

А. Д. ШЕГЛОВ

М

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
СРЕДИННЫХ
МАССИВОВ

553.3/4.

А. Д. ЩЕГЛОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ
СРЕДИННЫХ
МАССИВОВ

24023 5790



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1971



Металлогения срединных массивов. Щеглов А. Д. Л., «Недра». 1971. 148 стр.

В книге всесторонне рассмотрена металлогения срединных массивов — специфических тектонических элементов геосинклиналей. Приведена металлогеническая характеристика срединных массивов протерозойских и палеозойских геосинклинальных областей, а также Тихоокеанского и Средиземноморского планетарных геосинклинальных поясов.

Освещены главные закономерности размещения рудных месторождений срединных массивов в пространстве и во времени, выделены их металлогенические типы. На примере срединных массивов показаны особенности процессов отраженной и автономной тектоно-магматической активизации, их связь между собою и металлогенические отличия. Рассмотрены особенности оруденения, проявляющегося в пределах геосинклинальных рам, связь вулканических поясов со срединными массивами и другие вопросы. Даны рекомендации по направлению поисковых работ в пределах срединных массивов и оценены их перспективы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами региональной металлогении и изучением эндогенных месторождений.

Иллюстраций 12, библиография — 227 названий.

ВВЕДЕНИЕ

Срединные массивы — специфические тектонические элементы геосинклинальных областей — в настоящее время изучены крайне недостаточно. До сих пор существует много сложных и спорных вопросов, касающихся понимания особенностей развития этих структур, принципов их выделения и классификации. Срединные массивы, являясь в пределах геосинклиналей тектоническими элементами первой категории, исследованы менее детально по сравнению со структурами такого же ранга. В еще меньшей степени изучены вопросы металлогении срединных массивов, освещение которых с различной полнотой и детальностью произведено в отечественной литературе в немногочисленных работах [Захаров, 1959; Смирнов, 1962; Абдуллаев, Борисов, 1963; Твалчрелидзе, 1964 и др.]. В то же время всесторонний анализ особенностей проявления эндогенной минерализации в пределах срединных массивов позволяет в ряде случаев по-новому подойти к рассмотрению некоторых важных вопросов геологического развития и металлогении геосинклиналей и на примере срединных массивов разобрать ряд вопросов, представляющих общий интерес для познания эволюции рудных процессов в земной коре. К таким вопросам, в частности, относятся: характер и связь процессов отраженной и автономной тектономагматической активизации между собою и их металлогенические отличия; особенности проявления минерализации в пределах геосинклинальных рам; связь вулканических поясов со срединными массивами и их металлогения; роль фундамента в формировании месторождений и другие вопросы.

В настоящей книге предпринята первая попытка осветить в широком аспекте металлогению срединных массивов и показать ее общие и специфические для таких структур черты. Книга написана на основании обобщения литературного материала по геологии и рудным месторождениям срединных массивов с учетом личных наблюдений и исследований, проведенных автором в разные годы в пределах Чешского, Родопского, Бурейнского и Ханкайского срединных массивов, а также срединного массива Чагаи в Западном Пакистане. В книге содержится ряд

дискуссионных положений, что связано в первую очередь с недостаточной изученностью геологического строения срединных массивов и нерешенностью многих вопросов их тектонического развития.

Автор считает, что настоящее обобщение по металлогении срединных массивов имеет не только познавательный интерес как определенная, правда, очевидно, далеко не полная сводка по особенностям проявления оруденения в срединных структурах, но и отражает главную задачу данного исследования — показать специфические особенности проявления оруденения в срединных массивах с целью наиболее рационального использования наших знаний по этому вопросу при решении практических задач, связанных с направлением поисковых работ.

Срединные массивы Советского Союза, занимающие крупные территории, в особенности на востоке страны, еще ждут своего всестороннего изучения; автор надеется, что данное исследование сможет в какой-то степени способствовать выявлению месторождений в пределах этих структур.

