось медноколчеданным, затем колчеданно-полиметаллическим, золоторудным, редкометальным и ртутно-сурьмяным. Собственно геосинклинальный ряд вулканогенных формаций следующий (снизу вверх): спилит-диабазовая, спилит-кератофировая, базальт-трахитовая, базальт-липаритовая.

Колчеданные месторождения расположены в Чингиз-Тарбагатайской зоне, которая в течение всего байкальского цикла (до конца среднего кембрия) представляла собой единый бассейн с сопредельной Божекульской зоной. Лишь после байкальской складчатости, когда последняя испытала инверсию и в дальнейшей истории развития выступала в качестве геоантиклинали,

Чингиз-Тарбагатайская зона сохранилась в виде локальной эвгеосинклинали. Байкальский комплекс в ней представлен породами кремнисто-спилитовой, граувакковой и сиенит-трахитовой формаций; в ордовике развиты терригенно-диабазовая и флишоидная формации, а в силуре и девоне — андезит-липарит-молассовая.

Спилит-кератофировые толщи кембрийско-ордовикского возраста вмещают стратиформные месторождения Чингиза колчеданно-полиметаллической (Майкаин и др.), серноколчеданно-полиметаллической (Александровская группа, Акбастау на хр. Чингиз и др.), барит-свинцово-цинковой (Джангабул и др.) формаций. При этом в северо-западной части зоны в Баянаульском районе преобладают полиметаллические месторождения, а в юго-восточной — медные. С колчеданной минерализацией тесно связаны скарново-медные и скарново-магнетитовые рудопроявления.

В Тарбагатае распространены мелкие медные месторождения Окпектинской группы, Катайского и Хабанчатского массивов. Среди первой группы выделяются месторождения Азамат и Григорьевское, приуроченные к зоне окварцевания и баритизации, залегающей в вулканогенно-осадочной толще силура. Группа Катайского массива образует ряд рудопроявлений (Карасу, Медная Сопка, Бельбастау), расположенных в нижнекембрийской бошекульской свите на контакте с массивом гранодиорита. Третья группа объединяет Арсеньевское и другие рудопроявления, относящиеся к скарновому типу и расположенные в порфиритах и мелкозернистых гранодиоритах (Геология СССР, 1974).

Бошекульская зона в отличие от предыдущей в палеозое представляла собой поднятие, на котором после раннего ордовика отлагались молассовые осадки. К среднему кембрию относится образование линейно-вытянутого массива габбро-плагногранитной формации. Эта зона представляет для нас самый непосредственный интерес, так как в ее пределах расположено меднопорфировое месторождение кембрийского возраста, связанное не с орогенным, а с геосинклинальным магматизмом.

По данным В. Г. Ли (Геология, геохимия..., 1969), Бошекульское месторождение приурочено к нижнекембрийским вулканогенным осадкам, прорывающимся плагногранит-порфиром, вместе с которым они трансгрессивно перекрыты породами среднего кембрия. Последние содержат в базальных конгломератах рудную гальку, что позволяет уверенно устанавливать раннекембрийский возраст оруденения. Оруденение локализовано в массиве диоритовых порфиритов и плагногранит-порфиров. Месторождение залегает в южном крыле антиклинали и контролируется разломами. Первичные руды сложены пиритом, халькопиритом, молибденитом и магнетитом и генетически связаны с плагногранит-порфирами.

Джунгаро-Балхашская провинция, или Джунгаро-Балхашский вулканический пояс (см. рис. 9), сложен вулканитами позднепалеозойского возраста, обрамленными с внешней стороны девонскими вулканогенными образованиями. Последние в виде регионального полукольца, прослеженного на 2000 км при ширине 100 км, опоясывают Джунгаро-Балхашский пояс и должны быть включены в его состав. Отмеченный пояс заложен на гетерогенном и разновозрастном фундаменте, что и позволяет отнести его к вторичногеосинклинальным.

Е. М. Лазько (1971) в Джунгаро-Балхашском поясе, как и в других сходных геосинклинальных структурах, отмечает наличие мощных осадочно-вулканогенных толщ базальт-андезит-липаритовой формации. Они приурочены к крупным разломам, вдоль которых герцинская геосинклиналь контактирует с каледонским обрамлением. Вулканогенные породы сопровождаются близкими им по составу и возрасту интрузивными комагматами, что позволяет называть данный пояс вулкано-плутоническим. Интрузивные породы относятся к гранитоидам повышенной щелочности, характеризуются гипабиссальными и субвулканическими глубинами образования и локализуются преимущественно в горст-антиклинальных структурах, разграничивающих грабен-синклинории, выполненные вулканогенно-осадочными комплексами. Несмотря на весьма значительные мощности последних, пояс сформировался в относительно короткий промежуток геологического времени, ограниченный частью девона и позднего палеозоя (верхняя половина карбона и ранняя пермь).

Медные месторождения, широко развитые в Джунгаро-Балхашском вулканическом поясе, относятся преимущественно к трем рудным формациям: медноколчеданной, меднопорфировой и скарново-медной, сосредоточенным в нескольких металлогенических зонах. По данным А. К. Каюпова и В. В. Колесникова (Проблемы металлогении..., 1974), промышленные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения Акбастау, Косурун, Мизек и др. залегают среди верхнедевонских вулканогенных образований основного состава. Руды сложены пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, кварцем, баритом и кальцитом. Форма рудных тел преимущественно линзовидная, вмещающие породы преобразованы в кварц-серицитовые метасоматиты. В центральной части пояса расположены типичные серно-медноколчеданные месторождения Тесиктас и Кникбай.

В Успенской металлогенической зоне, всесторонней характеристике которой посвящена шеститомная монография (Геология и металлогения..., 1966—1968), сосредоточено около 400 рудопроявлений цветных металлов и 250 молибдена и вольфрама. Эта зона, приуроченная к северной части пояса, расположена на границе каледонид и герцинид; она испытала длительное развитие от девона до перми. Зона заложена в виде глубинного

разлома, служившего ареной базальтоидного вулканизма и последующего многофазного перидотит-габбро-гранодиорит-гранит-липаритового магматизма. Неоднократные тектонические движения обусловили крайне сложную деформацию этой структуры.

В различных частях Успенской зоны и на сопредельных с ней территориях длительное время сохраняли активность вулканические центры, поставлявшие последовательные дифференциаты состава: оливиновый базальт — диабаз — габбро — монзонит — трахиандезит — липарит. С этими вулканическими породами связаны сложного генезиса железо-марганцево-полиметаллически-баритовые месторождения атасуйского типа (Жайрем, Каражал, Бестюбе, Успенское, Карагайлы, Котпар, Кайракты, Атабай-Дугулы, Кужал, Алайгыр и др.). Все они имеют девонский возраст. Аналогичные месторождения, характеризующиеся комбинацией согласных с вмещающими вулканогенными породами линзо- и пластообразных тел с наложенными на них гидротермальными трещинными жилами, известны и в сопредельных зонах, в частности в Акжальской и Акбастауской (месторождения Узунжал, Акжал, Аксорин), а также во многих других. Атасуйский тип руд, по данным Г. Н. Щербы, встречается в Центральном Казахстане преимущественно среди вулканогенных пород фаменского возраста, а в Северо-Западном Прибалхашье и Джунгарии — также франского и отчасти турнейского.

Пластообразные рудные тела атасуйского типа сложены помимо железо-марганцевых минералов также пиритом и сфалеритом, реже встречаются галенит, халькопирит, блеклая руда и барит. Промышленные полиметаллически-баритовые руды представлены жилами, прожилками и неправильными телами. Более поздними в Успенской зоне являются скарново-медные и штокверковые пирит-халькопиритовые рудопоявления (Озерное и др.), приуроченные к контакту карбоновых массивов гранитоидов или залегающие непосредственно в интрузивных породах.

Оруденения меднопорфиrowого типа в девонском вулканическом поясе встречаются в Коянды-Спасской зоне, непосредственно контактирующей с Успенской. К ним относятся рудопоявления Коктасжал, Коктасжартас, Жунбай и др. Отмеченные проявления нельзя считать типичными меднопорфиrowыми, которым они не соответствуют по характеру минерализации, геологической обстановке и масштабам. Собственно меднопорфиrowые месторождения Джунгаро-Балхашского пояса приурочены к поднятиям, разделяющим эвгеосинклинальные трюги, где они контролируются региональными разломами, кольцевыми вулкано-тектоническими структурами и выходами интрузивных пород орогенной монзонит-гранодиорит-порфиrowой формации.

После 1928 г., когда М. П. Русаковым было открыто первое в СССР Коунрадское меднопорфиrowое месторождение, в Цент-

ральном Казахстане выявлены десятки новых месторождений и рудопроявлений этой продуктивной формации. Они размещаются на обширной площади Балхашско-Илийской зоны, а также в пределах Западно-Балхашской зоны. Все их разнообразие А. К. Каюпов и В. В. Колесников (Проблемы металлогении..., 1974) сводят к пяти минеральным типам: коунрадскому, сокуркойскому, константиновскому, алмалинскому и каскырмазганскому.

Первый из них — аргиллизит-молибденит-халькопиритовый тип — объединяет месторождения Коунрад, Барлы, Каробас, Южное Бесшоқы, Женедуан, Каракойтас, Нурбай. Общими особенностями для них являются приуроченность к вторичным кварцитам, связь с гипабиссальными гранитоидами порфировой формации, наличие рудоконтролирующих брекчиевых образований вулканического происхождения, имеющих изометричную или линейную форму, развитие зон окисления и вторичного сульфидного обогащения. Характеристику этого типа удобно привести по месторождению Коунрад с использованием данных З. М. Нурбаева и А. И. Полетаева (Геология, геохимия..., 1969) и О. Е. Балута (1971).

Коунрад — одно из главных меднопорфировых месторождений Казахстана — приурочено к поднятию, расположенному в восточной части Токрасской вулканической впадины, наложенной на каледонский фундамент. Поднятие сложено магматическими породами, принадлежащими к крупнейшему в Казахстане Коунрад-Бектауатинскому плутону. Месторождение залегает в вулканической постройке центрального типа, конус которой сложен микродиабазами, туфопесчаниками и кварц-порфирами, а основное и паразитические жерла выполнены диабазами. Вулканическая постройка сечет вулканогенную толщу девон-карбонного возраста, а сама в южной части пересекается массивом гранодиоритов и дайками порфиров средне-позднекарбонного возраста.

Интрузивные породы первой фазы внедрения представляют собой гранодиорит-порфиры, слагающие три изолированных массива и сопровождающиеся дайковой серией. Кварцевые диориты и порфиroidные гранодиориты второй фазы образуют два штока. Более поздними являются дайки кварцевых диоритов и диорит-порфиритов. К гранодиорит-порфирам приурочены брекчиевые трубки, в которых обломки вмещающих пород, сцементированные кварц-серицит-полевошпатовой массой и лавой, так же, как вмещающие гранодиориты, интенсивно гидротермально изменены до степени вторичных кварцитов.

Брекчиевые трубки и породы, непосредственно их вмещающие, содержат кварцевый штокверк с оруденением пирита, халькопирита, борнита, блеклых руд и молибденита, прослеженный на глубину 700 м. На удалении 1,5—10 км встречаются полиметаллические проявления. Вблизи брекчиевых трубок от-

мечаются маломощные, но протяженные галечниковые дайки, содержащие обломки прожилковых сульфидных руд. Для месторождения характерно широкое распространение в верхних горизонтах вторичных кварцитов, по площади в 3—5 раз превосходящих площадь рудного штокверка. На глубине зона вторичных кварцитов последовательно сменяется зонами серицитизации, калишпатизации и пропилитизации.

Второй — вторичнокварцитовый молибденит-халькозиновый тип, включающий месторождения Сокуркой, Сарыоба, Босага, обладает рудными телами небольшого размера, которые обычно удалены от материнских порфировых пород и залегают в окружении эффузивных и апоосадочных вторичных кварцитов (алунитовая, серицитовая, каолининовая фации). В пределах рудных полей устанавливаются рудоконтролирующие эксплозивные брекчии. Отдельные типы руд — медные, медно-молибденовые и др. — разобщены друг от друга.

Третий — кварц-молибденит-халькопиритовый тип меднопорфировых месторождений приурочен к терригенным отложениям фамена (Байское, Константиновское), силура (Тологай) или к вулканитам верхнего девона — нижнего карбона (Кушоки) и залегают в удалении от массивов интрузивных пород, но в ассоциации с дайками гранит-порфиров. В распределении штокверковых молибденовых, медно-молибденовых и жильных полиметаллических руд устанавливается горизонтальная зональность.

Четвертый — березит-молибденит-халькопиритовый тип выделен А. К. Каюповым и В. В. Колесниковым в результате изучения мелких месторождений (Алмалы, Коксай, Кепчам, Кызылтас, Сарышаган, Джамантуз, Жумбак и др.). Они залегают в разновозрастных гранитоидах, вулканитах и осадках, часто в ассоциации с вулканическими брекчиями. Околорудный метаморфизм выражен березитизацией и пропилитизацией. Помимо медно-молибденовых штокверков различной формы часто отмечается полиметаллическое оруденение.

Пятый — грейзеново-халькопирит-молибденитовый тип встречается в месторождениях Каскырмазган, Кенкудук, Кызылрай, Грейзен и др. Рудные штокверки преимущественно располагаются среди гранит-порфиров, реже в вулканогенно-осадочных породах фамена. Околорудные грейзены сопровождаются кварцевыми жилами и прожилками. Для месторождений характерно присутствие молибдена и вольфрама. Рудные тела представлены удлиненными штокверками и линейными зонами прожилковокрапленных руд.

В Средней Азии отмечается аналогичная геологическая обстановка в пределах двух вулканоплутонических поясов: Юго-Западного Гиссара и Курамино-Кызылкумского, выделенного Е. Д. Карповой (1970). Первый из них обнажен на современной поверхности лишь в пределах одного из своих сегментов, а остальная его часть скрыта под постпалеозойским платформен-

ным чехлом. Этот пояс, совпадающий с Юго-Западно-Гиссарской зоной, расположен в Южном Узбекистане на южном склоне Гиссарского хребта (горы Чакчар, Яккабаг и Сурхантау), входящего в геосинклинальную систему Южного Тянь-Шаня (см. рис. 9). Зона представляет собой фрагмент Каракумо-Таджикского срединного массива, испытавшего в карбоне регенерацию геосинклинального режима.

Сложена зона докембрийским и нижнекембрийским метаморфическими комплексами и докарбоновыми интрузивными породами. Карбоновые грабен-синклиории, развитые на периферии древнего поднятия, выполнены нижнекарбовыми вулканогенно-осадочными породами андезит-дацит-липаритового состава, перекрытыми верхнекарбовым флишем. Рудоносность этих структур детально изучена П. В. Панкратьевым и Ю. В. Михайловой (1971). По их данным здесь наблюдается зональное размещение вулканогенных месторождений в вертикальном разрезе и в плане по отношению к центрам вулканизма. Так, относительно более высокотемпературные медноколчеданные рудопроявления (Кульдара), развитые на глубине и в центральных частях вулканотектонических построек, вверх и к периферии последовательно сменяются колчеданно-полиметаллическим (Хандиза), полиметаллическим (Чакчар, Харкуш) и барит-полиметаллическим (Уолсах, Апжур) оруденением.

Рудные тела обычно образуют согласные с вмещающими породами линзы и пластообразные залежи, ассоциирующие с субвулканическими породами кислого состава (кварц-порфиры, альбитофиры, гранит-порфиры) и сопровождаемые интенсивным гидротермальным метаморфизмом (окварцевание, хлоритизация, серицитизация, пиритизация). Главными рудообразующими минералами являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кварц, хлорит, серицит, барит. В образовании этих месторождений П. В. Панкратов и Ю. В. Михайлова выделяют три этапа: седиментационно-диагенетический, гидротермальный и метаморфический. Каждый из них делится на ряд стадий, в течение которых сформировались месторождения различных формаций и минеральных типов. Рудная масса отлагалась в результате метасоматоза тектонически нарушенных пород.

В пределах остаточного геоантиклинального поднятия, оконечного вышеотмеченными рудоносными вулканогенными грабен-синклиориями, известен ряд рудопроявлений золота, вольфрама и других металлов, связанных с докарбовыми изверженными породами, слагающими цоколь срединного массива. Имеются сведения и о наличии рудной минерализации меднопорфирового типа. Эти проявления контролируются субмеридиональными разломами, к которым приурочены малые интрузии гранодиорит-порфиров пермского возраста (горы Сурхантау). Вероятно, этот тип оруденения заслуживает самого тщательного изучения.

Курамино-Кызылкумский пояс (рис. 10) практически представлен только Кураминской зоной, так как ее продолжение под платформенным чехлом Кызылкумов установлено лишь геофизическими данными. Е. Д. Карпова (1970) называет эту зону геоантиклинальной. Сейчас многие исследователи склонны считать ее срединным массивом, на который наложена палеозой-

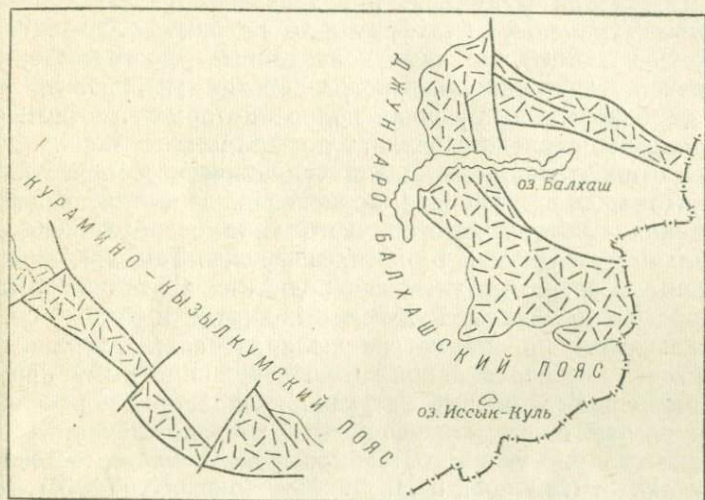


Рис. 10. Соотношения Джунгаро-Балхашского и Курамино-Кызылкумского вулканических поясов. По Е. Д. Карповой, А. К. Каюпову и др.

ская депрессия. Последнюю относят часто к процессам активизации, но более логично по аналогии с зоной Юго-Западного Гиссара видеть здесь элементы регенерации геосинклинального режима на эпикаледонском массиве.

В развитии Кураминской зоны И. Г. Павлова, Ю. П. Рождественский и В. С. Якубович (1971) выделяют четыре этапа: первый геосинклинальный, первый орогенный, второй геосинклинальный и второй орогенный, иначе говоря — два полных тектонических цикла. В течение первого из них (каледонского) был сформирован фундамент вулкано-плутонического пояса, тогда как магматические породы возникли в относительно короткий промежуток времени конца геосинклинального этапа, главным образом в орогенный этап герцинского тектонического цикла. Поэтому И. Г. Павлова называет пояс позднегеосинклинальным, что по принятой нами номенклатуре полностью отвечает вторичногеосинклинальным поясам.

Вулканизм Кураминской зоны начинается изливанием андезитовых и андезит-дацитовых порфиров, вслед за которыми следует многократное чередование эффузивных и интрузивных образований, первые из которых накапливаются в виде мощных толщ (3—4 км) в грабен-синклиналиях, а вторые преимущест-

венно тяготеют к горст-антиклинориям. Эта существенная особенность размещения магматических пород свойственна, по-видимому, всем вторичногеосинклинальным вулканическим поясам.