Автор приносит благодарность М. И. Розинову за помощь в работе. Он также благодарит Е. Д. Карпову, Л. И. Красного, Н. П. Михайлова, М. М. Василевского, А. Г. Шендерову, Г. В. Афанасьеву и А. П. Глушкова за обсуждение ряда вопросов, связанных с разработкой освещаемой ниже проблемы. Особенно благодарен автор М. М. Василевскому и В. Т. Матвеевко, внимательно ознакомившимся с работой в рукописи и сделавшим важные замечания.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Проблема срединных массивов со всем комплексом входящих в нее геологических, тектонических, металлогенических, геоморфологических и других вопросов, как справедливо отмечают многие исследователи [Смирнов, 1962; Абдуллаев, Борисов, 1963; Яншин, 1965б; Спичарский, 1968], разработана крайне недостаточно. Существенным вкладом последних лет в решение этой проблемы является обобщающая работа А. Л. Яншина [1965б], в которой дан всесторонний анализ принципиальных вопросов геологического развития этих структур. Данная работа является наиболее содержательной из посвященных проблеме срединных массивов; в ней всесторонне рассматривается в историческом аспекте зарождение представлений о срединных массивах, их развитие в советской геологии. А. Л. Яншин аналитически разбирает вопрос соотношений срединных массивов с межгорными и глубоководными впадинами. В работе подробно излагаются точки зрения различных исследователей на тектоническую природу срединных массивов и в ряде случаев критически рассматриваются их представления. Эта важная особенность исследования А. Л. Яншина позволяет нам в настоящей работе не давать подробного обзора всех представлений о срединных массивах, а остановиться только на наиболее существенных из них, и особенно на представлениях о металлогении срединных массивов, которые в работе А. Л. Яншина не освещаются.

А. Л. Яншин [1965б, стр. 22] подчеркивает, что «представляется правильным сохранить название «срединный массив» только для слабо измененных участков той структуры, на которой развивались геосинклинальные прогибы рассматриваемой области». Он справедливо отмечает, что со срединными массивами не следует смешивать выходы древних пород в сводах геоантиклиналей и массивы ранней консолидации. А. Л. Яншин полагает, что нельзя считать погружившимися срединными массивами межгорные и глубоководные впадины внутренних морей, так как эти структуры закладываются обычно на различном по своей тектонической природе субстрате. Подчеркивая, что межгорные впадины возникают на заключительном, орогенном этапе

геосинклинального развития, А. Л. Яншин отмечает, что к срединным массивам межгорные впадины прямого отношения не имеют: «они могут накладываться на срединные массивы, могут поглощать мелкие срединные массивы вместе с другими структурными элементами, а могут возникать и без всяких срединных массивов в основании на неровной поверхности незадолго перед тем возникших и опустившихся складчатых структур» [Яншин, 1965б, стр. 31]. По мнению А. Л. Яншина, с которым следует согласиться, срединный массив — понятие не только структурное, но также историко-геологическое, а точнее — палеотектоническое.

Большое значение работы А. Л. Яншина состоит в том, что она отчетливо показала необходимость ограничения содержания термина «срединный массив», так как в настоящее время под этим термином понимают структуры земной коры, различные по своему происхождению, морфологии, истории развития, геофизической и металлогенической характеристикам. По А. Л. Яншину, срединные массивы — это устойчивые участки земной коры, которые сохранили платформенный или близкий к платформенному характер развития, когда вокруг них формировались геосинклинали; это остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области.

Такое определение понятия «срединный массив» в общих чертах отражает особенности тектонического развития этих структур и соответствует представлениям о срединных массивах, сформулированным ранее В. И. Славиним [1958а], В. Е. Хаиным и Ю. М. Шейнманном (1960) и В. Е. Хаиным [1964]. Однако и такое, казалось бы, достаточно четкое определение не исключает различного толкования природы конкретных структур. Так, например, срединные массивы Западной Европы, в том числе считающиеся классическими — Родопский, Чешский и Французский, — не относятся А. Л. Яншиным к таковым, а рассматриваются как древние ядра блоковых антиклинорий. Очевидно, предполагая такую возможность различной интерпретации, А. Л. Яншин указал, что тектонотипом срединных массивов служит плато Колорадо.