Курамино-Кызылкумский вулканический пояс по геофизическим данным прослежен на 800 км по простиранию. Он наложен на каледонский фундамент и в значительной части перекрыт чехлом Туранской платформы до глубины 500—1500 м (Карпова, 1970). Если типичные колчеданные месторождения здесь не известны, то скарново-медные (Безимчак) развиты на контакте карбоновых интрузивов, полоса которых геофизическими методами прослежена вплоть до Аральского моря.

В зонах относительных поднятий вулканического пояса широко развито меднопорфировое оруденение. Практически все месторождения Средней Азии данного типа сосредоточены в антиклинальных структурах Кураминской зоны. Так, выделяются рудоносные Северо-Алмалыкское поднятие, Северо-Карамазарская горст-антиклиналь, Гудасское поднятие и др.

В Алмалыкском районе установлены две зоны глубинных разломов, в местах пересечения которых субширотными нарушениями размещаются малые интрузии гранодиорит-порфиров, к которым тяготеют меднопорфировые месторождения. Наиболее значительное из них Кальмакырское месторождение по данным И. З. Самонова и И. Ф. Пожариского (1974), в виде крупного рудного штокверка залегает в Алмалыкском сениит-диоритовом массиве. В нем рудоносные гранодиорит-порфиры выступают в виде двух крутопадающих штоков. Наиболее молодыми, возможно пострудными, являются дайки гранодиорит-порфиров. Рудовмещающие породы хлоритизированы, серицитизированы, биотитизированы и калишпатизированы. Рудный штокверк имеет форму опрокинутого конуса с безрудной сердцевинной, сложенной гранодиорит-порфирами. Наиболее богатое оруденение размещается кольцеобразно вокруг ядра. Рудные прожилки, слагающие штокверки, состоят из кварца, кальцита, ангидрита, пирита, халькопирита, пирротина, блеклых руд, халькозина и молибденита, присутствует рений.

Вслед за обзором колчеданных и меднопорфировых месторождений Средней Азии и Казахстана казалось бы естественно перейти к характеристике Зайсанской области и, в частности, известных колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Однако этот девонский вулканический пояс не является, по-видимому, типичным вторичногеосинклинальным. М. Б. Бородаевская и др. (Магматизм, метаморфизм и рудообразование..., 1974) относят Рудный Алтай к типу колчеданоносных провинций, развивавшихся на древних геоантиклинальных поднятиях, подстилаемых сиалическим фундаментом уменьшенной мощности. Отсутствие в Рудном Алтае остаточных геоантиклиналей и монзонит-гранодиорит-порфировой магматической

формации служит основанием для выделения его в самостоятельный тип вулканических поясов, анализ которого не входит в нашу задачу.

Далее к востоку расположена Алтае-Саянская область, охватывающая территорию Юго-Западной Сибири от байкалид Восточного Саяна до герцинид Горного Алтая. В ее состав входят рудные провинции: Восточносаянская, Тувинская, Западносаянская, Кузнецкого Алатау, Горношорская, Горноалтайская и Салаирская. В. А. Кузнецов (Основы формационного..., 1966) выделяет здесь рудные формации следующих металлогенических эпох: салаирской, каледонской, раннегерцинской и позднегерцинской; месторождения колчеданной формации установлены в первой и третьей эпохах. Салаирская эпоха, по определению В. А. Кузнецова, отличалась профилем уральского типа; каледонская — контрастными условиями развития локальных структурно-формационных зон, а раннегерцинская знаменуется возникновением геосинклинальных прогибов с характерными магматическими и рудными формациями.

Собственно колчеданные месторождения Алтае-Саянской области относятся к барит-полиметаллической, колчеданно-полиметаллической, медно- и серноколчеданной формациям, приуроченным к вторичногеосинклинальным вулканическим поясам. Они расположены на северо-восточном склоне Салаирского кряжа (месторождения Салаирского и Урского районов, Каменушинское, Ускандинское и др.), в Западном Саяне (Маинское месторождение) и Туве (Кызыл-Таштыг, Кызыл-Таш, Эдыгейское и др.).

Э. Г. Дистанов и А. А. Тычинский (Основы формационного..., 1966) следующим образом характеризуют эти провинции. Полиметаллический пояс Салаира приурочен к границе с прогибом Кузбасса. Месторождения залегают в печеркинской свите нижнего — среднего кембрия, сложенной кварцевыми кератофирами, фельзитами, порфироидами с линзами терригенных углистых и карбонатных пород. Они секутся субвулканическими телами кератофиров и дайками более молодых диабазов. Рудоносные вулканогенные образования слагают вытянутые складчатые структуры, ограниченные мраморизированными известняками нижнего кембрия.

В полиметаллическом поясе Салаира расположены месторождения Салаирского рудного пояса, Каменушинской группы, Ускандинской рудной зоны и Урского рудного поля, локализованные в зонах рассланцевания среди кембрийской вулканогенной толщи. Морфологически месторождения однотипны и представлены линзообразными залежами, редко телами сложной формы. По вещественному составу выделяются барит-сульфидный, колчеданно-полиметаллический и медноколчеданный типы руд. Они состоят из пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклых руд, барита, кварца, карбонатов,

серицита, хлорита. Как правило, на ранние массивные серноколчеданные руды наложены более поздние медная и полиметаллическая минерализации.

В Тувинской АССР на юго-востоке Алтае-Саянской области известны месторождения колчеданно-полиметаллической, барит-полиметаллической и скарново-полиметаллической формаций. Первые из них расположены в Улугуйской зоне, имеющей длину 150 км. Зона сложена вулканогенно-осадочными образованиями нижнего кембрия, несогласно перекрытыми среднепалеозойскими осадками. В разрезе геосинклинального кембрийского этажа широко распространены андезитовые порфириды и альбитофиры, в меньшем количестве — вулканиты основного состава и чередующиеся с ними терригенные породы. Складчатость и метаморфизм проявлены слабо, породы залегают полого с углами падения 10—50°. Региональное смятие, расщепление и метаморфизм отмечаются лишь вдоль зон глубинных разломов. Данное обстоятельство наравне с характером геосинклинального магматизма и его металлогении позволяют отнести этот и другие районы Центрально-Азиатского пояса к типу вторичных геосинклиналей.

В Улугуйской зоне в нижнекембрийских вулканитах расположены колчеданно-полиметаллические месторождения Кызыл-Таш, Узунхемское, Усть-Улугуйское, Усть-Уюкское, Хоральское, Анахемское, Кызыл-Торг и др. Все они контролируются региональными разломами; локализованы в вулканитах, тяготея к пирокластолитам кислого и среднего состава и размещаясь в вулканотектонических структурах. Обычно на ранние серноколчеданные руды наложена халькопирит-галенит-сфалеритовая минерализация. Центральная часть рудных тел сложена пиритом, сменяющимся к зальбандам массивными медно-цинковыми рудами и кварц-барит-карбонатными прожилками. Рудовмещающие породы интенсивно окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, пиритизированы и карбонатизированы.

В Западном Саяне в вулканогенных породах нижнего кембрия среди зон расщепления залегает Маинское медноколчеданное **месторождение**. На его участке широко развиты диабазы, порфириды и туфы смешанного состава. Непосредственно рудовмещающими являются породы спилит-кератофировой формации.

На Горном Алтае с вулканоплутоническим девонским поясом связаны многочисленные барит-полиметаллические месторождения. Э. Г. Дистанов и А. А. Тычинский (Основы формационного..., 1966) среди них выделяют барит-галенит-сфалеритовые с флюоритом (Тютинское, Кылчинское, Кызыл-Артинское) и кварц-галенитовые (Красноярское) месторождения. Рудовмещающими являются эффузивно-осадочные породы девонского возраста преимущественно кислого состава, иногда оруденение размещается в кварцитах нижнего кембрия или извест-

няках синия. Морфологически они представлены трещинными жилами или метасоматическими залежами в известняках.

Медно-молибденовые месторождения Алтае-Саянской области, по данным В. И. Сотникова (Основы формационного..., 1966; Геология и генезис..., 1972), расположены в пределах трех районов: на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в Северо-Восточной Туве и Восточном Саяне. В первом из них находятся Сорское, Ипчульское и Киялых-Узеньское месторождения и ряд рудопроявлений. Они локализованы в пределах субмеридиональных зон трещиноватости, где отмечаются многочисленные гипабиссальные и субвулканические кварц-порфиры и гранит-порфиры. На Сорском месторождении наиболее богатое оруденение наблюдается в зонах брекчирования вулканического происхождения. Штокверковое оруденение Ипчульского месторождения имеет кольцеобразную форму с практически безрудными гранитами в центре. Штокверковые рудопроявления Уленьской группы (Киялых-Узень и др.) развиты среди скарновых пород, образованных на контакте гранитоидов с известняками. Гранитоиды, с которыми пространственно и генетически связано медно-молибденовое оруденение Кузнецкого Алатау, относятся к позднекаледонским образованиям.

В Северо-Восточной Туве известно медно-молибденовое месторождение Кызык-Чадр, а в Восточном Саяне — многочисленные рудопроявления, ограниченные двумя зонами региональных разломов. Эти оруденения пока не изучены, но для Урикского устанавливается связь с гранит-порфирами. На всех месторождениях данной формации широко распространены околорудные изменения, носящие резко выраженный калиевый состав (грейзенизация, серицитизация, калишпатизация). Помимо штокверкового широко представлено и жильное оруденение, а также богатое оруденение в зонах брекчий.

На южном продолжении Алтае-Саянской области на территории Монголии расположены системы Монгольского Алтая и Северо-Монгольская. В соответствии с металлогеническим районированием Монголии, предложенным Ю. А. Борзаковским и др. (Очерк металлогении..., 1971), эти системы примерно соответствуют Тувино-Монгольской, Монгольско-Алтайской и отчасти Северо-Монгольской металлогеническим провинциям (рис. 11).

На монгольском продолжении Тувы отмечаются признаки минерализации меди, свинца и цинка как в нижнепалеозойских, так и преимущественно в девонских вулканитах. К девонским интрузивным породам наравне с оловом и вольфрамом приурочены ореалы молибдена.

В нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложениях Северо-Монгольской провинции обнаружены проявления медноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации. С Хангайским поясом девонских калиевых вулканитов и

их гранитоидных комагматов связаны скарново-медные и скарново-магнетитовые оруденения. В вулканогенных отложениях нижнего — среднего девона Монгольско-Алтайской провинции известна меднорудная минерализация, а с верхнедевонскими гранитоидами ассоциируют скарново-медные и штокверковые молибден-медные проявления.

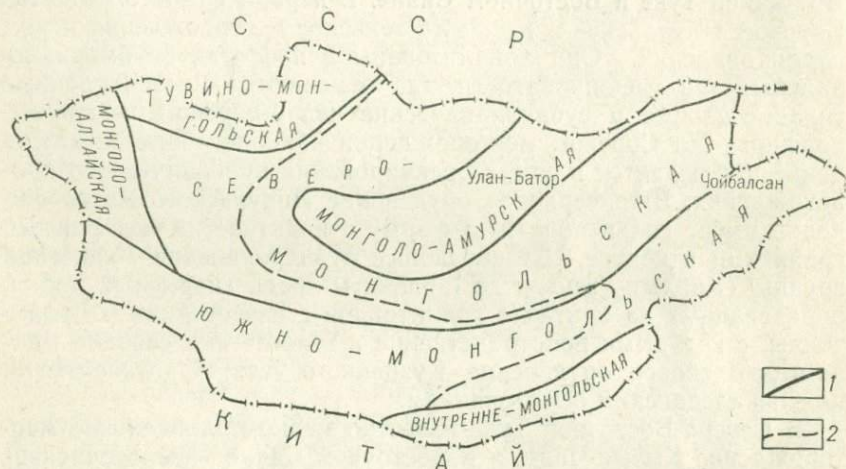


Рис. 11. Металлогенические провинции Монголии. По Ю. А. Борзаковскому (с упрощениями).

1 — границы металлогенических провинций; 2 — западная граница области мезозойской активизации

В Гобийско-Хинганской складчатой области интересна эвгеосинклинальная Южно-Монгольская провинция. Ю. А. Борзаковский и др. (Очерк металлогении..., 1971) выделяют здесь Барунхурайский пояс меднорудной и полиметаллической минерализации, расположенный на западе провинции и совпадающий с вулканогенным прогибом. Длина пояса 300 км; он продолжается на запад в Синдзянскую часть Китая. В поясе выделяется ряд районов (Байтакский, Нухэни-Нуру, Халтар-Ула, Баргалингольский, Верхнебульганский) с меднорудными и медно-полиметаллическими рудопроявлениями. В восточном направлении значение медной минерализации увеличивается.

В южной части провинции развита каледонская краевая геантиклиналь, на которую в девоне наложилась сложная по составу субаэральная вулканогенная толща, сопровождаемая интрузивными производными габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монцит-сиенитовой формаций. Массивы изверженных пород группируются в субширотные протяженные ветви, выдержанные на значительные расстояния по простиранию. В одном из таких поясов длиной 10 км, совпадающим с Уланчульской горст-антиклиналью и контролируемым крупным Баргобинским

разломом, недавно открыто Цаган-Субургинское меднопорфировое месторождение (Очерк металлогении..., 1971; Павлова, Рождественский, Якубович, 1971).

Месторождение расположено в центральной части южной геоантиклинали; оно залегает среди девонских гранодиоритов и сиенит-диоритов, сопровождаемых дайками аплитов, сиенит-порфиров и микродолеритов. На месторождении предварительно разведано семь рудных участков, наиболее крупный из них — Сэрвен-Сухайт. Оруденение штокверкового типа, представлено кварц-пиритовыми прожилками с халькопиритом и молибденитом.

Средиземноморский пояс

Средиземноморский пояс интересен в центральной части, где расположен крупный вулканоплутонический пояс, ранее названный автором Среднегорско-Понтийско-Малокавказским. В настоящее время после бесед с югославским геологом С. Янковичем, а также анализа соответствующей литературы (Щеглов, 1969; Геология и рудные..., 1973) он должен быть продлен к юго-востоку на значительное расстояние. Общая длина пояса около 3 тыс. км — от Суббалканской зоны Югославии, через Болгарское Среднегорье, Анатолийский Понт и Малый Кавказ в Центральный Иран и Пакистан (см. рис. 6). В пределах пояса на консолидированном байкальском, отчасти герцинском основании в ранней юре, а особенно интенсивно в позднем мелу проявилась регенерация эвгеосинклиналичного режима. В результате возникли новообразованные шовные эвгеосинклиналичные зоны, принадлежащие офиолитовому и вулканогенному типам. Между ними на остаточных поднятиях выступают древние метаморфические породы основания, местами покрытые маломощным чехлом молодых осадков.

Зоны погружения (грабен-синклиории) выполнены мощными толщами вулканогенно-осадочных пород ранне-среднеюрского и позднемелового — палеогенового возраста. В отличие от первичных эвгеосинклиналией эти породы полого складчаты и имеют более кислый андезит-дацит-липаритовый состав. В них часто удается реставрировать палеовулканические структуры и наблюдать интрузивные коагматы вулканических толщ, представленные массивами пород габбро-плагиогранитовой формации. В вулканогенных породах развиты месторождения колчеданных руд, ассоциирующих с рудопроявлениями барита, марганца и железа (в виде гематита).

Интрузивные коагматы геосинклиналичных вулканитов обычно выступают в локальных относительных поднятиях грабен-синклиориев. Они петрохимически тесно связаны с эффузивными производными общего процесса магматизма и наравне с ними характеризуются преимущественно натриевым составом всех своих разновидностей. В их пределах местами отме-

чается прожилковая и вкрапленная минерализация кварца совместно с пиритом, халькопиритом и молибденитом. В возрастном отношении интрузивные производные геосинклинального магматизма несколько моложе эффузивных, и если последние соответствуют раннегеосинклинальной стадии выделяемых здесь киммерийского и альпийского циклов, то первые вписываются в рамки позднегеосинклинальных стадий этих же циклов.

В зонах остаточных геантиклиналей, сложенных древними породами, развиты интрузивные массивы и дайковые породы, относящиеся к орогенному этапу развития вулканоплутонического пояса. Поскольку здесь повсеместно редуцирован орогенный этап киммерийского цикла и практически мы имеем дело со спаренным киммеро-альпийским циклом, в котором позднегеосинклинальная стадия киммерийского цикла непосредственно сменяется раннегеосинклинальной стадией альпийского цикла, то магматические породы, развитые на поднятиях, всегда значительно моложе вулканогенных толщ, выполняющих депрессии.

В отличие от натровых геосинклинальных серий вулканитов на поднятиях приобретают распространение магматические образования калневого состава, наиболее характерными разновидностями которых являются монцониты, сиениты, гранодиориты и граниты. Среди них широко распространены и имеют важное металлогеническое значение порфировые разности гранитоидов, представленные небольшими штоками и дайками. Металлогения геантиклинальных зон отчетливо выражена во многих районах пояса месторождениями меднопорфировой формации.

Взаимоотношения месторождений двух отмеченных рудных формаций Среднегорско-Понтийско-Малокавказско-Ирано-Пакистанского вторичногеосинклинального вулканоплутонического пояса отчетливо выступают даже при беглом их рассмотрении, что удобно сделать в направлении с запада на восток. Западная периферия пояса в Восточной Сербии имеет близмеридиональное север-северо-западное направление (рис. 12). Здесь среди древних метаморфизованных допалеозойских и палеозойских пород наблюдается мезозойский (преимущественно поздне-меловой) геосинклинальный трог, выклинивающийся к северу, а к юго-востоку продолжающийся в Болгарское Среднегорье. На рис. 12 с предельной схематичностью показаны юрские и меловые известняки мезозойской геосинклинали, окаймляющие андезитовый массив Тимок. Породы фундамента даны без расчленения их на гнейсы, кристаллические сланцы, граниты и габбро. По данным А. Циссарца (1958), образование андезитов началось в сеноне, где морские осадки переслаиваются с эффузивами и туфами. Однако по составу А. Циссарц не считает их типичными геосинклинальными вулканическими породами.

Массив Тимок по последним данным местных геологов сформировался в течение трех фаз магматизма. В первую фазу возникли излившиеся андезиты и дациты, во вторую — андезиты и базальты и в третью, plutonicкую фазу, — монцодиориты, микродиориты и кварцевые диориты. Бiotит-рогообманковые андезиты первой фазы носят местное название «тимотит». С ними ассоциирует медноколчеданная минерализация,

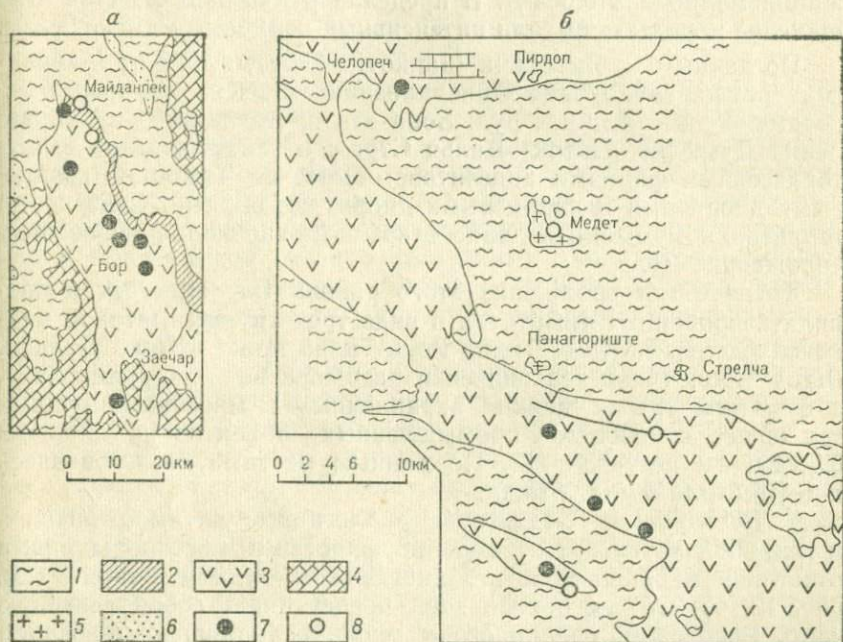


Рис. 12. Геологические схемы рудных районов Среднегогорья. По данным А. Циссарца, С. Янковица, А. Ушева.

a — район Тимок, *б* — Панагюрский район.