Анализируя особенности развития срединных массивов в альпийской геосинклинальной области, В. И. Славин [1958а] предложил классифицировать их в первую очередь по возрасту на каледонские, герцинские и альпийские, а затем — по характеру поведения в период последнего геосинклинального развития — на массивы с отчетливо выраженными, преобладающими в течение этого периода поднятиями (родопский тип) и на массивы, развитие которых завершилось опусканием и образованием депрессий (паннонский тип). Массивы первого типа характеризуются двухъярусным строением (фундамент и чехол);

массивы второго типа имеют три структурных яруса: фундамент, основной чехол и чехол депрессии [Славин, 1958а, стр. 240].

В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн [1960; 1964] подразделяют срединные массивы на три типа. К первому они относят обломки древних платформ; ко второму — срединные массивы, представляющие собою обломки зон консолидации, возникшие в конце цикла, предшествовавшего данному циклу; третий тип срединных массивов представляет собою зоны ранней консолидации в пределах того же геосинклинального цикла. Кроме того, В. Е. Хаин [1964] полагает, что срединные массивы можно классифицировать на субконтинентальные и субокеанические, а по характеру расположения массивов — на размещающиеся в пределах разновозрастных и разновозрастных геосинклинальных сооружений.

Т. Н. Спижарский [1968] указывает, что тектонический режим срединных массивов в значительной степени обусловлен режимом окружающих массив геосинклинально-складчатых областей. В то же время тектонические особенности развития срединных массивов сохраняют свою специфику на всех этапах развития геосинклиналией.

В. Е. Хаин [1964] и Т. Н. Спижарский [1968] подчеркивают, что в тектонической эволюции срединных массивов устанавливаются черты сходства с геосинклинальными и платформенными режимами и срединные массивы занимают промежуточное положение между платформами и геосинклиналиями.

В настоящем разделе преднамеренно не рассматриваются многочисленные работы по срединным массивам, в которых обсуждаются частные вопросы. Такой интересный и полный обзор дан, как уже отмечалось выше, в исследовании А. Л. Яшина [1965]. Для наших целей важно кратко охарактеризовать только главные представления о срединных массивах и отразить существующие немногочисленные точки зрения на возможность классификации этих структур.

Работы, рассматривающие металлогению срединных массивов, весьма немногочисленны. Среди них важное место занимает небольшой раздел, посвященный металлогении этих структур, в исследовании В. И. Смирнова [1962]. В этой работе впервые в геологической литературе в обобщенном виде дана характеристика особенностей проявления рудных месторождений в пределах срединных массивов. В. И. Смирнов, отметив, что единого и общепринятого толкования срединных массивов еще нет, отнес к последним крупные блоки древних интенсивно- или слабоскладчатых образований, заключенных среди более молодых геосинклинальных зон. По мнению этого исследователя, в пределах срединных массивов устанавливаются эндогенные месторождения трех периодов: 1) древнего, предшествующего оруденению геологического цикла, вследствие которого образовалась

складчатая область, включающая срединные массивы; 2) современного металлогенической эпохе данной складчатой области; 3) молодого, наложенного в связи с регенерацией (активизацией. — А. Ш.) срединных массивов в последующие циклы геологического развития.

В. И. Смирнов указал, что срединные массивы, играя роль геосинклинальных рам, в ряде случаев характеризуются металлогенной, свойственной бортовым частям геосинклиналей, и содержат месторождения сингенетические и синхронные оруденению, возникающему в пределах геосинклинали на разных стадиях ее превращения в складчатую область.

Значение срединных массивов как своеобразных металлогенических провинций позднее подчеркнули Х. М. Абдуллаев и О. М. Борисов [1963], указав, что срединные массивы по характеру оруденения являются промежуточными между платформами и геосинклиналями. Эти исследователи выделили три типа рудно-петрографических провинций срединных массивов. К первому, субплатформенному, типу отнесены срединные массивы с субплатформенным осадочным покровом, с незначительными проявлениями магматизма и низкотемпературной минерализацией урана, меди, золота, флюорита, свинца и цинка (Колорадский, Ирано-Афганский массивы). Второй тип представлен срединными массивами, характеризующимися субгеосинклинальными условиями развития. Ведущей минерализацией является в этом типе свинцово-цинковая, медная, железоскарновая и реже — редкометальная (Трансильванский, Южно-Гиссарский массивы). К третьему, субгеоантиклинальному, типу авторы относят массивы, характеризующиеся субконтинентальными условиями развития с проявлением гранитоидов, сопровождаемых ведущей редкометальной минерализацией (Ханкайский, Чешский, Буреинский массивы и др.).