1 — отложения докембрия и палеозоя; 2 — карбонатные породы юры; 3 — вулканогенная толща верхнего мела; 4 — известняки верхнего мела; 5 — гранитонды; 6 — терригенные осадки; 7—8 — месторождения: 7 — колчеданные, 8 — меднопорфировые

тогда как меднопорфировые месторождения приурочены к более поздним изверженным породам третьей фазы. Время формирования всего массива не выходит, по-видимому, за пределы поздний мел — ранний палеоген.

В крайней северной части массива Тимок содержатся массивные пиритные руды месторождения Майданпек. Они представлены метасоматическими штоками серного колчедана и локализованы преимущественно на контакте андезитов с известняками. Вблизи них расположено очень крупное меднопорфировое месторождение Майданпек, залегающее уже в сопредельном поднятии, сложенном гнейсами, прорванными изверженными породами. Месторождение это, осмотренное автором в

1973 г., представлено штокверком, размещающимся как в секущих андезитах, так и в гнейсах. В последнем случае оруденение бедное. Примерно в центре заложено здесь карьера отмечается окварцованная брекчированная трубка, носящая местное название «некк». Диаметр трубки 50 м, падение вертикальное, содержание меди 4%, тогда как в промышленном контуре штокверка оно варьирует от 0,4 до 0,72% при содержании молибдена 0,004%. В пределах рудного штокверка вмещающие породы испытали интенсивный калиевый метаморфизм.

По данным С. Янковича (Janković, 1967), к югу от Майданпека расположена зона минерализации с очень крупными запасами бедных медных руд. Зона эта протягивается в направлении Думитри—Поток—Валья Страж и также связана с плутоническими фациями андезитового массива Тимок — кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфирами. Севернее на территории Румынии недавно открыто медно-молибденовое месторождение Дева.

Крупное месторождение этого района Бор залегает в пропилитизированных тимотитах в виде трех крупных штоков медноколчеданных руд — Тилва Рош, Тилва Мика и Чока Дулкан. Шток Тилва Мика тектонически разобщен на пять рудных тел, а с учетом других мелких вкрапленных и массивных рудных тел общее количество промышленных объектов на площади $0,5 \times 2,0$ км достигает 13. По данным местных геологов здесь добыто около 3 млн. т меди.

В Болгарском Среднегорье аналогичные взаимоотношения между колчеданными и меднопорфировыми месторождениями отчетливо наблюдаются в Панагюрском рудном районе (см. рис. 12, б). Среднегорская зона представляет собой северную часть Родопского срединного массива, испытавшую в позднем мелу регенерацию геосинклинального режима. Образовавшиеся здесь грабен-синклинории были выполнены вулканогенными и отчасти карбонатными осадками верхнего мела, а остаточные горст-антиклинории сложены древними метаморфическими породами и гранитами (на рис. 12 они объединены). В вулканогенных зонах развиты колчеданные месторождения: Челопеч, Елшица, Радка и Красен, детально обследованные автором в 1965 и 1969 гг. и отнесенные тогда к вулканогенному типу. В относительных поднятиях вулканогенных зон иногда отмечаются интрузивные фации андезит-дацитового вулканизма, в пределах которых развиты небольшие штокверковые медные месторождения (Влайков Вырх и др.).

Крупное меднопорфировое месторождение Медет расположено на горстовом поднятии среди древних гнейсов и гранитов. Эти кристаллические породы вдоль крупного разлома инъецированы Медетским интрузивом палеоценового возраста, в составе которого по данным А. Ушева и др. (1962) принимают участие габбро-диориты, кварцевые монцониты, гранодиориты

и дайки монзонит-порфиров, гранодиорит-порфиров, аплитов и спессартитов. Месторождение находится в восточной части интрузива и занимает площадь 0,3 км². Рудный штокверк содержит различные палеозойские граниты и древние гнейсы. Наиболее богатые руды (около 0,4% меди при тысячных долях процента молибдена) залегают в монзонитах. В глубину оруденение распространяется на 500 м в виде усеченного конуса. К северу от Панагюрского района на границе тектонических зон Среднегорской и Старой Планины расположено сходное меднопорфировое месторождение Елаците.

В крайней восточной части Среднегорской зоны на Черноморском побережье Болгарии расположено два рудных района — Бургасский и Странженский. Здесь соотношение различных типов рудной минерализации менее отчетливое. Бургасский район представляет собой меловой синклиорий, в котором развиты палеоценовые интрузивы гранитоидов. В пространственной и генетической связи с последними находятся жильные медные месторождения с примесью молибдена (Россен, Вырли-Бряг и др.). Они не могут быть отнесены к меднопорфировому типу, но по составу рудной массы аналогичны им. В Странженском районе в верхнеюрских вулканитах основного состава расположено медноколчеданное месторождение Граматиково и ряд сходных с ним рудопроявлений (Твалчрелидзе, 1972).

Анатолийский Понт, служащий продолжением Среднегорской зоны к востоку, обладает аналогичной с ней структурой. Э. Краус (1965) отмечает, что в конце герцинского цикла Анатолийская геосинклиналь была консолидирована и припаяна к Сирийско-Аравийской платформе. В течение последующих тектонических движений эта постройка была расчленена на зоны поднятий (древние массивы) и погружений, что сопровождалось активным вулканизмом. Вулканогенные грабен-синклиории выполнены верхнемеловыми и палеогеновыми вулканитами, а горст-антиклинории (остаточные геоантиклинали) сложены древними породами основания. Первые из них не испытали интенсивной альпинотипной складчатости, чем отличаются от расположенных южнее офиолитовых зон Таврской геосинклинали.

Медноколчеданные месторождения расположены преимущественно в восточной части Понта (месторождения Лаханос, Териболу, Мургул, Куарсхан), частично в западной (рудный район Кюре). Рудоносными породами являются пропилитизированные дациты. Месторождения представлены штоками массивных и вкрапленных сульфидных руд меди и цинка, часто весьма значительными. Характерна ассоциация колчеданной минерализации с окисными рудами марганца и железа (гематит). Меднопорфировые месторождения в Турции пока не известны, хотя Р. Силитое (Новая глобальная..., 1974) отмечает, что они здесь обнаружены в самое последнее время. Очевидно, геологическая

обстановка для нахождения данного типа месторождений вполне благоприятная, особенно в геосинклинальных структурах, сопредельных с вторичными вулканогенными прогибами.

Аналогия в основных особенностях размещения колчеданных и меднопорфировых месторождений сохраняется и в тектонических зонах Малого Кавказа (рис. 13). Среди последних интересны два типа: вторичные вулканогенные геосинклинали

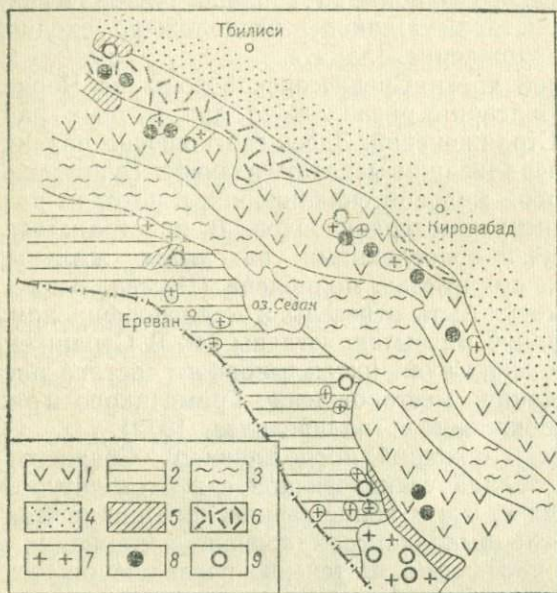


Рис. 13. Структурные зоны Малого Кавказа.

1 — Сомхето-Карабахская и Кафанская; 2 — Мисхано-Зангезурская; 3 — Севано-Акеринский офиолитовый пояс; 4 — Закавказская и Араксинская межгорные депрессии; 5 — породы докембрия и палеозоя; 6 — верхнемеловые вулканиты; 7 — гранитоиды юрского и олигоцен-миоценового возраста, 8—9 — месторождения; 8 — колчеданные, 9 — меднопорфировые

и геосинклинали остаточного типа. Первые возникли в ранней юре и испытали дальнейшее развитие в позднем мелу и палеогене. К ним относятся Сомхето-Карабахская зона, сложенная мощными толщами юрских вулканитов базальтоидного состава и более кислыми верхнемеловыми отложениями. Между средней юрой и поздним мелом осадконакопление происходило лишь на локальных участках провинции; геосинклинальный этап киммерийской эпохи непосредственно сменяется геосинклинальным этапом альпийской эпохи. В связи с длительным развитием геосинклинального вулканизма здесь в разное время формировались сходные колчеданные месторождения: юрские (Алавердская группа, Кедабек, Чирагидзор и Кафанская группа) и верхнемеловые (Маднеули, Цителисопели). Все они относятся к вулканогенным, субвулканическим образованиям.

Меднопорфировые месторождения Малого Кавказа длительное время связывались с развитием одной геоантиклинальной зоны — Мисхано-Зангезурской, и считалось, что в других структурно-формационных зонах провинции этот тип неперспективен. Между тем в пределах относительных поднятий, расположенных в колчеданосных вулканогенных прогибах, был обнаружен ряд проявлений прожилково-вкрапленного оруденения: Мамули Сопели, расположенное в Храмском массиве, Техут в Алавердском районе, Шикахох в Кафанском районе, Хар-Хар в Кедабекском районе и др. Все они залегают в интрузивных комаматах геосинклинального вулканизма, сформированных в антиклинальных структурах в периоды тектонических движений позднегеосинклинальных стадий киммерийского и альпийского циклов. По возрасту гранитоиды несколько моложе вулканогенных толщ. Так, в Алавердском и Кедабекском районах вулканогенные толщи имеют преимущественно среднеюрский возраст, а гранитоиды — средне-позднеюрский и отчасти меловой.

Во всех отмеченных районах, заслуживающих дальнейшего изучения, пока не установлен набор интрузивных пород и структур, наиболее благоприятный для образования крупных меднопорфировых месторождений: крупных разломов, массивов монцонитов, секущихся гранодиорит- и монцонит-порфирами, брекчиевых трубок взрыва и др.

Иная картина наблюдается в Мисхано-Зангезурской зоне, представляющей собой крупную геоантиклинальную структуру. В ее пределах расположены батолитообразные полифациальные массивы гранитоидов. Первая фаза их внедрения представлена породами в среднем монцонитового состава, а вторая — порфировидными гранодиоритами. Отмеченные интрузивные породы, по тектоническому положению соответствующие раннеорогенной стадии альпийской эпохи, сформировались в период олигоцена—миоцена, по данным А. Т. Асланяна (1958), на глубинах 3 км, С. С. Мкртчана, К. А. Карамяна и Т. А. Аревшатяна (1969) — 2 км от поверхности. Эти образования по составу более кислые, чем породы, с которыми обычно связаны меднопорфировые месторождения, что обусловило относительно высокие содержания молибдена, установленные в рудах известных здесь месторождений Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и др. Все они контролируются крупными региональными разломами, в частности Дебаклинским. В рудных районах отсутствуют следы вулканических структур, часто отмечаемых на меднопорфировых месторождениях; менее интенсивно окolorудное изменение, чем в районе развития субвулканического магматизма, например отсутствуют мощные зоны вторичных кварцитов. Но эти детали не могут служить препятствием для отнесения отмеченных месторождений к типичным представителям меднопорфировой формации.

В пределах Ирана и Пакистана интересующие нас типы

оруднения сконцентрированы в вулканоплутоническом поясе Урмия—Дохтур, прослеживающимся от границ Турции с СССР и охватывающим Северо-Западный и Центральный Иран, а после небольшого перерыва — район Чагаи в Пакистане (рис. 14). Все промышленно-ценные месторождения меди данной провинции связаны с магматизмом эоценоолигоцен-миоценового возраста (Твалчрелидзе, 1972; Щеглов, 1969; Геология и рудные..., 1973). Здесь широко развиты вул-

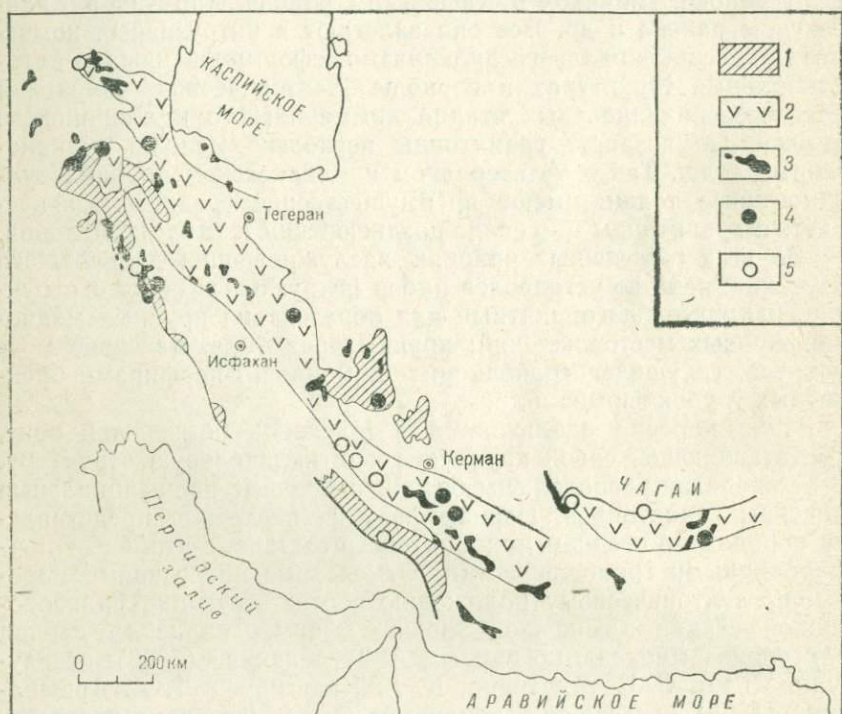


Рис. 14. Урмия-Дохтурский вулканический пояс (с использованием данных Ю. С. Перфильева).

1 — породы докэмбрия и палеозоя; 2 — вулканиты эоцена; 3 — гранитоиды мезозойского и кайнозойского возраста; 4—5 — месторождения; 4 — вулканогенные медные; 5 — меднопорфировые

каногенные месторождения меди — Байче-Бах, Месхани, Талмеси, Бозорг и др. Эти последние локализованы в вулканитах эоцена, представленных андезитами, дацитами, риолитами и их туфами, песчаниками, яшмами, реже известняками. Главными меднорудными районами являются Иранский Азербайджан с медно-молибденовым месторождением Гулан, Керманский в Центральном Иране с крупными меднопорфировыми месторождениями Сар-Чешме, Майдук, Банд-е-Манзар и Чахар-Гондбад, а также Чагаи в Западном Пакистане.

Малые субвулканические интрузии гранитоидов олигоцен-миоценового возраста, с которыми генетически связаны медно-порфиновые месторождения, локализованы в ядрах антиклинальных складок, осложненных тектоническими разломами. К этой формации относятся монзониты и сиениты, порфирировидные гранитоиды, кварцевые диориты. Оруденение непосредственно размещается в изверженных породах либо вмещающих их вулканитах эоцена (Геология и рудные..., 1973). Рудные тела представляют собой изолированные, часто удлинённые вдоль разломов штокверки, а также кварцево-рудные жилы. Вмещающие породы интенсивно окварцованы, эпидотизированы, серицитизированы и пиритизированы.

Наиболее крупное месторождение Сар-Чешме представлено тремя штокверками размером до 300×70 м в плане. Достоверные запасы руды составляют 400 млн. т при содержаниях 1,12% меди и 0,05% молибдена; прогнозные запасы руды 400 млн. т. Аналогичными являются близко расположенные месторождения Майдук и Банд-е-Манзар (Геология и рудные..., 1973).

Тихоокеанский пояс

Тихоокеанский пояс, выделенный С. С. Смирновым (1946), принято подразделять на две глобальные зоны — внутреннюю и внешнюю, обладающие различным магматизмом и металлогенией. Все известные месторождения меди колчеданной, скарновой и меднопорфировой формаций расположены в пределах внутренней эвгеосинклинальной зоны. В данной зоне Г. М. Власов выделяет пояс внутренних вулканических дуг, заложенный в раннем миоцене на меловом фундаменте (Закономерности..., 1975). Последний испытал предыдущее развитие в качестве пояса первичногеосинклинальных внешних дуг. Примерами внутренней вулканической дуги являются Центрально-Камчатская зона, Большая Курильская дуга, острова Японии, о. Тайвань, Филиппины, Новая Гвинея (рис. 15). Для них характерна активность андезитовых и дацитовых магм, продуктами которых сложены вулканогенно-осадочные толщи мощностью от сот метров до 2—3 тыс. м, превращенные в результате метаморфизма в зеленокаменные породы, носящие здесь название «зеленые туфы». Вулканиты сопровождаются интрузивными комагматами — плагиогранитами, диоритами и гранодиоритами. Рудообразование начинается колчеданно-полиметаллическими проявлениями в прогибах, которые во времени сменяются прожилково-вкрапленными медно-молибденовыми месторождениями, тяготеющими к участкам утолщения земной коры, наблюдающимся в геоантиклиналях и срединных массивах.

В Центральной Камчатке в верхнемеловой — палеогеновой толще расположены многочисленные медноколчеданные и марганцевые рудопроявления (Кимлинское жильное медное место-

рождение). С миоценовыми гранитоидами ассоциируют медно-молибденовые штокверковые месторождения (Воровское, Туманное и др.). Их соотношения с медноколчеданной минерализацией не всегда ясно. Г. М. Власов считает, что меднопорфировые месторождения занимают наиболее глубокое положение в общем вертикальном ряду пропилитовой минерализации, тогда как М. М. Василевский (1968), изучавший металлогению Камчатки, отмечает, что эта рудная формация связана с миоценовыми диоритами, монцонитами и гранодиоритами, образовавшимися после пропилитизации вмещающих пород. Рудные участки контролируются Центрально-Камчатским глубинным разломом, прослеженным на 1000 км в меридиональном направлении. Медно-молибденовые прожилки и вкрапленности халькопирита наблюдаются вдоль даек гранодиорит-порфиров, измененных до вторичных кварцитов. Ширина рудных штоков до 1 км.