Вслед за Е. А. Радкевич и В. И. Смирновым эти авторы обращают внимание на особую металлогеническую роль срединных массивов, характеризующихся специфическими особенностями рудных процессов. Это положение ранее было отчетливо подчеркнуто Е. Е. Захаровым [1959] на примере срединных массивов Западной Европы, для которых характерным является их поразительно сходный металлогенический облик, выраженный в широком проявлении оловянного, вольфрамового, а местами полиметаллического и уранового оруденения.

Вопросы металлогении срединных массивов в пределах отдельных секторов геосинклинальных систем рассмотрены в работах Е. А. Радкевич [1960], М. И. Ициксона и др. (1963), Г. А. Твалчрелидзе [1964], П. Лаффита [1969], В. Саттрана [Sattran, 1966], И. Йовчева [1965], Н. П. Михайлова [1968], Д. К. Димитрова [1968], Е. Д. Шлыгина [1968], А. Д. Щеглова [1968, 1969] и др. В этих работах содержится большой фактиче-

ский материал, часть которого будет изложена ниже при характеристике металлогении срединных массивов. Он свидетельствует о своеобразии условий возникновения рудных месторождений в срединных массивах, наличии многих общих особенностей в проявлении оруденения в срединных структурах и возможности общего подхода к оценке металлогенических факторов, контролирующих появление рудных концентраций в пределах срединных массивов. В связи с этим трудно согласиться с мнением А. Л. Яншина [1965б] о том, что «не существует какой-либо общей металлогенической характеристики срединных массивов», так как рудоносность этих структур зависит от условий формирования их складчатого фундамента и от металлогении той геосинклинальной области, частями которой они являются.

Краткое рассмотрение существующих главных точек зрения на природу срединных массивов и их металлогению показывает, что до настоящего времени единых и общепринятых представлений по этим вопросам все еще нет; отсутствует четкая классификация срединных массивов. Имеется различный подход к оценке этих структур и их роли в развитии отдельных геосинклиналей. Такое положение во многом связано с различным толкованием тектонической истории этих структур, а также с отсутствием фактического материала, необходимого для решения ряда принципиальных вопросов. Все это крайне затрудняет изучение металлогении срединных массивов и требует от автора настоящей работы помимо анализа закономерностей размещения рудных концентраций в пределах этих структур рассмотреть некоторые общие вопросы развития срединных массивов, дать определение главных понятий и высказать далеко не бесспорные представления об особенностях развития срединных массивов и их возможной классификации.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Для более четкого изложения материала по металлогении срединных массивов необходимо остановиться на определении понятия «срединный массив», которого придерживается автор данной работы, и охарактеризовать некоторые типичные особенности геологического развития этих структур. Анализ геологического строения срединных массивов показывает, что эти структуры наиболее контрастно выделяются в том случае, когда их фундамент или нижний структурный ярус сложены допалеозойскими метаморфическими комплексами. По существу, наличие последних в строении крупных срединных блоков, зажатых среди геосинклинальных структур, и позволяет относить их к разряду срединных массивов. Эта особенность строения срединных мас-

сивов практически характерна для всех структур такого типа. Учитывая эту чрезвычайно важную особенность, мы полагаем, что понятие «срединный массив» может быть сужено в еще большей мере, чем это предложено А. Л. Яншиным [1965б].

Нами под срединными массивами понимаются устойчивые блоки земной коры, располагающиеся в пределах геосинклинальных зон, основание которых сложено докембрийскими метаморфическими комплексами; такие структуры представляют собою, по существу, обломки древних, докембрийских (досинийских?) структур, сохраняющиеся в виде консолидированных масс на всех этапах геосинклинального развития данного участка земной коры. Такое понятие срединных массивов соответствует представлениям В. Е. Хаина [1964] о срединных массивах первого рода.

По нашему мнению, для выделения срединных массивов чрезвычайно важно наличие в их строении докембрийского основания; эта особенность является определяющей в выделении структур подобного рода. А. Л. Яншин [1965б, стр. 23] справедливо отмечал, что срединный массив — «это устойчивый участок земной коры, который сохранил платформенный или близкий платформенному характер развития, когда вокруг него формировались геосинклинали. Если этого основного положения доказать нельзя, то нельзя уверенно говорить и о срединном массиве». Относить к срединным массивам участки древних (но последокембрийских) складчатых структур, сохранившихся в пределах соответственно более молодых геосинклиналей и представляющих собою блоки субстрата, на котором развивался данный геосинклинальный прогиб, нам представляется неправильным. Это особая категория структур — блоковые антиклинории, резко отличные от типичных срединных массивов.

В развитии срединных массивов отчетливо выделяются три крупных периода. Не все срединные массивы проходят эти периоды, и не во всех из них эти периоды строго одинаковы. Наоборот, отличия в особенностях развития в каждом из периодов позволяют выделить группы срединных массивов, различающихся специфическими чертами тектонической эволюции.

Первый период в развитии срединных массивов связан с образованием кристаллического основания (фундамента) массива; по времени он обычно охватывает архей и протерозой, а в складчатых областях байкальского возраста только архей. В очень редких случаях к первому периоду развития срединных массивов следует, по-видимому, отнести формирование платформенного осадочного чехла, образующегося на кристаллическом докембрийском основании. Примером такого рода срединных массивов могут служить срединный массив плато Колорадо, представляющий собою крупный блок Северо-Американской платформы с характерным двухъярусным строением, или Тарим-

ский срединный массив в Центральной Азии, имеющий сходное строение. Этот период в истории развития срединных массивов неразрывно связан с формированием платформенных структур земной коры.

Второй период в эволюции срединных массивов обусловлен геосинклинальным развитием регионов, в пределах которых располагается тот или иной массив. Влияние геосинклинальных процессов на жесткие срединные массивы, сложенные докембрийскими образованиями, в различных геосинклиналях неодинаково, но повсеместно крайне значительно. Многие массивы испытывают такое воздействие неоднократно в результате развития разновозрастных геосинклинальных прогибов (Чешский, Буреинский, Таримский массивы). Под влиянием геосинклинальных процессов в срединных массивах возникают многочисленные разрывные нарушения, обуславливающие образование в некоторых из них локальных прогибов, синхронных геосинклинальным. Примером таких прогибов могут служить раннепалеозойский Баррандиенский прогиб Чешского срединного массива или мезозойский Тырмо-Буреинский прогиб в Буреинском массиве.

В процессе развития геосинклиналей одни срединные массивы сохраняют свою жесткость и устойчивость, испытывая неуклонную тенденцию к воздыманию (срединные массивы Западной Европы, Кочетавский, Буреинский, Ханкайский), другие под активным воздействием геосинклинального режима приобретают тенденцию к нисходящим движениям. Эти движения наиболее интенсивно проявляются в инверсионную и орогенные стадии развития геосинклиналей. В некоторых срединных массивах значительные их площади оказываются перекрытыми осадочно-вулканогенными комплексами, синхронными геосинклинальным образованиям. В это время возникают крупные краевые поднятия, как бы обрамляющие обычно с одной из сторон срединный массив (Колымский, Таримский, Паннонский массивы).

Некоторые срединные массивы, испытывающие нисходящие движения, характеризуются неравномерностью проявления последних и вследствие этого определенной асимметрией, когда одна из частей массива оказывается резко более опущенной по отношению к другой («наклоненные» срединные массивы). Примером могут служить Иранский, Колымский, Южно-Гиссарский массивы. В некоторых случаях поздние межгорные впадины, возникающие на завершающих этапах развития геосинклиналей, могут накладываться на срединные массивы, целиком перекрывая их, например Куринская впадина [Яншин, 1965б]. Как крайнее выражение этого процесса могут рассматриваться предполагаемые явления оседания гипотетических срединных массивов,

находящихся под дном современных морей (Охотский, Черноморский, Тирренский).