В раннем неогене структура Японских островов развивалась в тектоническом плане, определяемом молодыми разломами, ко-со и поперек пересекающими более древние образования. В это время область была расчленена на две различные части: зеленотуфовую и незеленотуфовую. В первой выделяют зону поздне-неогеновой складчатости и зону подводного вулканизма ранне-среднемиоценового возраста (на рис. 15 показана точками). В пределах незеленотуфовой части в миоцене проявился субэаральный вулканизм и внедрились тела гранитоидов.

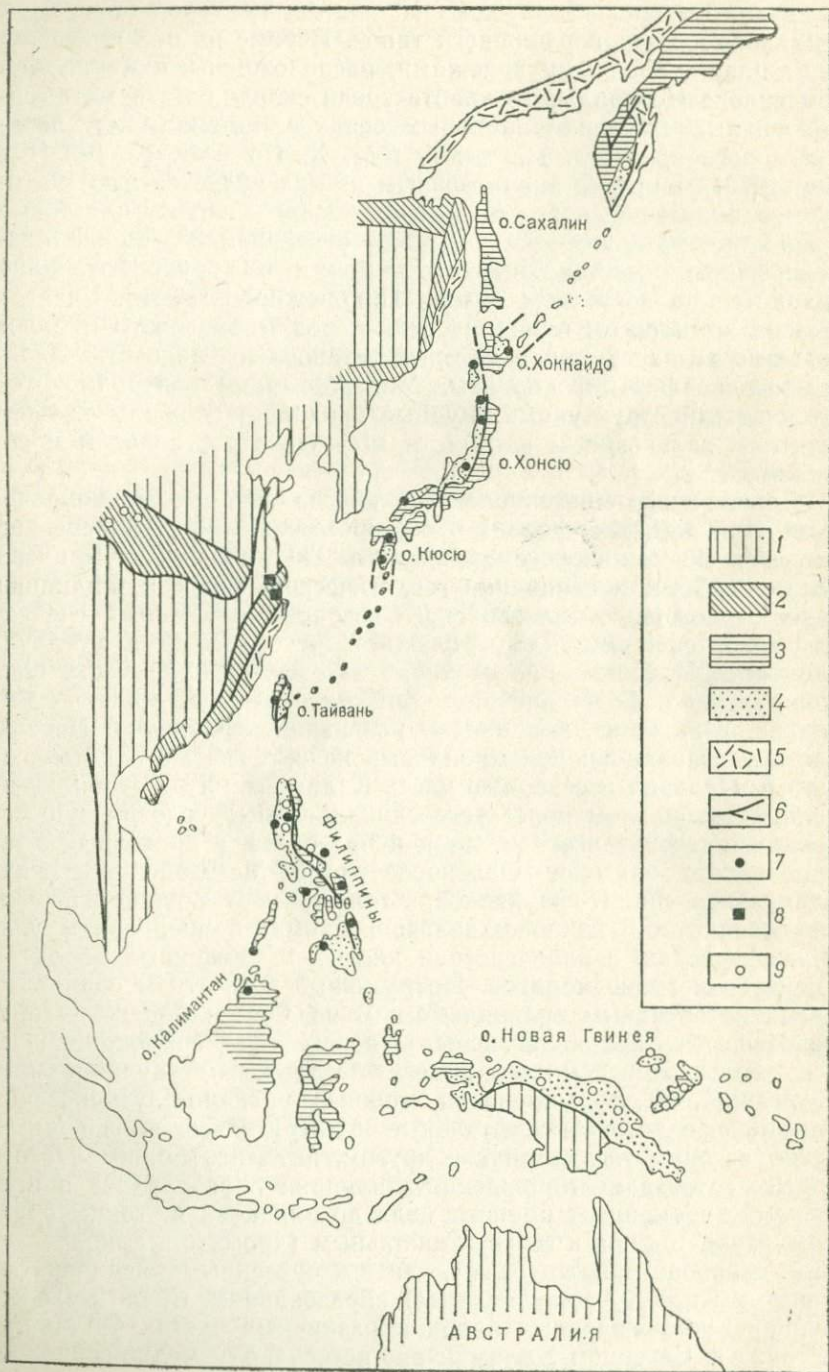
Область зеленых туфов, занимающая внутренний пояс Японских островов, в раннем миоцене испытала глубокое, но кратковременное геосинклинальное погружение. Геосинклинали занимают секущее положение по отношению к ориентировке более древних структур. В геосинклинальном этапе проявился интенсивный подводный кислый вулканизм. В конце среднего и начале позднего миоцена кислые вулканиты были интродуцированы многочисленными силами долеритов, а также малыми инстру-ментами кислого состава.

В миоценовой вторичной эвгеосинклинали наиболее широко распространены стратиформные месторождения пестрого состава типа Куроко. К ним относятся пластообразные, жильные и штокообразные залежи руд меди, свинца и цинка, часто ассоциирующие с гипсом, баритом, минералами марганца и железа. В ряде случаев на нижних горизонтах месторождений развиваются штокверковые тела меднопорфирового типа. Из многочисленных колчеданных месторождений Японии на рис. 15 показаны лишь главные рудные районы их развития. Месторождения типа Куроко в Японии изучены весьма детально; здесь они издавна систематически отрабатываются и приобрели широкую известность. Сходные месторождения расположены во всех других вторичногеосинклинальных вулканических поясах, поэтому мы и предлагаем их называть типом Куроко.

На о. Тайвань обнаружено 10 медных месторождений колчеданного и меднопорфирирового типов. Первые из них представлены пластообразными залежами, расположенными на восточном склоне Центрального хребта среди складчатых и метаморфизованных эвгеосинклинальных осадков, по-видимому, позднемелового возраста. По данным М. Х. По и В. К. Ли (Po, Lee, 1970), наиболее значительным из них является эксплуатируемое в настоящее время месторождение Тангша, пластовые и жильные тела которого содержат в среднем 3% меди. Меднопорфирировое месторождение Хаймей и ряд рудопроявлений находятся на восточном склоне Прибрежного хребта. Участок сложен комплексом вулканических пород миоценового и более позднего возраста, среди которых установлены андезиты, андезитовые порфиры и диориты. Минерализация контролируется трещинными структурами. Рудные прожилки сложены халькопиритом, халькозином и отчасти молибденитом, золотом и серебром.

Далее к югу многочисленные, иногда крупные медноколчеданные и меднопорфирировые месторождения расположены на островах Филиппинского архипелага. По данным Л. Бринера (Brinera, 1969), в основании геологического разреза Филиппин залегает комплекс палеозойского возраста, сложенный гнейсами, альбитофирами, хлорит-слюдистыми сланцами и метавулканиками. В триасе палеозойская эвгеосинклиналь была консолидирована. В дальнейшем три тектонические зоны — Северная, Южная и Западная — развивались различно. Первые две представляют собой мобильный пояс, а третья, охватывающая о. Палаван и северную часть Калимантана — стабильный пояс. В мобильном поясе эвгеосинклинальные условия существовали в течение всего мезозоя и палеогена, а орогенный этап проявился в олигоцен-миоценовое время. Мезозойская геосинклинальная спилит-граувакковая толща имеет мощность 5000 м. Ее складчатость сопровождалась разломами, внедрением ультрамафических, а впоследствии кислых изверженных пород — диоритов и гранодиоритов. Интрузивный магматизм сопровождался интенсивным вулканизмом. В позднем плиоцене — антропогене весь архипелаг испытал воздымание, сопровождавшееся обильным наземным андезит-базальтовым вулканизмом. В результате сформировался мощный вулcano-плутонический комплекс, в котором эффузивные и интрузивные производные, тесно ассоциирующие друг с другом, питались общим очагом.

Все рудные месторождения Филиппин образовались в промежутке времени от раннего мела до плиоцена и, таким образом, относятся как к геосинклинальным (хромитовые, колчеданные, скарново-магнетитовые), так и к орогенным (меднопорфирировые и жильные золоторудные) образованиям. Среди меловых вулканогенно-осадочных пород в различных частях Филиппин, а также в Северном Калимантане встречаются медно-сернокол-



чеданные месторождения, тесно ассоциирующие в пространстве с месторождениями кварцитов, гипса и барита. Все они тяготеют к верхним частям субмаринных спилит-кератофировых толщ мелового — палеогенового возраста и обладают сложной морфологией, в значительной степени определяемой трещинными структурами. Л. Бринер считает, что в формировании месторождений принимали участие процессы осаждения пирита в илистых осадках морского дна, непосредственно на дне вулканогенно-осадочным путем в результате метасоматоза и заполнения трещин. Иными словами, месторождения могут быть отнесены к типу Куроко. Всего на Филиппинских островах имеется четыре промышленных медноколчеданных месторождения — Багакан, Барло, Лоррин, Хиксбар, а также значительное число рудопроявлений (см. рис. 15).

Меднопорфировые месторождения являются главными источниками медных концентратов на Филиппинах. Они отрабатываются на восьми рудниках, имеют запасы от 20 до 200 млн. т руды с содержанием меди от 0,5 до 0,8%. Все месторождения тяготеют к оси архипелага, с которым совпадает геоантиклинальное поднятие, нарушенное ветвящимся линеamentом. Месторождения тесно ассоциируют с изверженными породами диоритового комплекса, секущими офиолитовую формацию мелового — палеогенового возраста. Рудные штокверки залегают непосредственно в периферических частях интрузивов либо в породах экзоконтакта. Вмещающие породы представлены андезит-дацитовыми порфирами, экструзивными «пробками» и брекчиевыми дайками.

Рудные тела имеют призматическую и пластообразную форму: в первом случае падение их крутое, причем с глубиной наблюдается утонение и выклинивание; во втором — падение пологое. Из рудных слагающих минералов, имеющих практическое значение, отмечаются халькопирит, борнит (с глубиной возрастает), магнетит, пирит, молибденит, золото и серебро. Околорудноизмененные породы обогащены кварцем, биотитом, серицитом, встречаются эпидот, хлорит, гипс. Вторичное обогащение выражено слабо. К наиболее крупным меднопорфировым месторождениям относятся Маркоппер, Атлас, Сипалей, Сто Томас II и Сто Нино.

Южным звеном Западного сегмента Тихоокеанского пояса является гирлянда островов Новой Гвинеи (см. рис. 15). В соответствии со сведениями, приведенными Р. В. Бамфордом (Bamford, 1972), в последнее время здесь обнаружено, разве-

Рис. 15. Схема размещения медных месторождений Западного сегмента Тихоокеанского пояса.

1 — древние платформы; 2 — палеозойские эвгеосинклинали; 3 — зоны кайнозойской складчатости; 4 — вторичногеосинклиальный вулканический пояс; 5 — вулканические пояса этапа тектонической активизации; 6 — глубинные разломы; 7—9 — месторождения; 7—колчеданные, 8 — скарново-медные, 9 — меднопорфировые

дано и передано в эксплуатацию свыше 10 меднопорфировых месторождений, которые вместе с золоторудными образуют значительную золото-медную провинцию. Суммарные запасы меди определяются в 4 млн. т при среднем содержании металла в руде 0,5%, а добыча золота составляет около 1 т в год. Все месторождения приурочены к складчатому поясу запад-северо-западного простирания, обрамляющему с севера Австралийскую платформу. Месторождения эти (Корстенз, Фрида, Ок Теди, Яндерра, Конанту, Арие, М'Крин, Пизнуми, Пангуна и др.) расположены отчасти на территориях Индонезии, а главным образом Папуа, Новой Гвинеи, островов Новая Британия, Манус и Бугенвиль. Ширина пояса 29 км; он сложен третичными и более древними терригенными и карбонатными штоками изверженных пород миоцена — плиоцена. Складчатый рудоносный пояс вдоль крупного линейамента, фиксируемого выходами ультрабазитов, контактирует с Австралийской платформой. В поясе выделяется ряд зон, из которых собственно рудоносная имеет ширину 11 км, ограничена на севере и юге разломами, вдоль которых обнажены пластины пород офиолитовой формации.

Субвулканические малые интрузии локализованы в антиклинальных структурах вдоль оси крупного разлома и сопряженных с ними трещин. Выходы изверженных пород площадью 1—4 км² изометричны либо вытянуты вдоль нарушений, часто гидротермально изменены, нарушены брекчиевыми дайками и кварцевыми «пробками». По составу породы варьируют от диоритов через монцонит-порфиры до гранодиоритов. Наблюдаются переходы мелкозернистых разновидностей к вулканитам; в этом случае калишпатовые разновидности последних служат переходными членами общего вулкано-плутонического ряда.

Меднопорфировые месторождения имеют сложное строение. Обычно устанавливается центральный, богатый K₂O, интрузив, содержащий штокверковое оруденение меди; на его периферии в контакте с известняками развиты скарно-магнетитовые руды с высоким содержанием меди, а в боковых вулканогенных породах — медносульфидные залежи колчеданного типа. Последние пространственно не связаны с меднопорфировым месторождением и, по-видимому, более древние. Важное рудоконтролирующее значение имеет кварцевый бисмалит («пробка»).

В Кордильерах Северной Америки вторичногеосинклинальный вулканический пояс зародился в пределах Центральной геоантиклинали. В позднем триасе — средней юре — периоде, выделяемом В. Е. Хаиным (1971) в качестве раннеальпийского этапа, отмечается мощный подводный вулканизм. С зеленокаменными породами триас-раннеюрского возраста андезит-риолитового состава связано образование колчеданных месторождений, широко распространенных от Аляски на севере до Сьерра-Невады на юге. Все месторождения расположены в

вулканогенных породах, тяготеют к кислым их дифференциатам и относятся к субвулканическим гидротермальным месторождениям типа Куроко.

На Аляске медно-цинковые колчеданные месторождения расположены в эвгеосинклинальном трого, образованном зеленокаменными породами триас-юрского возраста. Рудные тела, на 15% сложенные сфалеритом, галенитом и халькопиритом и содержащие также пирит, марказит, пирротин, сидерит, кальцит, кварц и доломит, локализованы в низах разреза. Вмещающими породами являются туфы основного состава, выше залегают базальты и туфобрекчии. Выделяются залежи массивных и вкрапленных руд.

В Британской Колумбии месторождения колчеданных медно-цинковых руд находятся в сходных геологических условиях. Они приурочены к «зеленому поясу Островных и Внутренних Кордильер», сложенному мощными толщами эвгеосинклинальных отложений. Вмещающими породами служат лавы, туфы, брекчии с прослоями известняков и кремнистых пород. Наиболее крупные месторождения Британия, Эниокс, Сенека относятся к типу Куроко. Они сложены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, пирротинном, галенитом, баритом и кварцем. Возраст оруднения 150 млн. лет или более. На базе месторождения Британия издавна работает горное предприятие. На севере Британской Колумбии расположен район Тулсеква—Чиф—Биг—Булл, у восточного края батолита Берегового хребта, где, по данным У. Т. Ирвина (Структурная геология..., 1964), рудные тела залегают в верхнетриасовых вулканогенных породах. Рудные тела образуют крутопадающие рудные столбы, достигающие глубины 365 м. Руды сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и теннантитом. В околорудноизмененных пропилитах с кварцем ассоциирует барит.

На западе США в мезозойских вулканогенно-осадочных отложениях Калифорнии широко распространены медно-цинковые месторождения. Здесь четко различают две тектонические зоны: западную офиолитовую и восточную зону Сьерра-Невада, прошедшую эвгеосинклинальное развитие, начиная от раннего палеозоя до позднего мезозоя. Здесь в триасовых риолитах расположены месторождения районов Восточная Шаста и Плумас. К ним относятся известные медноколчеданные месторождения Шаста-Каунти и скарново-медные Уолкер и Энгельс (рис.16).

Последующий период от поздней юры до эоцена Ф. Б. Кинг (1961) выделяет как орогенный этап развития Кордильер. В это время были сформированы батолиты гранитоидов и малые интрузии порфиоров. Начиная с позднего мела проявилась тектоно-магматическая активизация западной части Северо-Американской платформы. Для этого периода характерно возникновение значительного количества месторождений медно-порфировой формации. Разделение последних по принципу при-

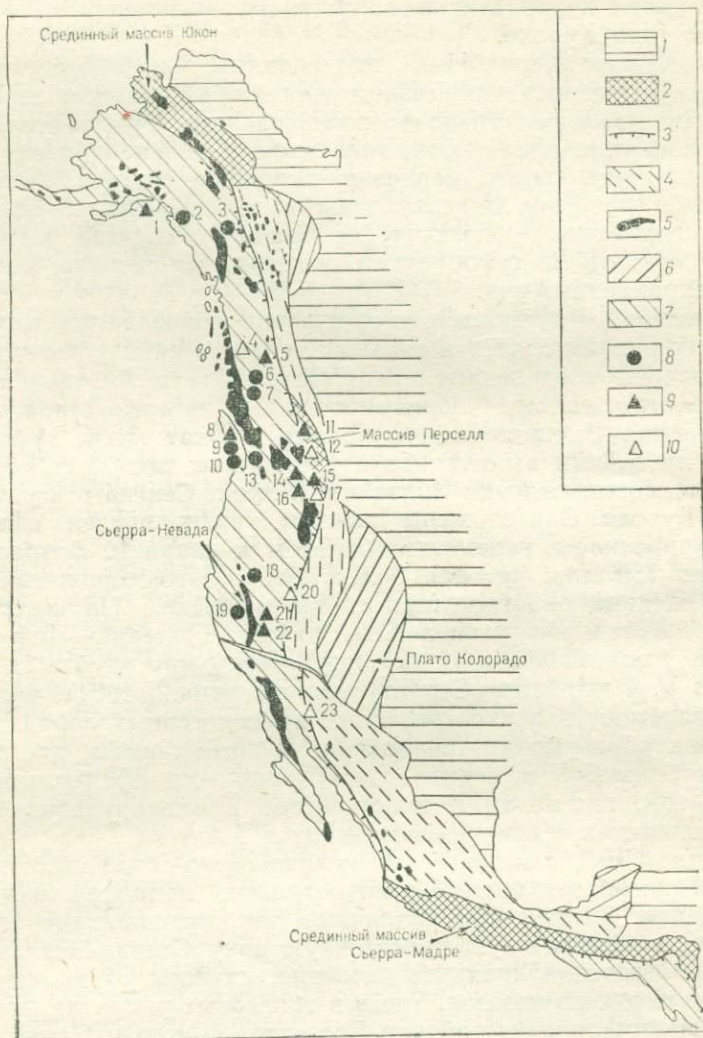


Рис. 16. Вторичногеосинклинальный пояс Кордильер. Северной Америки (тектоническая основа по В. Е. Хаину).

1 — древняя и эпипалеозойские платформы; 2 — срединные массивы; 3 — граница эвгеосинклинальной зоны Кордильер; 4 — миогеосинклиналь Скалистых гор; 5 — массивы мезозойских гранитоидов; 6 — области мезозойской тектоно-магматической активизации (Восточные Скалистые горы и горы Маккензи); 7 — складчатая зона Кордильер; 8—10 — рудные месторождения: 8 — колчеданные типа Куроко, 9 — меднопорфировые, 10 — штокверковые молибденовые.

Месторождения (номера на схеме): 1 — Казино, 2 — Принс Вильям, 3 — Биг-Булл, 4 — Кайтсаулт, 5 — Галор Крик, 6 — Эксталь, 7 — Пексен, 8 — Айленд Коппер, 9 — Майр Фелз, 10 — Санроу, 11 — Гренсл, 12 — Эндаго, 13 — Британия, 14 — Ревельшток, 15 — Тел-лехом, 16 — Коппер Маунтин, 17 — Россленд, 18 — Шаста-Каунти, 19 — Плумас, 20 — Робинсон, 21 — Или, 22 — Ерингтон, 23 — Бисби

надлежности к поясам вторичногеосинклинальному и области активизации затруднительно.

При разделении учитывались признаки, свойственные месторождениям этих двух типов структур: 1) возраст минерализации — от триасового до позднемелового для вторичногеосинклинального пояса; эоцен-миоценовый — для пояса области активизации; 2) концентрация рудных районов первого пояса в западной части Кордильер и второго пояса — в восточной; 3) преобладание вулканических структур (брекчиевые трубки взрыва, кальдеры проседания, радиальные и кольцевые дайки, некки и другие) в месторождениях второго пояса; 4) соотношения главных минералов в рудной массе (формационная принадлежность) — медно-молибденовые месторождения в первом поясе, меднопорфиоровые и существенно молибденовые — во втором.

На рис. 16 с использованием данных Р. Силитое (Новая глобальная..., 1974) нанесены главные меднопорфиоровые месторождения Кордильер, относящиеся к возрастному интервалу поздний триас — поздний мел, соответствующему развитию вторичногеосинклинального вулканоплутонического пояса. Здесь отражены как эвгеосинклинальные зоны поздне триасового — среднеюрского возраста, так и структуры, возникшие после невадийской складчатости, и, в частности, крупные массивы верхнеюрских гранитоидов.

На Аляске между островной дугой Талкитна и Аляскинским хребтом в зоне контакта мелового интрузива кварцевых диоритов с верхнетриасовыми известняками отмечается штокверковый тип оруденения халькопирита, тетраэдрита, сфалерита и молибденита. К западу от р. Чултан пиритизированные диоритпорфиры содержат вкрапленное медное оруденение с золотом. В Британской Колумбии, где подавляющее большинство меднопорфиоровых месторождений относится к поздне триасово-юрскому возрасту и лишь некоторые — к меловому — третичному (радиометрический возраст от 200 до 50 млн. лет), наблюдается тесная ассоциация их в пространстве с медноколчеданной минерализацией. Месторождения локализованы преимущественно в пределах Центральной геоантиклинали. Здесь наиболее активно проявился юрский магматизм и связанные с ним медно-молибденовые месторождения. В Британской Колумбии, как и в других аналогичных провинциях, собственно меднопорфиоровые месторождения связаны с умеренно кислыми гранитоидами, а медно-молибденовые и молибденовые — с кислыми.

Р. Б. Роу (Rowe, 1973) обобщил фактический материал по 32 (в том числе по 11 промышленным) меднопорфиоровым месторождениям Канадских Кордильер. Среди них им выделены собственно медные, медно-молибденовые и существенно молибденовые месторождения. Обычно они локализируются в интрузивных породах, представленных кварцевыми монцонитами, диорит-

тами, гранодиоритами, отчасти сиенитами и монцонитами, либо в их контакте с вмещающими породами. В редких случаях месторождения располагаются за пределами интрузивов. Для последних характерны многофазовость образования и порфировая структура пород. Рудные штокверки имеют в плане форму эллипса или кольца, представляя собой крутопадающие цилиндрические тела.

Гидротермальное изменение вмещающих пород на большинстве месторождений представлено калишпатизацией, широко проявлены также пропилитизация, аргиллитизация и серицитизация, тогда как ороговикование и скарнирование менее характерны. Зональность гидротермальных изменений в отличие от меднопорфировых месторождений США здесь наблюдается в редких случаях — лишь на шести месторождениях отмечена закономерная смена зон калишпатизации, серицитизации, аргиллитизации и пропилитизации. Главными рудными минералами канадских месторождений в порядке убывания их промышленного значения являются: молибденит, халькопирит, борнит, магнетит, шеелит. Почти повсеместно присутствуют пирит, сфалерит, пирротин, в малых количествах — тетраэдрит, висмутин, флюорит, стибнит, арсенопирит. Гипергенные изменения руд развиты слабо.

Самое крупное молибденовое месторождение Канады Эндаго — второй после Клаймакса поставщик этого металла в капиталистических странах. Оно находится в массиве Парселл среди сложного верхнеюрского интрузивного комплекса. Рудное тело сложено кварц-молибденовыми жилами мощностью 0,2—1,2 м и прожилками, формирующимися в межжильном пространстве штокверка. Запасы руд свыше 200 млн. т, среднее содержание молибдена 0,16%. Значительное месторождение Галор Крик расположено в той же тектонической зоне. Здесь помимо собственно меднопорфировых штокверковых рудных тел отмечаются также участки скарново-медных залежей. Рудными минералами кроме главных халькопирита и борнита являются пирит, магнетит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, тетраэдрит, шеелит; нерудные представлены гипсом, ангидритом, гранатом, хлоритом, баритом и карбонатами.

В южной части Британской Колумбии на границе с США расположен рудный район Бетлехем, геологическая ситуация в котором определяется сложным многофазным интрузивом среднего и кислого состава. Наиболее молодые дацитовые порфиры сопровождаются брекчиевыми трубками взрыва и зонами трещиноватости, интенсивно окварцеванными, серицитизированными и орудененными в виде штокверков и прожилково-вкрапленных залежей халькопирита, борнита и небольших количеств пирита и молибденита. В северной части о. Ванкувер вблизи Порт-Харди среди юрских андезитов залегает месторождение Айленд-Коппер — крупная линза штокверковых медно-молибде-

новых руд, приуроченная к обоим зальбандам мощной секущей дайки кварцевых монзонит-порфиров юрского возраста. Запасы 280 млн. т руды со средним содержанием 0,5% меди и 0,03% молибдена при повышенных количествах рения.

В пределах США возрастные соотношения меднопорфировых месторождений более сложные. На западе Кордильер они как невадийские, так и ларамийские. Среднеюрским является месторождение Бисби в Аризоне (Lowell, Guilbert, 1970), радиометрический возраст которого 163 млн. лет, а в штатах Аризоне, Колорадо и Нью-Мексико месторождения ларамийские и более молодые. К вторичногеосинклинальному поясу относятся месторождения среднеюрского — раннемелового возраста (см. рис. 16).

Месторождение Бисби обычно приводится в качестве примера скарново-медного генетического типа, но в нем отмечаются характерные особенности меднопорфировых месторождений. Это одно из крупнейших медных месторождений мира залегает в окружении среднеюрского штока гранит-порфира, прорывающего палеозойские известняки и вулканиты. Шток, так же как и месторождение, контролируется крупным разломом. Изверженные породы нацело окварцованы, серицитизированы и пиритизированы и содержат прожилково-вкрапленную халькопиритовую минерализацию. На контакте с известняками развита зона скарнов мощностью 300 м, включающая крупные и богато оруденелые медными минералами тела. На периферии рудного поля расположены полиметаллические жилы и залежи. Типичными меднопорфировыми месторождениями, которые также следует, по-видимому, отнести к вторичногеосинклинальному поясу, являются Или и Ерингтон в Неваде. Главные меднопорфировые месторождения США будут рассмотрены ниже при характеристике пояса тектоно-магматической активизации.

Анды Южной Америки заложены в качестве крупного геосинклинального пояса в начале позднего протерозоя и испытали длительное развитие, в результате которого преобразовались в сложно построенный орогенный пояс. В истории Анд В. Е. Хаин выделяет ряд этапов, соответствующих по возрасту и набору геологических событий тектоническим циклам. Наибольшая магматическая активность отмечается на границе среднего и позднего триаса, когда все Анды были превращены в горную страну. В раннеальпийском этапе в течение позднего триаса — юры отдельные сегменты Анд явились ареной геосинклинального офиолитового магматизма, тогда как другие — орогенного субсеквентного вулканизма. В поздней юре региональные поднятия связываются с Андийской орогенической эпохой. В раннем мелу кратковременная трансгрессия охватила Западные Анды, где возникли мощные толщи эвгеосинклинальных осадков. Позднеальпийский этап завершился полным поднятием Анд.

Наземный вулканизм, начиная от палеогена, охватил вначале Южные Анды, а в миоцене весь пояс. Лавы и сопровождающие их туфы имеют различный состав — базальтовый, андезитовый, дацитовый и липаритовый, а несколько более поздние штоки и массивы магматических пород представлены диоритами, тоналитами, монцонитами, сиенитами и дацитовыми порфирами, определяющими металлогенический облик ряда провинций.

Складчатый пояс Анд шириной в среднем 500 км расчленяется на ряд продольных зон. Они построены системой параллельных меридиональных горст-антиклинорий, разделенных узкими грабен-синклинориями, с которыми соответственно совпадают горные хребты и межгорные депрессии. С востока на запад выделяются следующие продольные зоны: полоса передовых прогибов; краевой массив Сьерра-Пампы (активизированная в палеозойское и кайнозойское время часть платформы); Восточные Кордильеры герцинской консолидации со средним массивом Пуна — реликтом герцинской платформы; Западные Кордильеры — зона глубинных эвгеосинклинальных погружений в палеозое и мезозое, особенно в юре и мелу; При тихоокеанская зона погружения кайнозойского возраста. Поперечные сегменты Анд выражены весьма четко и представлены с севера на юг: Антильско-Карибской областью, окаймляющей океаническую впадину Карибского моря; Северными (Карибскими) Андами, состоящими из западной эвгеосинклинали и восточной миогеосинклинали; Центральными Андами с древней глыбой Пуны; Южными (Патагонскими) Андами с мощными юрскими вулканогенной и флишевой формациями; Южно-Антильской дугой. Границами отмеченных сегментов являются крупные линейменты.

Гранитные массивы в Андах имеют преимущественно позднемеловой — раннепалеогеновый возраст и размещаются в пределах инверсионных поднятий эвгеосинклиналей. Неоген-четвертичный вулканизм контролируется краевыми частями продольных грабенов и зонами глубинных разломов, что определяет ориентацию рудных поясов.

Анализ истории геологического развития Анд позволяет в их пределах выделить вулканические пояса — андийский, представленный юрскими и меловыми вулканическими толщами и верхнемеловыми гранитоидами, и миоцен-плиоценовый, в котором принимают участие наземные вулканы, сопровождаемые более поздними малыми интрузиями пестрого состава. Первый пояс следует считать вторичногеосинклинальным, поскольку он заложен на герцинском фундаменте, а второй, связанный с грабенообразными наложенными впадинами, возник, по-видимому, в результате процессов тектонической активизации преимущественно в пределах структур палеозойской и более ранней консолидации.

В пределах Анд выделяется металлогенический пояс длиной 2900 км. Если в Боливии и Аргентине преимущественно развиты месторождения олова, вольфрама и висмута, отчасти золота, свинца и цинка, то собственно медные месторождения разных рудных формаций прослеживаются от Эквадора (месторождение Чауча) через Перу и Чили в Северную Аргентину, где расположен горнорудный округ Ачуа-де-Диониско (рис. 17). Медные месторождения Анд заслужили широкую известность благодаря наличию здесь крупных представителей меднопорфировой формации.

В зоне Западных Кордильер Анд известны и стратиформные медноколчеданные месторождения. На территории Чили эти месторождения изучены К. Руицом и его сотрудниками (Strata-Bound Copper..., 1971). Медносulfидные рудные тела по их данным тесно связаны с эвгеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами раннеюрского, мелового и раннепалеогенового возраста. Непосредственно рудовмещающими породами являются порфирит-андезитовые лавы и брекчии, риолит-игнибритовые туфы, известняки и песчаники. Несколько месторождений относятся к скарно-медному типу.

Медьсодержащими минералами являются халькопирит, борнит и халькозин; нерудными — пирит, отчасти кварц и кальцит. На месторождениях, залегающих в андезитовых лавах, рудная минерализация ло-

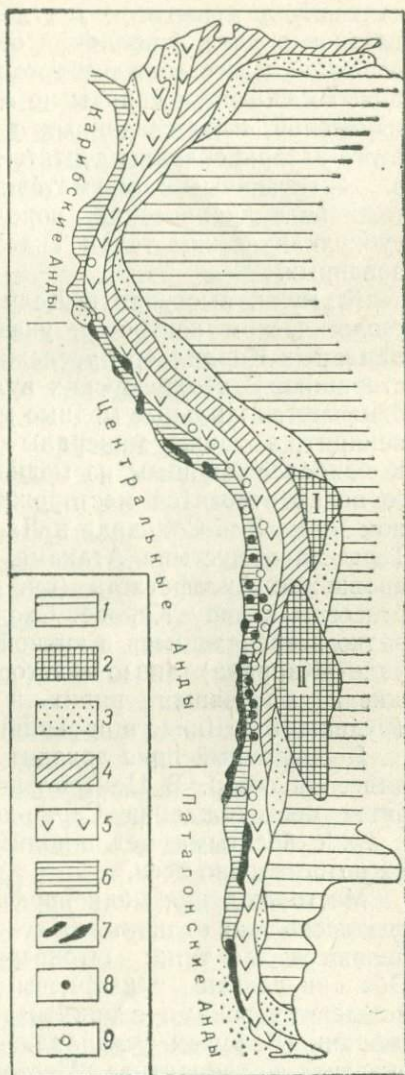


Рис. 17. Схема размещения медных месторождений Южной Америки (с использованием материалов В. Е. Хаина, К. Руица и др.).

1 — древняя платформа; 2 — массивы; I — срединный массив Пуна на герцинском основании, II — краевой массив Пампа на докембрийском основании; 3—6 — продольные тектонические зоны Анд: 3 — передовых прогибов, 4 — Восточных Кордильер, 5 — Западных Кордильер, 6 — Притихоокеанская; 7 — ларамийские гранитоиды; 8—9 — месторождения: 8 — медноколчеданные, 9 — меднопорфировые

кализована в верхних амигдолоидных брекчированных частях потоков в виде заполнений открытых полостей и включений в основной массе; реже встречается прожилковый тип оруденения. Вмещающие породы не содержат следов гидротермальных изменений, явно связанных с оруденением, которое вследствие этого авторы склонны считать вулканогенным. Отмечается связь с интрузивным магматизмом скарново-медных рудных тел, а в вулканических породах месторождения тяготеют к субвулканическим телам андезитов, также частично минерализованных.

К. Руиц, выступая в Дели с докладом на Международном геологическом конгрессе, указал, что медноколчеданный пояс Западных Кордильер прослеживается в Чили на 450 км по простиранию. В верхнеюрских вулканиках помимо стратиформных отмечаются жильные медные месторождения, содержащие халькопирит, а также минералы кобальта, молибдена и урана. К наиболее крупным из медноколчеданных месторождений этого пояса относятся месторождения Буэна Эсперанса в Северном Чили, Эль-Сольдадо и Ла-Патагуа в провинции Аконкагуа, Тересита в пустыне Атакама, Портесуэло и Санто-Доминго в провинции Антофагаста (см. рис. 17). Все они должны быть отнесены к типу Куроко. Сходными являются также довольно редко встречающиеся в южной части Чили (район Лаго—Хенераль—Каррера) линзо-пластообразные месторождения, состоящие из массивных пирит- и пирротин-халькопиритовых руд (рудник Лос-Шивас в провинции Айсен).

Колчеданный пояс доходит до границ Перу и продолжается далее на север. В Центральном Перу к этой формации относятся месторождения Серро-де-Паско, Марракоча, Касапалка и др. с богатыми медно-полиметаллическими рудами. Возраст их недостаточно ясен.

Месторождения меднопорфировой формации Андийского пояса несколько отличны от североамериканских. Среди них выделяются два типа: штокверковый и турмалиновых брекчий. Оба они связаны с кварцевыми монзонит-порфирами и сопровождаются зонами серицитизации, аргиллитизации и пропицитизации. В рудах устанавливается повышенное содержание энаргита и теннантита. Месторождения штокверкового типа обычно приурочены к участкам пересечения региональных разломов, а турмалиновые брекчиевые трубки не обнаруживают непосредственной связи с разломами; для них характерны кольцевые и радиальные трещины. На севере пояса оруденение, как и в Центральной Америке, имеет миоценовый возраст. Южнее, в Перу, оконтуривается небольшая группа месторождений палеоценового возраста, а в Чили, где меднопорфировые месторождения вытянуты вдоль пояса длиной 2000 км, наблюдается обратная эволюция — от позднемиоценового в северной части пояса до позднемиоцен-плиоценового — в южной.

Анализ имеющихся материалов приводит к выводу о приуроченности относительно древних месторождений к вторично-геосинклинальному вулкано-плутоническому поясу, а молодых — к вулканическому поясу, возникшему в стадию тектонической активизации консолидированных складчатых структур и сопредельных частей Бразильской платформы. При этом обращает на себя внимание ассоциация в вулканических поясах первого типа медноколчеданных и меднопорфировых месторождений при отсутствии во вторых из них медноколчеданной минерализации.

Общие запасы меди в меднопорфировых месторождениях Чили и Перу очень велики и по последним данным составляют 50 млн. т. Среднее содержание металла в руде 1—1,3%. Месторождения обычно залегают на западных склонах Анд на высоте 2—4 тыс. м. Наиболее крупные из них: в Эквадоре месторождение Чауча с запасами 70 млн. т руды, содержащей 0,7% меди и 0,03% молибдена; в Перу — Мичикилей, Токепала, Серро-Верде (запасы 30 млн. т руды; 1,1% меди), Санта-Роса, представляющее зону первичных сульфидных руд под месторождением Серро-Верде (запасы свыше 800 млн. т руды с содержанием меди 0,67%), Кухане (468 млн. т руды, 1% меди); в Чили — Чукикамата, Эль-Сальвадоре, Потрерильос и Браден; в Аргентине — Пачоп (запасы 80 млн. т руды, меди 1%).

Месторождение Браден — одно из крупнейших в мире — обрабатывается подземным рудником Эль-Тенниенте, в котором уже добыто свыше 350 млн. т руды со средним содержанием 2% меди. Оно залегает в Центральных Андах на контакте юрских вулканитов с верхнемеловым интрузивным комплексом. Последний состоит из монзонит-порфиров, внутрирудных латитовых порфиров и пострудных лампрофиров. Месторождение представляет собой брекчиевое кольцо с диаметром 1200 м, окаймляющее трубку Браден. До глубины 150 м руды окислены, до 500 м развита зона вторичного сульфидного обогащения, а под ней — первичные руды с неучтенными запасами, содержащие 0,5—1% меди и 0,05% молибдена. В рудах широко развиты турмалин, гипс и ангидрит.

Трубки взрыва характерны не только для месторождения Браден, но и для других месторождений медного пояса Анд, в частности Лос-Бронгес в районе Диспутада, Рио-Бланка и Эль-Сальвадоре, а также Токепала, Келавеко и Церо. Эти экзотические вертикальнопадающие тела различного диаметра (от 3 до 1200 м), выполненные обломками вмещающих пород, развиты в интрузивных комплексах позднемелового — раннепалеогенового возраста и тесно ассоциируют с рудоносными дайками порфиров. Вблизи поверхности трубки сменяются интенсивно гидротермально измененными породами. Брекчии замещены кварцем, серицитом, турмалином, шеелитом, халькопиритом, пиритом, молибденитом, галенитом, золотом, баритом,

карбонатами. Вероятно, эти специфические образования возникли на небольшой глубине от поверхности (порядка 1—0,5 км) в результате вулканической деятельности.