Влияние развивающихся геосинклиналей на заключенные среди них срединные массивы огромно; по-видимому, некоторые не крупные срединные массивы оказываются полностью переработанными геосинклинальными процессами. Особенностью срединных массивов, которые в настоящее время контрастно выделяются в геосинклинальных зонах, является долговременность их существования, практически фиксируемая во всех периодах геологического развития — от докембрия до четвертичного. Таким образом, срединные массивы представляют собою долгоживущие геологические структуры, в этом отношении сопоставимые с платформами и их щитами. Это обстоятельство придает их изучению особый интерес, так как позволяет проследить некоторые особенности эволюции тектонических и металлогенических процессов в значительном интервале времени. При рассмотрении влияния геосинклинальных процессов на срединные массивы нами не разбирались вопросы проявления магматических образований в жестких структурах массивов, так как эти вопросы ниже будут освещены особо.

Третий период в развитии срединных массивов связан с процессами автономной активизации, которые фиксируются наиболее отчетливо в пределах срединных массивов, с выведенным на поверхность докембрийским основанием. Процессы автономной активизации нами были детально охарактеризованы ранее [Щеглов, 1968]. Они связаны с особой формой развития континентальной земной коры, приводящей к формированию новых структурных элементов — областей автономной активизации, под которыми нами понимаются регионы, прошедшие в ранние периоды своей геологической истории геосинклинальную стадию развития вплоть до превращения в область заверщенной складчатости или платформу и затем после консолидации и периода тектонического покоя (время которого в различных областях различно) подвергшиеся воздействию качественно новых тектонических процессов, проявляющихся в послеплатформенный, континентальный этап земной коры и не связанных в своем развитии с формированием геосинклинальных прогибов на смежных территориях.

Эти процессы представляют собою сложный комплекс геологических явлений, приводящих к образованию новых тектонических форм. Они проявляются в возрастании роли крупных разломов и формировании наложенных локальных прогибов, выполненных обычно вулканогенными и терригенными, часто угленосными, но почти всегда континентальными образованиями. Процессы активизации во многих срединных массивах (Чешский, Буреинский, Родопский) протекают в две стадии. В первую стадию, как правило, возникают наложенные пологие про-

гибы, выполненные континентальными вулканогенно-обломочными формациями. Наложенные прогибы сложены различными по своему составу эффузивами: в одних преобладают кислые, в других — основные эффузивы, в третьих наблюдается тесная перемежаемость вулканогенных покровов разного состава с проявлением щелочных разностей пород. С образованием таких структур связано формирование трещинных, часто субвулканических интрузий различного состава. Вторая стадия активизации характеризуется возникновением наложенных терригенных впадин, выполненных грубообломочными угленосными отложениями; как правило, такие впадины обрамлены зонами долгоживущих тектонических нарушений (Полабская впадина Чешского массива; Местинская и Струминская впадины в пределах Родопского массива; Амуру-Зейская депрессия Буреинского массива).

Срединные массивы с выведенными на поверхность докембрийскими складчатыми сооружениями являются теми благоприятными структурами, в пределах которых процессы автономной активизации проявляются очень контрастно и интенсивно. Эти процессы в ряде регионов захватывают окружающие складчатые области, но в достаточной степени резко затухают в незначительном удалении от срединных структур, которые служат как бы своеобразными центрами проявления процессов активизации. Они фиксируются специфическими наложенными тектоническими формами, ареалами трещинного магматизма и эндогенного оруденения. В этом отношении очень показательны западноевропейские срединные массивы (Чешский, Центральный Французский, Армориканский, Верхне-Рейнский и др.), представляющие типичные области автономной активизации, характеризующиеся самостоятельностью развития вне связи с варисскими или альпийскими геосинклинальными прогибами. Не менее интересен и Родопский срединный массив с четко выраженной стадийностью развития процессов активизации, а также срединные массивы складчатых областей Восточной Азии, среди которых в пределах СССР хорошо изучены Буреинский и Ханкайский. Процессы активизации устанавливаются и в других срединных структурах, в частности в срединных массивах Турции, Ирана, заключенных среди складчатых сооружений восточного сектора Средиземноморского геосинклинального пояса. Проявление процессов автономной активизации в срединных массивах резко отличает эти структуры от окружающих их складчатых замыстей, поэтому ошибочно полагать, что «в период после замыкания геосинклиналей развитие срединных массивов мало чем отличается от развития окружающих складчатых систем» [Спижарский, 1968].