В меднопорфировых месторождениях Западной Америки сосредоточены громадные запасы меди и молибдена. По нашим ориентировочным подсчетам они составляют около 170 млн. т меди со средним содержанием металла в рудах 0,8% и 5 млн. т молибдена с содержанием в рудах медно-молибденовых месторождений 0,02% и в собственно молибденовых 0,2%.

В заключение краткого обзора металлогении вторичногеосинклинальных вулканических поясов целесообразно вкратце охарактеризовать основные особенности месторождений, объединяемых нами под наименованием тип Куроко. Генетические их особенности более разнообразны, чем колчеданных месторождений первичных эвгеосинклиналей. Характерные черты месторождений типа Куроко, по данным Т. Тацуми, Й. Секине и К. Канехира (1973) и наблюдениям автора, следующие.

1. Сложное геологическое строение, при котором в пределах одного рудного поля встречаются жилы заполнения, вкрапленные и метасоматические рудные тела, первичноосадочные и переотложенные руды.

2. Связь с кислым вулканизмом геосинклинального этапа при преимущественной приуроченности оруденения к вулканокупольным постройкам.

3. Приуроченность к верхним частям разреза геосинклинальных вулканогенных толщ.

4. Наличие в рудных районах месторождений различного состава: медноколчеданных, серноколчеданных, медно-цинково-цинковых, гипсовых, баритовых, гематитовых и марганцевых. В размещении различных типов рудных тел устанавливается вертикальная зональность, выраженная следующей колонкой (снизу вверх): пластовая гипсовая залежь — вкрапленная медноколчеданная руда — массивные серноколчеданные руды — массивные медноколчеданные руды — пластовые колчеданно-полиметаллические руды — кварцит с железо-марганцевой минерализацией. Общий размах колонки 100—150 м.

5. Преимущественно субвулканические условия рудоотложения.

Г. Н. Щерба (Геология и металлогения..., 1968), выделивший и изучивший атасуйский тип руд, на примере месторождений Жайрем, Бестюбе и Карагайлы установил горизонтальную и вертикальную зональности в размещении пиритовых, сфалеритовых и железо-марганцевых руд в вулканогенно-осадочных рудных залежах. В наложенных гидротермальных телах кремнистые метасоматиты снизу вверх сменяются пирит-кварцевыми породами с медным оруденением, переходящим выше в барит-сульфидные руды. Совершенно аналогичная зональность характерна для месторождений Малого Кавказа, Горного Алтая,

Западного Саяна, Восточной Тувы, Балкан и многих других вторичногеосинклинальных вулканических поясов.

Э. Г. Дистанов (Геология и генезис..., 1972) отмечает приуроченность колчеданно-полиметаллических месторождений Восточной Тувы к участкам контрастно-дифференцированных вулканогенно-осадочных пород, насыщенных субвулканическими интрузиями, контролируемых зонами региональных разломов и брахиантиклинальными поднятиями. Месторождения образуются в период затухания вулканической деятельности и накопления осадков надрудной толщи. Процесс гидротермального рудообразования среднетемпературный, многостадийный и охватывает глубину до 2 км от поверхности.

Таким образом, не вызывает сомнения генетическая связь месторождений типа Куроко с кислыми дифференциатами геосинклинального вулканизма, поэтому они должны быть отнесены к вулканогенному типу. В то же время связь эта менее тесная, чем в колчеданных месторождениях уральского типа, и роль собственно гидротермальных процессов здесь весьма значительна. Во всех рассмотренных рудных провинциях месторождения локализованы в пределах вулканогенных толщ, не переходя в перекрывающие терригенно-карбонатные отложения. Это весьма отчетливо наблюдается, в частности, на месторождении Челопеч в Болгарии (рис. 18).

Рассмотрение геологических особенностей меднопорфировых месторождений целесообразно произвести после обзора размещения в вулканических поясах областей тектоно-магматической активизации.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ОБЛАСТЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Металлогения областей тектоно-магматической активизации и, в частности, приуроченных к ним вулканических поясов представляет предмет самостоятельных исследований, которому сейчас уделяется большое внимание. Закономерности размещения

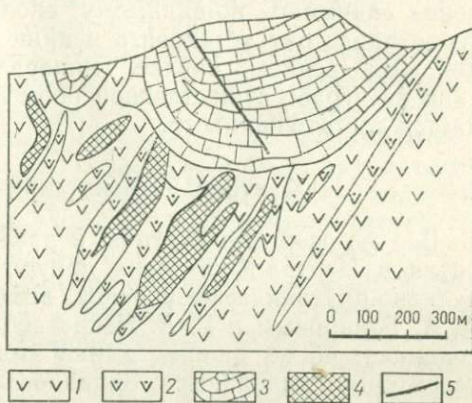


Рис. 18. Разрез колчеданного месторождения Челопеч, Болгария (тип Куроко).

1 — вулканы андезит-дацитового состава; 2 — гидротермальные метасоматиты; 3 — перекрывающие породы мергельной толщи; 4 — массивные медноколчеданные рудные тела; 5 — тектонические нарушения

месторождений олова и вольфрама, молибдена и меди, свинца и цинка, золота и серебра, сурьмы и ртути, урана и флюорита, характерных для этих областей, подчиняются региональной зональности, отличной от устанавливаемой в геосинклинальных зонах и в деталях далеко еще не изученной. В этой зональности меднопорфировые и штокверковые молибденовые месторождения занимают, по-видимому, вполне определенное место, которое предстоит установить в процессе дальнейших исследований. Во всяком случае, минерализация меднопорфирового типа не играет существенной роли в таких областях, но встречается достаточно часто.

Центрально-Азиатский пояс

Все мезозойские прогибы и разделяющие их сводовые поднятия в Центральной Азии приурочены к Монголо-Охотскому вулканоплутоническому поясу, выделяемому П. М. Хреновым, А. А. Бухаровым и Е. А. Некрасовой (1975) в весьма широких границах; по их данным длина этого пояса 2600 км. На этой территории выделяются Западно-Забайкальская, Олекмо-Становая, Кентей-Даурская, Керулено-Аргунская, Хингано-Буреинская и Алданская металлогенические провинции. Другие авторы предлагают иные схемы районирования этой территории. В частности, Ю. А. Борзаковский и др. (Очерк металлогении..., 1971) выделяют на территории МНР крупную и продуктивную Орхоно-Селенгинскую провинцию, частями которой являются Селенгинский вулканический пояс, Бутулинуринский выступ байкальского фундамента и Джидинская вулканогенная зона ранних каледонид.

На этой территории нами вкратце рассмотрены лишь вулканические пояса, содержащие месторождения меднопорфировой формации. К ним относится Селенгинский вулканоплутонический пояс, охватывающий территорию Западного Забайкалья и сопредельной Северной Монголии. Селенгинский пояс, по данным Л. П. Зоненшайна (1972), состоит из серии разбросанных депрессий, выполненных вулканогенными и осадочно-вулканогенными толщами перми и раннего мезозоя. Они вытянуты в виде прерывистой цепи вдоль ущелья р. Селенга в субширотном направлении более чем на 1000 км. С запада на восток возраст вулканитов омолаживается до ранней юры.

Вулканогенные породы, несогласно наложенные на нижнекаледонское основание, представлены эффузивами среднего состава, изредка перемежающимися с основными лавами. Местами распространены кислые вулканиты. Общая мощность пермо-мезозойской толщи превышает 7 тыс. м. Пояс резко ограничен крупными разломами, обладает линейным характером и глыбовой структурой.

В Западном Забайкалье А. Д. Щеглов (1966) выделяет две

группы мезозойских рудных месторождений: 1) молибденовые и вольфрамовые, связанные с трещинными интрузивами гранитоидов раннемезозойского возраста; 2) эпитермальные флюоритовые месторождения, приуроченные к постнижнемеловым дайкам щелочных сиенитов. В состав первой группы входят вольфрам-молибденовые месторождения джидинского типа, молибденовые рудопроявления ходжертуй-шалотского типа и молибденовые месторождения витимского типа.

Месторождения джидинской группы генетически связаны с гранитами гуджирского комплекса. Среди них различают пегматитовый, скарновый, грейзеновый и гидротермальный генетические типы. Рудоносные породы представлены лейкократовыми гранитами, граносиенитами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами, а также дайками сходного состава. Они формировались в три этапа в интервале времени ранний триас — средняя юра. В рудном поясе наиболее ценными являются жильные и штокверковые месторождения гюбнерита (Джидинское, Булуктайское) и штокверковые молибденита (Джидотское, Первомайское, долины Уленгина, Хартуги, Сохатинка в МНР и др.). Молибденовая минерализация представлена штокверками, приуроченными к небольшим массивам гранит-порфиров, и не сопровождается заметными количествами халькопирита.

Джидинская зона отделяется от Тарято-Селенгинского поднятия Бутулиннуринским выступом байкалид, на который наложен верхнепалеозойско-мезозойский Селенгинский вулканоплутонический пояс. Здесь в позднепалеозойское, ранне- и поздне-мезозойское время в связи с тектоно-магматической активизацией проявились процессы рудообразования. В результате были сформированы рудопроявления скарново-магнетитовой, скарново-медно-полиметаллической и медно-цинковой формаций. На них наложено значительно более продуктивное медно-молибденовое штокверковое оруденение меднопорфировой формации, а также единичные проявления золота, пьезокварца и флюорита (Очерк металлогении..., 1971). И. Г. Павлова, Ю. П. Рождественский и В. С. Якубович (1971) описали крупное молибден-медное месторождение Северной Монголии Эрэнитуин-Обо, расположенное в Селенгинском вулканоплутоническом поясе. Оруденение пространственно тяготеет к гранодиоритам и сиенито-диоритам позднепалеозойского возраста и генетически связано, по-видимому, с дайковыми телами порфировых пород. На месторождении разведано 10 участков с промышленным содержанием медных и молибденово-медных руд.

На востоке МНР развит вулканоплутонический пояс, аналогичный Селенгинскому. Он наложен на южный борт Восточно-Монгольского поднятия и контролируется складчато-глыбовыми структурами. Металлогения этого Гобийско-Южнокеруленского пояса вполне сходна с Селенгинским, в частности здесь

на площади перспективного Модохудукского рудного узла выявлены скарново-магнетитовые проявления с наложенной медной минерализацией, а также признаки молибденового оруденения штокверкового типа. Возраст рудоносных гранитоидов раннепермский и отчасти мезозойский. Хотя меднопорфировые месторождения Монголии пока не изучены, однако высокая перспективность их несомненна. При дальнейших исследованиях их важное значение приобретают четкое положение проявлений меднопорфировой формации между более древними скарново-магнетитовыми и заведомо мезозойскими вольфрам-молибденовыми месторождениями и генетическая связь с магматическими породами.

Средиземноморский пояс

В Средиземноморском поясе типичные структуры областей тектоно-магматической активизации развиты ограниченно и преимущественно локализованы в пределах срединных массивов. Прежде всего это относится к Родопско-Македонскому срединному массиву, где на территории Болгарии, Югославии, Албании и Греции в период поздний эоцен — миоцен с обильным наземным кислым магматизмом ассоциируют многочисленные месторождения цветных и благородных металлов. С большей интенсивностью магматизм этого периода проявлен на обширной площади Паннонского массива, где наибольшая его активность наблюдается на границе с Западными Карпатами, в Закарпатье, Трансильванской и Венгерской впадинах.

Континентальный магматизм Паннонского массива наложен на герцинский фундамент, наиболее молодыми образованиями которого служат триасовые карбонатные породы. Начиная с позднего эоцена, здесь формировались изолированные вулканоплутонические комплексы, несогласно залегающие на триасовом основании. Следующие мощные фазы магматизма этой области относятся к миоцену и плиоцену и широко известны благодаря связи с ними крупных вулканогенных месторождений свинца, цинка, золота, серебра и ртути (Твалчрелидзе, 1972).

Верхнеэоценовые магматизм и металлогения стали расширяться лишь в последние годы. Венгерскими геологами в горах Матра, представляющих собой грандиозную палеовулканическую постройку кальдерного типа, уже давно были изучены на периферии депрессии небольшие медные месторождения. При детальном изучении посредством глубокого бурения центральной ее части среди наземных вулканитов андезит-дацитового состава были вскрыты жерловые фации палеовулкана, представленные массивом гранодиорит-порфира. Средняя его часть безрудная, на периферии в контакте с известняками триаса развиты богатые скарново-медные рудные тела сложной

формы, а в промежуточной части среди гранитоидов размещается штокверк меднопорфировых руд.

Месторождение Речк, посещенное нами в 1974 г., венгерскими коллегами (Чех-Немет и др.) относится к орогенному этапу развития фундамента Паннонского массива, собственно так же, как чехословацкие геологи определяют положение свинцово-цинкового месторождения Баньска-Штявница в пределах Западных Карпат. В процессе состоявшейся плодотворной дискуссии автором было высказано мнение о принадлежности месторождения Речк к первой стадии тектоно-магматической активизации Паннонского массива. Однако эту точку зрения целесообразно проверить на других участках развития верхнеэоценовых вулканоплутонических комплексов (горы Мечек, Бержень и др.), где также не исключено нахождение меднопорфирового оруденения. Интересна в этом отношении южная часть гор Апусени в Юго-Западной Румынии, где обнаружено медно-молибденовое месторождение Дева, связанное, по-видимому, с неогеновым магматизмом периода активизации.

Тихоокеанский пояс

Тихоокеанский металлогенический пояс служит родиной краевых и внутриконтинентальных вулканических поясов, принадлежащих к типу областей тектоно-магматической активизации. Отмеченные выше структуры активизации Центральной Азии своим возникновением обязаны мощным тектоническим и магматическим процессам, спровоцированным активностью Тихоокеанского кольца. Данное обстоятельство позволяет присоединиться к мнению Г. М. Власова (1973), что краевые вулканические пояса нельзя относить к процессам автономной активизации. Очевидно, активизации следует придавать роль компенсатора геосинклинали процесса.

В западном секторе Тихого океана к краевым континентальным вулканическим поясам относятся Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский, представляющие отдельные звенья крупного Восточно-Азиатского пояса. Они приурочены к периферии континентальной коры, имеют позднемеловой — палеогеновый возраст, сложены континентальными вулканитами мощностью до 2500 м, в тесной ассоциации с которыми встречаются интрузивные их комагматы; вулканогенные толщи имеют складчато-глыбовую структуру. В обоих поясах известны проявления меднопорфировой формации, связанные в первом поясе с охотским гранодиоритовым комплексом, а во втором — с позднепалеогеновым комплексом щелочных гранитов. Молибденовое оруденение охотского комплекса относится к кварц-молибденовой формации и представлено штокверковым и жильным типами. Обычно рудопроявления ассоциируют со скарново-магнетитовыми полиметаллическим оруденением. В северной части Сихотэ-

Алиня недавно выявлены штокверковые молибденовые рудопроявления, а в Приморье — медно-молибденовые. В Чаунском районе известна медно-молибденовая минерализация во вторичных кварцитах.

Таким образом, эти вулканические пояса следует отнести к перспективным на данный тип месторождений, и возможность выявления здесь промышленных объектов вполне реальна благодаря наличию благоприятной геологической обстановки. Рекомендации в этом отношении Г. М. Власова и М. И. Ицксона относительно характерной для этого типа месторождений глубинной структуры коры и состава фундамента сформулированы в общей форме. Конкретно обнаружение меднопорфировых месторождений требует анализа общей геологической структуры (зоны поднятий), магматизма (умеренно кислые гранитоиды, порфиновые формации), околорудного метасоматоза (калий-метасоматоз) и рудной зональности (наложение на скарно-вые месторождения железа и меди и перекрывание их золото-полиметаллическими и вольфрам-молибденовыми).

В восточном сегменте Тихоокеанского кольца тектоно-магматическая активизация охватывает области Скалистых гор в Кордильерах и отчасти Андийского пояса. По времени этот процесс соответствует периоду позднемеловой — неогеновой магматической активности, когда образовались месторождения преимущественно двух возрастов: позднемелового и олигоцен-миоценового (рис. 19). Время поздний мел — эоцен относится к ларамийскому циклу развития Кордильер. Поднятие и складчатость сопровождалась внедрением крупных массивов гранитоидов и многочисленных субвулканических тел кислого состава повышенной щелочности. Характерна приуроченность магматических пород к поперечным разломам, вследствие чего они проникают глубоко в платформенное обрамление (Баулдер в Монтане), что характерно для процессов тектоно-магматической активизации, широко охвативших центральную и восточную части Кордильер, начиная с ларамийской орогении (Кинг, 1961; Хаин, 1971).

В последующем этапе, выделенном В. Е. Хаиным как позднеальпийский, охватившем промежуток времени олигоцен — антропоген, произошло мощное складчато-глыбовое поднятие всего пояса, компенсированное образованием локальных прогибов (Большой Бассейн). Общее сводовое поднятие Кордильер на западе представлено глыбой Сьерра-Невада, а на востоке — плато Колорадо, к востоку от которого Скалистые горы и западная периферия платформы также служат примером наложения процессов тектонической активизации. Аналогичная активизация платформенных структур происходила и в Северных Кордильерах (горы Маккензи и хр. Брукса).

Наиболее крупные меднопорфировые месторождения расположены в юго-западной части США в штатах Аризона и Нью-

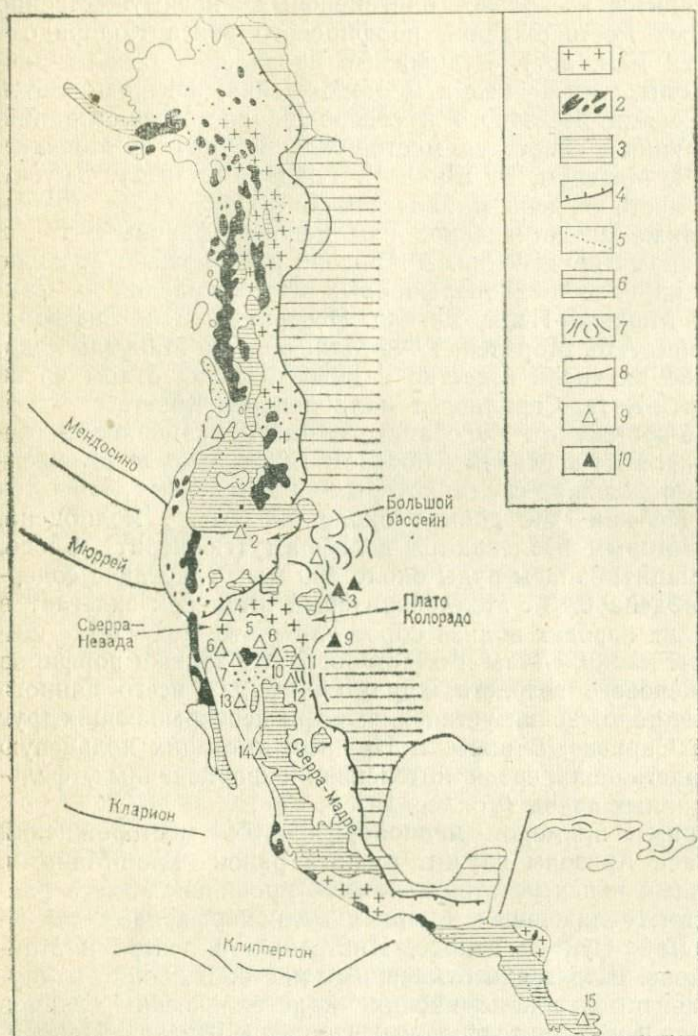


Рис. 19. Области тектоно-магматической активизации Скалистых гор Северной Америки.

1 — выходы метаморфического фундамента; 2 — мезозойские гранитоиды Кордильер; 3 — третичные вулканиты; 4 — граница геосинклинали Кордильер; 5 — цепи современных и недавних вулканов; 6 — Северо-Американская платформа; 7 — области тектоно-магматической активизации окраин платформ; 8 — разломы дна океана; 9—10 — рудные месторождения: 9 — меднопорфировые, 10 — штокерковые молибденовые (цифры на схеме); 1 — пик Елены, 2 — Бьютт, 3 — Клаймакс, 4 — Сан-Франциско, 5 — Минерал-Парк, 6 — Коппер Бэзин, 7 — Ахо и Моренси, 8 — Глоб-Майами, 9 — Кветта, 10 — Сан-Мануэль, 11 — Санта-Рита, 12 — Сериллос, 13 — Кананеа, 14 — Ла-Каридат, 15 — Патакюлла

Мексико (см. рис. 19). Возраст их 72—58 млн. лет. За пределами этого одного из величайших на Земле медных поясов находится несколько олигоценых, преимущественно молибденовых месторождений порфирирового пояса Колорадо—Юта (30—22 млн. лет). Рудоносные проявления базальт-риолитовой магмы, так же как и месторождения, контролируются разломами северо-восточного и северо-западного простираний. К очень крупным относится месторождение Бьют в Монтане, описанное Ч. Мейером, Э. Ши и Ч. Годдаром (1972). Другим известным месторождением является Бингхем в Юте (район Тинтик), также представленное как меднопорфировым, так и жильным типами оруденения. В Аризоне расположено большое количество крупных меднопорфировых месторождений — Сан-Франциско, Минерал-Парк, Багдад, Эсперанса, Рей, Саффорд, Коппер Бэзин, Ахо, Моренси, Глоб-Майами, Сан-Мануэль и др. Значительное их число известно в Нью-Мексико, в том числе медные Санта-Рита, Сериллос и молибденовое Кветта.

К северо-востоку от Колорадского плато размещаются отчасти порфировые, а главным образом молибденовые штокверковые месторождения, среди которых уникальным является Клаймакс. На нем уже добыто около 500 тыс. т молибдена, попутно с которым извлекаются вольфрам (гюбнерит), олово, пирит и монацит; запасы руды около 400 млн. т, среднее содержание молибдена 0,4%. Молибденитовый штокверк залегает в докембрийских породах вблизи сброса Москито; на участке широко развиты дайки, силлы и пластообразные залежи порфиров раннеолигоценового возраста, характерные для всего данного пояса. На месторождении установлено три перекрывающих друг друга тела: Сириско, Верхнее и Нижнее, имеющих кольцевую форму и залегающих среди интенсивно окварцованных, фельшпатизированных пород (Уоллес, 1973).

Характерным примером меднопорфировых месторождений медного пояса Аризоны служит рудный район Глоб-Майами, расположенный в центре этой огромной провинции. Здесь расположены три сближенных крупных меднопорфировых месторождения: Лайв-Оук на западе, Инстрейшн в центре и Майами на востоке. Штокверки отмеченных месторождений вытянуты вдоль контакта докембрийских кристаллических сланцев Пейнал и ларамийских порфирировых гранитов Шульце. Первичные медные руды содержат 1% меди и менее. Они состоят преимущественно из пирита, халькопирита и молибденита и локализируются как в кристаллических сланцах, так и в гранит-порфирах. Для месторождений Аризоны характерно развитие мощной зоны вторичного обогащения под зеркалом грунтовых вод, где содержание меди достигает 5%. В настоящее время на многих медных рудниках богатые руды отработаны и в сферу эксплуатации вовлечены убогие первичные руды со средним содержанием меди 0,4 и даже 0,3%.

В Аризоне месторождения отрабатываются давно, поэтому фактических материалов по ним достаточно. Для рудных районов характерно расположение в пределах поднятых блоков, где часто наблюдаются обнажения на поверхности протерозойских пород серии Белт и еще более древних. Все они расположены в зоне Скалистых гор. Месторождения генетически связаны со сложными, многофазными интрузивами гранитоидов, образованных вблизи поверхности, а иногда представленных экструзивными фациями. Формировались они длительное время: Батолит Баулдер в течение 20 млн. лет, интрузивный комплекс месторождения Рей — в период от 60 до 70 млн. лет, аналогичные цифры получены для кварцевых монзонитов месторождения Минерал-Парк. Молибденовая минерализация обычно опережает медную, но в целом медно-молибденовое оруденение целиком вписывается в период формирования интрузивных комплексов и часто по времени перекрывается поздними дайками риолитов и латитов.

Совершенно аналогичные по возрасту и геологическому положению меднопорфировые месторождения развиты в Мексике. Наиболее известное здесь месторождение Кананеа славится брекчиевыми трубками, относительно недавно выявлено новое крупное месторождение Ла-Каридад с запасами 600 млн. т руды, содержащей 0,8% меди и эквивалентное содержание молибдена. Оно расположено на пересечении двух линейментов — Усач-Джером и Техасского.

Одновозрастные меднопорфировые месторождения находятся и в Центральной Америке — в Панаме и Эквадоре. По данным югославского геолога А. Ференчича (Ferencic, 1971), обнаруженное и изученное им медно-молибденовое месторождение Патакюилла в Панаме служит центром зонального ряда рудообразований, к югу от которого размещаются медно-полиметаллические, медные, цеолитовые и медно-скарновые зоны минерализации.

Меднопорфировые месторождения, приуроченные к вулканоплутоническому поясу, возникшему в стадию тектонической активизации древних складчатых структур Анд, в значительной степени отличаются от месторождений вторичногеосинклинальных зон. Прежде всего они датируются позднемиоценовым возрастом, приурочены не к штокам различных порфировых пород кислого состава, а к малым интрузиям тоналитов, несогласно вдоль разломов секущих вулканиты мезозоя и более древние образования. В них часто устанавливается зональность, выраженная сменой от центральной части штоков к их периферии зоны калиевого метасоматоза пропилитизацией. Рудная минерализация, представленная прожилками кварца с халькопиритом, борнитом, пиритом, молибденитом и магнетитом, окаймляется калиево-силикатно измененными породами. Роль брекчиевых трубок проседания в них обычно выполняет

эруптивная брекчия. В молодых месторождениях Анд слабо выражены процессы окисления и вторичного сульфидного обогащения. В качестве примера можно назвать крупное месторождение Лос-Паламбрес в Южном Чили. Запасы руды в нем свыше 400 млн. т, среднее содержание меди около 0,8%, молибдена 0,03%.

Для меднопорфировых и штокверковых молибденовых месторождений вулканоплутонических поясов двух различных тектонических типов характерны следующие особенности.

1. Размещение в пределах поднятий, сложенных древними метаморфическими породами фундамента. Обычно рудоносные поднятия относятся к зонам остаточных геосинклиналей либо к срединным массивам.

2. Приуроченность к региональным разломам либо к сопряженным с ними трещинам.

3. Пространственная и генетическая связь с орогенными многофазными комплексами монцитит-гранодиоритового состава, неизменными членами которых являются собственно рудоносные поздние разновидности порфировых пород.

4. Зональность рудных районов, выраженная развитием вокруг меднопорфировых месторождений скарново-магнетитовых, медно-полиметаллических, золоторудных, иногда вольфрамовых рудопроявлений. При этом первые из них являются более ранними, а вторые — более поздними по отношению к меднопорфировой минерализации.

5. Наличие рудоносных вулканических структур (кальдеры проседания, эруптивные брекчии, трубки взрыва, некки), свидетельствующих о небольшой глубине формирования магматических тел и рудных месторождений.

6. Наличие четырех морфологических типов рудных тел: 1) штокверкового, 2) кварцево-жильного, 3) прожилкового, 4) вкрапленного. Сочетание первых двух типов наблюдается на промышленных месторождениях. Их размеры в плане $0,3 \times 0,8$ км для небольших месторождений и до $2 \times 3,5$ км для крупных.

7. Распространение оруденения в рудоносных интрузивных породах, древних кристаллических образованиях (гнейсы), а также среди карбонатных и вулканогенных осадков.

8. Гидротермальное изменение рудовмещающих пород, выраженное калиевым метасоматозом (грейзенизация, мусковитизация, калишпатизация, серицитизация), окварцеванием, аргиллитизацией, ангидритизацией, пропицитизацией.

Дж. Д. Ловеллом, Дж. М. Джилбертом (Lowell, Guilbert, 1970) была предложена модель типичного меднопорфирового месторождения, построенная по типам околорудно-измененных пород. Среди последних выделено четыре зоны гидротермальных метасоматитов: 1) калиевого метасоматоза (кварц, калиевый полевой шпат, биотит, серицит, ангидрит); 2) серицитизации (кварц, серицит, пирит); 3) аргиллитизации (кварц, као-

лин, монтмориллонит, серицит); 4) пропилизации (эпидот, кальцит, хлорит). Каждой из зон соответствует определенная ассоциация рудных минералов, чем обеспечивается зональность оруденения в пределах рудных полей. Такая зональность связана с эволюцией гидротермального изменения вмещающих пород от внутренних зон (первой и второй) к внешним (третьей и четвертой). Эта схема имеет поисковое значение. Она дополнена Р. Титли (Titley, 1972) характеристикой боковых пород, влияющих на характер гидротермального изменения. Он выделяет месторождения меднопорфировые, интрузивные и боковой породы, а также рудные тела в брекчиевых трубках.

Месторождения меднопорфировой формации, так же как рудоносные магматические комплексы, обычно формируются длительное время, охватывающее несколько миллионов лет. Так, в Новой Гвинее это время определяется в 5 млн. лет, на месторождении Бьютт в штате Монтана — свыше 20 млн. лет, в Каджаранском рудном поле — 20 млн. лет и т. д.

Вопросы генезиса меднопорфировых месторождений решаются с удивительным единодушием исследователями самых различных провинций. Нигде не вызывает сомнения наличие генетической связи оруденения с магматизмом, породившим формацию умеренно кислых гранитоидов и, в частности, с порфировыми ее разновидностями. Повсеместно сохраняется постоянство калиевого состава как материнских интрузивных пород, так и постмагматических гидротермальных растворов. Многочисленные изотопные анализы серы не оставляют места для полемики и в вопросе о мантийном происхождении подавляющего количества рудного вещества. Для процесса минерализации характерна многостадийность, причем часто устанавливается разрыв во времени между отложением главных масс молибденита, халькопирита, сфалерита, галенита, золота и серебра, чем и обусловлена горизонтальная зональность рудных полей. Эти вопросы в деталях хорошо разработаны В. Т. Покаловым (1972).

Приведенные признаки характеризуют меднопорфировые месторождения, развитые в вулканоплутонических поясах как вторичногеосинклинальных, так и областей тектономагматической активизации. Между тем важное научное и прикладное значение имеет установление принципиальной грани между ними. Весьма желательно в формуле, приведенной в начале работы ($a + (a' + b) + b'$), выявить критерии для отнесения конкретных месторождений к типу b либо b' , столь же отчетливые, как это нам удалось в случае « a » и « a' ».

Весьма заманчива в этом отношении на первый взгляд металлогенетическая схема медно-молибденовой, штокверковой молибденовой и молибден-вольфрамовой формаций, предложенная В. Т. Покаловым (1972), который уверенно относит месторождения первой из названных формаций к геосинклиналям, а

двух других — к областям тектоно-магматической активизации. Такая тектоническая систематика молибденовых месторождений весьма удобна для использования как при металлогеническом анализе, так и в практических целях. В. Т. Покалов для подтверждения своей схемы отнес молодые молибденовые месторождения Большого Кавказа к активизированным, что было в дальнейшем подтверждено на более обширном материале (Твалчрелидзе, Панцулая, 1973). Однако в других случаях достоверность материала, которым он пользуется, вызывает, к сожалению, сомнения.

О наличии месторождений меднопорфировой формации в активизированных областях, а штокверковых молибденовых — в геосинклинальных свидетельствуют следующие факты.

1. С неогеновой тектоно-магматической активизацией Большого Кавказа связано не только образование молибден-вольфрамовых (Тырныауз) и молибденовых (Кароби) месторождений, но и медно-молибденовых, недавно открытых в Северной Осетии.

2. Сомнительна правомочность отнесения Джунгаро-Балхашского вулcano-плутонического пояса одновременно к геосинклинальным и активизированным образованиям.

3. Имеются веские основания для отнесения Кураминской зоны к активизированным областям.

4. В. Т. Покалов при характеристике медно-молибденовых месторождений США использовал устаревшие данные об их только третичном возрасте. В действительности здесь выделяют три возрастные группы месторождений: юрско-раннемеловая, позднемеловая — эоценовая и олигоцен-неогеновая. Две последних должны быть отнесены к активизированной области Скалистых гор. Данным обстоятельством полностью снимается и противоречие в схеме В. Т. Покалова, утверждающего возможность образования медно-молибденовых месторождений как в эв-, так и в миогеосинклиналях. В действительности все они (за исключением, естественно, активизированных областей) размещаются в эвгеосинклиналях.

5. Молибденное месторождение Эндага находится в геосинклинальной области, тогда как меднопорфировые Эрдэниутин-Обо и Речк — в активизированных областях.

Все это не позволяет полностью принять за основу столь удобную для пользования схему В. Т. Покалова, хотя в первом приближении она и отвечает общим закономерностям. Имеются и другие различия между меднопорфировыми месторождениями геосинклинальных и активизированных зон. Прежде всего в геосинклинальных областях отмечается зональность рудных районов, проявленная в следующем ряду месторождений: скарново-медные и магнетитовые — меднопорфировые — медно-полиметаллические — золорудные. В активизированных областях меднопорфировые месторождения вписываются в раз-

личные зональные ряды, в которых участвуют месторождения отчасти скарновые (молибден-вольфрамовые, медные, полиметаллические), часто грейзеновые (олово-вольфрамовые) и низкотемпературные гидротермальные полиметаллические, урановые, золото-серебряные, флюоритовые, сурьмяно-ртутные.

Наличие флюоритовых месторождений во многих случаях является обязательным признаком активизированных рудоносных зон. Во-первых, меднопорфировые месторождения геосинклиналей служат центром зональности рудных районов, определяя ее специфику, тогда как в активизированных зонах они выступают в качестве не основного и не обязательного члена зонального ряда месторождений пестрого состава. Во-вторых, материнские магматические комплексы активизированных областей обладают, как правило, более кислым составом, чем геосинклинальные. Именно этим обстоятельством и обусловлено преимущественное развитие в них штокверковых молибденовых месторождений. Эти последние в геосинклиналях обычно тяготеют к срединным массивам и наиболее кислым дериватам монзонит-гранодиоритовых комплексов — адамелитам, аплитам и др. (Эндаго). В-третьих, глубина формирования меднопорфировых месторождений геосинклиналей значительно бóльшая (до 3 тыс. м), чем в активизированных зонах (500—100 м), это устанавливается относительно редкой встречаемостью в первых брекчиевых даек, вулканических структур и излившихся пород (Зангезурский рудный район) при их обилии во вторых зонах (медный пояс Аризоны). Однако вопрос этот заслуживает дальнейших более детальных исследований на отдельных месторождениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Из всего разнообразия вулканических (вулкано-плутонических) поясов Земли выделяется три наиболее контрастных типа, в пределах которых развиты месторождения колчеданной и меднопорфировой формаций: первичногеосинклинальный, вторичногеосинклинальный и вулканических поясов областей тектоно-магматической активизации. В вулканических поясах первого типа развиты только медноколчеданные месторождения, а меднопорфировые отсутствуют; во вторичногеосинклинальных вулканических поясах обнаруживаются месторождения обеих изученных формаций, тогда как в некоторых вулканических поясах областей тектоно-магматической активизации известны только меднопорфировые и штокверковые молибденовые месторождения, а колчеданные отсутствуют.

2. Первичногеосинклинальные вулканические пояса соответствуют эвгеосинклинальным зонам или внешним островным дугам; они закладываются на океанической коре и в процессе своего развития трансформируют ее в кору континентальную.

Пояса этого типа характерны для различных периодов развития земной коры, начиная от архея до альпийского тектонического цикла включительно. В архейских и нижнепротерозойских эвгеосинклиналиях в отличие от последующих слабо проявлены интрузивные производные базальтоидного магматизма. Данным обстоятельством обусловлено почти полное отсутствие в древнейших эвгеосинклиналиях скарново-магнетитовых и скарново-медных месторождений, по времени сменяющих колчеданную минерализацию во всех более молодых провинциях этого типа.

Первичногеосинклинальные пояса развиваются длительное время в течение геосинклинальных этапов сдвоенных и даже строенных тектонических циклов, в которых редуцированы орогенные этапы (Западная Америка, Урал). За длительный период собственно геосинклинального развития в пределах поясов накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, начинающиеся недифференцированной базальтовой формацией, включающие дифференцированные контрастную базальт-липаритовую и непрерывную базальт-андезит-дацит-липаритовую формации и завершающиеся недифференцированной базальт-андезит-базальтовой формацией (Д. С. Штейнберг, М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов и др.). Обычно продукты различных базальтоидных формаций локализируются в самостоятельных структурных зонах, последовательно мигрирующих на различных этапах в одном направлении.

С дифференцированными формациями геосинклинального магматизма генетически связаны медно-цинковоколчеданные месторождения. Они приурочены, как правило, к кислым дифференциатам основного вулканизма, даже в случаях, когда последние занимают в разрезах вулканогенных толщ незначительные объемы в 3—7% (архейские месторождения Канады или протерозойские Карелии). При этом наблюдается прямая зависимость между степенью дифференциации магматических формаций, составом руд колчеданных месторождений и их генетическим типом. В общем случае эта зависимость может быть выражена следующими простыми рядами.

а. Рудовмещающие породы: базальты — андезиты — дациты — липариты.

б. Рудные формации: медноколчеданная — медно-цинковоколчеданная — медно-колчеданно-полиметаллическая — колчеданно-полиметаллическая — колчеданная полиметаллически-баритовая — барит-золоторудная.

в. Генетические типы месторождений: вулканогенный гидротермально-осадочный — приповерхностный гидротермально-метасоматический — субвулканический гидротермальный.

Отмеченным рядам соответствует эволюция мощностей вулканогенных формаций и интенсивность их деформации. Чем тоньше подстилающий сиалический фундамент, тем больше мощность вулканогенных накоплений и интенсивнее их склад-

чатость. В отдельных рудных районах наблюдается наложение друг на друга различных формаций, вследствие чего возникают сложные полигенные месторождения, часто весьма продуктивные (Урал, Аппалачи).

Выделенные рудные формации соответствуют степени зрелости фундамента геосинклиналей. Так, при заложении рифтовых зон на океанической коре, когда в субмаринных условиях накапливаются недифференцированные толеит-базальтовые формации, оруденение практически не осуществляется. По мере последовательного наращивания континентальной коры и появления дифференцированных формаций вулканогенных пород образуются пластообразные гидротермально-осадочные месторождения серного колчедана, на которые накладывается гидротермальная минерализация меди и цинка. Эти месторождения по мере увеличения мощности коры сменяются собственно гидротермальными поствулканическими рудообразованиями существенно полиметаллического состава с баритом, золотом и молибденом. Последний служит, по-видимому, вестником глубинных процессов анатексиса и палингенеза в породах фундамента. Вместе с тем все аналогичные месторождения не выходят за пределы пород, принадлежащих данной дифференцированной формации, и являются более древними, чем перекрывающие толщи недифференцированной базальт-андезит-базальтовой формации.

В вертикальном разрезе эвгеосинклинальных зон колчеданные формации занимают различное стратиграфическое положение, что свидетельствует о ритмичности процесса дифференциации базальтовой магмы и рудообразования. В этом многоступенчатом процессе почти не знающая исключения приуроченность оруденения к кислым дифференциатам пока не нашла убедительного объяснения. Очевидно, необходимы дальнейшие углубленные исследования в области как дифференциации базальтовой магмы, так и мобилизации рудных элементов в процессе метаморфизма сиалических пород, слагающих фундамент.

3. Вторичногеосинклинальные вулканические пояса характерны только для фанерозоя; они объединяют рудоносные структуры, расположенные в самых различных регионах. Общие их особенности следующие: 1) заложение на континентальной коре в результате регенерации эвгеосинклинального режима; 2) расчленение на зоны погружений и поднятий, первые из которых выполнены вулканическими отложениями, а вторые служат ареной орогенного магматизма; 3) вулканы зон прогибов относятся к кислым дериватам базальтоидного магматизма существенно натриевого состава и обладают умеренными мощностями, метаморфизмом и складчатостью; 4) в прогибах развиты вулканогенные месторождения руд меди, свинца и цинка, марганца, барита и алунита типа Куроко; 5) в зонах поднятий в генетической связи с умеренно кислыми калиевыми гранитоид-

дами порфировой формации развиты штокверковые медно-молибденовые месторождения; 6) вулканогенные накопления зон прогибов сформированы в течение относительно кратковременного геосинклинального этапа одного или двух сдвоенных тектонических циклов, тогда как гранитоиды зон поднятий образованы в течение орогенного этапа; 7) медно-полиметаллические месторождения типа Куроко во времени сменяются скарново-магнетитовыми и скарново-медными, тогда как медно-молибденовые наложены на рудные скарны. Отмеченные особенности наравне с данными регионально-геофизических исследований, устанавливающими пеструю картину аномалий силы тяжести и магнитного поля, позволяют считать эти пояса аналогичными внутренним островным дугам.

Месторождения типа Куроко отличаются от колчеданных уральского типа меньшей ролью вулканогенно-осадочного рудообразования, более пестрым составом рудной массы, преимущественно субвулканическими глубинами формирования (500—1000 м), более сложной морфологией рудных тел. Они также относятся к вулканогенным месторождениям и не выходят за пределы материнских эвгеосинклинальных толщ, перекрываясь безрудными терригенно-карбонатными осадками (см. рис. 18).

4. Вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации, образовавшихся, по-видимому, в течение неогена, обладают наибольшим числом разновидностей, характеризующихся специфическими металлогеническими особенностями. На примере рассмотренных рудных провинций устанавливается следующая последовательность образования различных типов месторождений: скарново-магнетитовые и скарново-медные — меднопорфировые (молибден-медные) — штокверковые и жильные молибденит-гюбнеритовые — золото-серебро-полиметаллические — флюоритовые — сурьмяно-ртутные. В отдельных районах этот суммарный ряд дополняется другими звеньями (олово-вольфрамовым, скарново-полиметаллическим и др.).

Выделенный ряд месторождений связан с достаточно длительной эволюцией магматических очагов, охватывающей в Монголо-Охотском поясе период пермь — поздний мел, а в Паннонском массиве — поздний эоцен — плиоцен. За это время состав магматических продуктов изменяется примерно в следующей последовательности: габбро-монзонит-гранодиоритовая формация ⇒ формация кислых калиевых гранитов ⇒ вулканы наземной андезит-дацит-трахит-липаритовой формации ⇒ наземные излияния андезит-базальтовой формации. Очевидно, этот ряд формаций отвечает не дифференциации отдельных магматических очагов, а отдельным стадиям глубинных процессов переработки сиалической коры, ее базификации. В связи с этим встает вопрос о возможной роли состава фундамента рудных районов в специфике магматизма и металлогении отдельных стадий активизации.

При изучении процессов тектоно-магматической активизации серьезного внимания заслуживает, по-видимому, также вопрос влияния на их характер длительности перерыва между завершением геосинклинального развития областей и начальной стадии их активизации. Этот вопрос остается одним из кардинальных в затронутой проблеме. В рассмотренных здесь примерах Сихотэ-Алинский пояс, относящийся к активизированным структурам, наложился в позднем мелу на нижнемеловое геосинклинальное основание; аналогичное положение занимают активизированные районы Скалистых гор по отношению к зонам Невадийской складчатости Кордильер. В Монголо-Охотском поясе активизацию испытали рифейские, каледонские и герцинские структуры.

5. Меднопорфировые месторождения в общем случае характерны для вторичногеосинклинальных вулканических поясов, а штокверковые молибденовые — для вулканических поясов тектоно-магматической активизации (Покалов, 1972), хотя из этого правила имеются и исключения (Кураминская зона (?), медный пояс Аризоны (?), Британская Колумбия, Северная Монголия, Приморье). В связи с этим следует признать наличие конвергентности в месторождениях различных геологических структур земной коры. Месторождения этой рудной формации обладают большим сходством, определяемым их повсеместной приуроченностью к зонам поднятий, крупным разломам, магматическим породам определенного состава, постоянством состава, в котором медь и молибден определяют практическую ценность руд, единым набором околорудноизмененных пород, повсеместно устанавливаемым преобладанием калия над натрием и др. Систематика этих месторождений может быть осуществлена на разных основах: тектонической, морфологической, по гидротермально измененным породам, вещественному составу, типу зональности и др. Наиболее удачной явится систематика с учетом всех этих признаков.

6. Колчеданные месторождения уральского типа в генетическом отношении охватывают по крайней мере два, а то и три генетических типа: гидротермально-осадочный, гидротермально-метасоматический и собственно гидротермальный; одновременно они являются вулканогенными стратиформными месторождениями.

Колчеданные месторождения типа Куроко также являются вулканогенными, но к стратиформным они могут быть отнесены лишь в самом общем понятии этого термина, поскольку рудные тела обычно не согласны с вмещающими породами. Они охватывают также два или три генетических типа: субвулканический и приповерхностный гидротермально-метасоматический, жильный гидротермальный и отчасти гидротермально-осадочный. Эти месторождения к колчеданной формации относятся условно, поскольку они включают рудные тела самого различ-

ного состава, в том числе не сульфидные (пирофиллит, алунит, барит).

Меднопорфировые месторождения в одних случаях должны быть отнесены к плутоногенным (Зангезурский район в Армении), в других — к вулканогенным (Браден, Кананеа, Коунрад и др.). Часто в пределах одних месторождений присутствуют рудные тела разных генетических типов — скарнового и гидротермального (Речк, Венгрия; Ок-Теди, Новая Гвинея и др.).

Таким образом, использование в целях металлогенического анализа генетических классификаций рудных месторождений вызывает значительные затруднения. В связи с этим возникает необходимость дополнения таких классификаций систематикой месторождений, базирующейся на формационном принципе.

7. В основу выделения трех контрастных типов вулканических поясов положены критерии геотектонические, магматические и металлогенические. Они соответствуют типам островных дуг, выделенных Г. М. Власовым (1973). По его данным, в Тихоокеанском кольце внутренние островные дуги (или вторично-геосинклинальные пояса) развиваются на консолидированных внешних островных дугах (или первично-геосинклинальных поясах). Следовательно, Тихоокеанское кольцо развивается от материка к континенту, континентальная кора наступает на океаническую и наращивается за счет ее переработки. В этом сложном процессе, в каждом его цикле, от материка к континенту наблюдается следующая последовательность вулканических поясов разного типа: краевой пояс — внутренний пояс — внешний пояс. В следующем цикле пояса смещаются к океану на одну ступень шириной 150—200 км. Такое развитие континентальной коры и обеспечивает последовательное ее наращивание за счет коры океанической путем прохождения полициклического геосинклинального процесса, необратимо ведущего к расширению континентального блока Земли.

Обратным процессом, следующим в направлении от коры континентальной к коре океанической, служит процесс тектоно-магматической активизации. Возможно, что современными конечными производными активизации являются окраинные и внутренние моря. В таком случае краевые вулканические пояса должны быть отнесены к структурам, характеризующим ранние стадии этого процесса. Поскольку сейчас можно наблюдать древние области тектоно-магматической активизации, имеющие позднерифейский возраст (Ахаггар в Африке), многочисленные магматические и рудные проявления мезозойской активизации Центральной и Восточной Азии, а также альпийской активизации Родопско-Македонского и Паннонского срединных массивов Европы, Большого Кавказа (Твалчрелидзе, Панцулая, 1973) и других провинций, то следует думать, что этот процесс далеко не всегда завершается океанизацией. По-видимому, он

часто прекращается на различных стадиях, продукты которых и выступают в верхних структурных этажах разновозрастных и разнотипных консолидированных геологических структур.

Процесс тектонической активизации по своей сущности обратный процессу геосинклинальному, поскольку он компенсирует созидание континентальной коры ее разрушением. Если это так, то оба процесса тесно связаны между собой.

8. Металлогения трех типов вулканических поясов охарактеризована здесь весьма скупо на основании анализа месторождений лишь двух рудных формаций. Рассмотрение их в планетарном масштабе поневоле придало схематичность предпринятым исследованиям. Поэтому задачей дальнейших работ в области металлогении вулканических поясов Земли является, во-первых, распространение исследований на другие типы поясов, во-вторых, рассмотрение металлогенических особенностей месторождений других развитых в них рудных формаций, в-третьих, осуществление более детального анализа конкретных вулканических поясов и расчленение их на частные рудоносные элементы. Эти дальнейшие металлогенические работы позволят решить поставленные здесь вопросы, вследствие чего они явятся надежной основой поисков и разведок рудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958. 430 с.

Балуга О. Е. Типы меднопорфировых месторождений и их размещение в Северном Прибалхашье. — «Геология рудных месторождений», 1971, № 4, с. 95—98.

Василевский М. М. Пропилитизация и оруденение. Автореф. докт. дис., Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 3—72.

Власов Г. М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10. М., «Наука», 1973, с. 66—80.

Геологическое строение СССР. Т. 4. М., «Недра», 1968. 504 с.

Геология, геохимия и минералогия меднопорфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969. 204 с.

Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972. 240 с.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Тт. 1—6, Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966—1968.

Геология и рудные месторождения Среднего Востока. Под ред. М. В. Муратова. М., «Недра», 1973, 382 с. (НИЛЗарубежгеология. Сер. «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран». Труды. Вып. 24.) Авт.: Ю. С. Перфильев, А. В. Борцова, В. В. Веселов и др.

Геология СССР. Т. 41 (Восточный Казахстан. Полезные ископаемые). М., «Недра», 1974. 396 с.

Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. Под ред. М. А. Фаворской и И. Н. Томсона. М., «Недра», 1974. 193 с.

Дзоцендзе Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948. 407 с.

Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М., «Наука», 1975. 367 с.

Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972. 240 с.

Иванов С. Н. Некоторые вопросы базальтоидной металлогении Урала. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. М., «Наука», 1964, с. 317—329.

Иванов С. Н. Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 182—196.

Ицксон М. И. Металлогения планетарных вулканогенных поясов Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1974, с. 360—368.

Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972. 240 с.

Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа Востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., «Наука», 1970, с. 48—71.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.

Конкин В. Д., Ручкин Г. В. Геотектоническая позиция серноколчеданных месторождений Карелии. — «Сов. геология», 1974, № 12, с. 94—104.

Колчеданные месторождения Большого Кавказа. Отв. ред. В. И. Смирнов. М., «Недра», 1973. 255 с.

Котс Р. Р., Стефенс Э. К. Медное месторождение района Маунтин-Сити, округ Элко, штат Невада. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., «Мир», 1972, с. 628—646.

Краус Э. Орогены Восточной Анатолии и величина их смещения. — В кн.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965, с. 328—336.

Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. Т. 3. История формирования структуры. М., «Недра», 1971. 344 с.

Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 1. Свердловск, Уральск. фил. АН СССР, 1963. 552 с.

Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, Уральск. фил. АН СССР, 1974. 243 с.

Мейер Ч., Ши Э., Годдард Ч. Рудные месторождения района Бьютт в Монтане. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., «Мир», 1972, с. 482—529.

Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатын Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1969. 330 с.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 10, с. 3—20.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974. 471 с.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967. 301 с.

Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, М., «Наука», Сиб. отд., 1966. 156 с.

Очерк металлогении Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1971, с. 78—125. Авт.: Ю. А. Борзаковский, В. Н. Выдрин, Н. А. Маринов и др.

Павлова И. Г., Рождественский Ю. П., Якубович В. С. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. VII — медно-молибденовые месторождения. М., СЭВ, 1971. 215 с.

Панкратьев П. В., Михайлова Ю. В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1971. 185 с.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 272 с.

Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов, Владивосток, 1970, 144 с. (Дальневост. политехн. ин-т).

Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974. 355 с.

Роджерс Д. Некоторые вопросы металлогении Аппалачей. — «Геотектоника», 1968, № 3, с. 3—19.

Самонов И. З., Пожарский И. Ф. Месторождения меди. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974, с. 99—168.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969. 687 с.

Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 2, с. 3—22.

Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964. 500 с.

Тацуми Т., Секине И., Канехира К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973, с. 16—52.

Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира. (Средиземноморский пояс). М., «Недра», 1972. 344 с.

Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Сравнительная характеристика металлогении геосинклинального и постгеосинклинального развития складчатых областей (на примере Кавказа). — «Сов. геология», 1973, № 11, с. 50—79.

Уоллес С. Р. Многократная интрузия и минерализация месторождения Клаймакс в штате Колорадо. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 2. М., «Мир», 1973, с. 217—262.

Ушев А., Маринова-Чипчакова Ст., Ангелков Кр. Медетский плутон и связанное с него медно месторождение «Медет» — Панагюрско. Приноси кым Геологията на България. Т. 1. София, 1962, с. 69—147.

Фолинсби Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные или центросферные? — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 253—262.

Ханн В. Е. Тектонические типы вулканических поясов. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Т. 1. Владивосток, 1970, с. 9—20.

Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971. 548 с.

Хорев Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — «Геотектоника», 1966, № 6, с. 3—21.

Хренов П. М., Бухаров А. А., Некрасова Е. А. Особенности металлогении вулканических поясов Восточной Азии. — «Сов. геология», 1975, № 1, с. 25—40.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 239 с.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.

Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. — В кн.: Избранные труды. М., «Мир», 1964, с. 166—187.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. М., «Недра», 1966. 278 с.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968. 179 с.

Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 3, с. 40—51.

Anderson Ch. A. Massive Sulfide Deposits and Volcanism. — "Econ. Geol.", 1969, vol. 64, No. 2, pp. 129—146.

Bamford R. W. The Mount Fubian (Ok Tedi) Porphyry Copper Deposit, Territory of Papua and New Guinea. — "Econ. Geol.", 1972, vol. 67, No. 8, pp. 1019—1033.

Bryner L. Ore Deposits of the Philippines — An Introduction to Their Geology. — "Econ. Geol.", 1969, vol. 64, No. 6, pp. 644—666.

Earhart R. L. Geologic Setting of Sulfide Deposits in the Wadi Bidah District, Kingdom of Saudi Arabia. — In.: Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, 1971, pp. 310—315.

Ferenčič A. Metallogenic Provinces and Epochs in Southern Central America. — "Miner. Deposita", 1971, No. 6, pp. 77—88.

Kinkel A. R. The Ore Knob Copper Deposit North Carolina, and Other Massive Sulfide Deposits of Appalachians. In: Geol., Survey Prof. P., Washington, 1967. 52 p.

Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and Vertical Alternation — Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. — "Econ. Geol.", 1970, vol. 65, No. 4, pp. 373—408.

Po M. H., Lee V. C. Copper Deposits in Eastern Taiwan, China. IMA-IAGOD Meetings 770, Collected Abstracts, Japan, 1970, pp. 332.

Rowe R. B. Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, Pt. I—II. Canad. Mining J., 1973, No. 11, pp. 35—39, No. 12, pp. 37—41.

Strata-Bound Copper Sulfide Deposits of Chile. — In.: Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, 1971, pp. 252—260. Aut.: C. Ruiz, A. Aguilar, E. Egert e. a.

Titley S. R. Intrusion and Wall Rock, Porphyry Copper Deposits. — "Econ. Geol.", 1972, vol. 67, No. 1, pp. 122—123.

Jančkovič S. Metallogeneske epohe i rudonosna područja Jugoslavije. Beograd, "Prosveta", 1967. 206 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Характеристика главных типов вулканических поясов	5
Металлогения колчеданной и меднопорфировой формаций	20
Первичногеосинклинальные вулканические пояса	20
Пояса древних платформ	20
Уральский пояс	27
Атлантический пояс	31
Средиземноморский пояс	39
Тихоокеанский пояс	43
Вторичногеосинклинальные вулканические пояса	48
Центрально-Азиатский пояс	48
Средиземноморский пояс	63
Тихоокеанский пояс	71
Вулканические пояса областей тектоно-магматической активизации	87
Центрально-Азиатский пояс	88
Средиземноморский пояс	90
Тихоокеанский пояс	91
Заключение	99
Список литературы	106

ИБ № 763

Георгий Александрович Твалчрелидзе

**МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ГЛАВНЫХ ТИПОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ**

Редактор издательства Т. В. Калошина

Технический редактор Е. С. Сычева

Обложка художника В. И. Воробьева

Корректор Л. М. Кауфман

Сдано в набор 21/III 1977 г.

Подписно в печать 3/V 1977 г. Т-09612

Формат 60×90¹/₁₆. Печ. л. 7,0. Уч.-изд. л. 7,34.

Бумага № 2. Заказ 539/6063—4 Тираж 1850 экз.

Цена 1 р. 10 к.

Издательство «Недра»

103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 32 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, К-51, Цветной бульвар, д. 26.

Уважаемый товарищ!

**В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги**

ГОРЖЕВСКИЙ Д. И., ЧЕКВАИДЗЕ В. Б., ИСАКОВИЧ И. З.
Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. 15 л. 1 р. 64 к.

На основе количественных соотношений основных и второстепенных компонентов в рудах месторождений колчеданно-полиметаллической формации и геологического строения рудных полей выделяется пять подформаций: барит-полиметаллическая, собственно полиметаллическая, переходная к колчеданно-полиметаллической, колчеданно-полиметаллическая и медоколчеданная. Приводятся тектонические позиции каждой из выделенных подформаций и закономерности их размещения в пределах региона. Рассматриваются термодинамические и генетические факторы становления месторождений. Выявленные закономерности используются для обоснования методов поисков месторождений (преимущественно в скрытом залегании) на территории рассматриваемого региона.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

МЕДИСТЫЕ песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы. 18 л. 1 р. 94 к. Авт.: Наркелюн Л. Ф., Трубачев А. И., Безродных Ю. П., Салихов В. С.

Книга является наиболее полной сводкой по меденосности осадочных толщ. Рассматриваются месторождения меди в песчаниках и сланцах, заключающих значительную часть мировых разведанных запасов меди. Большое внимание уделено освещению закономерностей локализации медного оруденения и условиям формирования медных месторождений.

Книга предназначена для геологов широкого профиля и особенно для специалистов, занимающихся вопросами разведки и освоения медных месторождений Сибири.

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

№ 17-199178. Ленинград, В. О. Средний проспект, 61.

№ 59-127412. Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

Г р. 10 к.

2194

НЕДРА