Принципиальная схема развития срединных массивов приведена ниже. Она в общем виде иллюстрирует эволюцию этих структур от момента их возникновения до завершения развития

геосинклиналей и превращения их в область завершенной складчатости, а также в последующие этапы развития, связанные с процессами автономной активизации вплоть до предполагаемого резкого проседания массивов, ведущего к возникновению погребенных массивов под дном внутренних морей (Охотский, Черноморский массивы). Схема не отражает одну важную особенность срединных массивов, наиболее характерную для массивов с выведенным на поверхность докембрийским кристаллическим фундаментом; некоторые из таких массивов испытывают последовательно влияние нескольких разновозрастных геосинклинальных прогибов. К таким структурам относится, например, Родопский массив, на формирование которого существенное влияние оказывают палеозойская и мезозойская геосинклинали, или Буреинский массив, располагающийся на стыке Монголо-Охотской ($Pz-Mz_1$) и Сихотэ-Алинской геосинклинальных зон (Mz_2).

Для срединных массивов характерным является специфическое строение их тектоносферы. Геофизические исследования показывают, что мощность земной коры в пределах срединных массивов значительно понижена по сравнению с окружающими их геосинклиналями. Так, В. И. Славин и Д. Яранов [1960] отмечают, что в некоторых массивах толщина земной коры не превышает 25 км, тогда как в прилегающих частях геосинклиналей она достигает 55 км [Добрев, Шукин, 1967]. В Родопском срединном массиве мощность земной коры составляет 28—32 км, в Анатолийском — 35—40 км. При этом обращает на себя внимание резко пониженная мощность гранитного слоя, которая в Родопах не превышает 18 км, а в Паннонском массиве уменьшается до 10—12 км. Интересно отметить, что Центральный Французский массив имеет, по-видимому, крайне незначительную мощность земной коры, о чем свидетельствуют последние данные по аномальному магнитному полю территории Франции, в рисунке которого срединный массив не отражается магнитными аномалиями. Эта особенность присуща только данному массиву, в то время как другие срединные массивы практически всегда четко выделяются в гравитационных и магнитных полях. Примером может служить Колымский срединный массив, который характеризуется плавными магнитными аномалиями неясно выраженного простирания, характерными для платформенных структур, тогда как для окружающих его складчатых сооружений типична сложная картина продольной и поперечной зональности магнитных аномалий [Красный, 1966].

Уменьшение гранитного слоя срединных массивов связано, очевидно, с процессами базификации и приближением мантии к земной поверхности, что, по нашему мнению, обуславливает в пределах срединных массивов проявление процессов автономной активизации [Щеглов, 1968].

Необходимо отметить, что для некоторых срединных массивов типичны положительные аномалии силы тяжести. Таким образом, срединные массивы, хотя они являются еще недостаточно изученными структурами, характеризуются специфическими особенностями геофизических полей и отличаются от окружающих их геосинклиналей присущим только им разрезом тектоносферы. Это крайне важное обстоятельство свидетельствует в пользу того, что срединные массивы являются самостоятельными структурами земной коры, сопоставимыми по этим особенностям с платформами и геосинклиналями. Последние, как правило, обтекают срединные массивы, при этом срединные массивы часто разделяют геосинклинальные пояса на ветви, а в ряде случаев располагаются между разновозрастными геосинклинальными прогибами, представляя собою устойчивые поднятия типа микроплатформ (например, Таримский массив). Такая особенность тектонического положения срединных массивов делает их чрезвычайно интересным объектом металлогенических исследований, так как на примере изучения срединных массивов возможно решение ряда принципиальных вопросов современной металлогении. К таким вопросам, в частности, относится вопрос о соотношении и формах связи рудных месторождений, возникающих при процессах отраженной (в бортах геосинклиналей) и автономной активизации. Как известно, в настоящее время нет единого мнения по поводу этих процессов [Шаталов, 1968]. Многие исследователи полагают, что практически все месторождения (кроме платформенных) возникают в земной коре только в связи с развитием геосинклинальных зон. Рассмотрение металлогении срединных массивов в сравнительном аспекте позволяет не только охарактеризовать главные особенности рудных процессов в этих структурах, но и наметить их связи с процессами, протекающими в геосинклиналях, увидеть общие и отличительные особенности этих явлений, а также дать общую характеристику типам и закономерностям проявления рудных месторождений, развитым в срединных массивах.

Вторым важным вопросом, который в значительной степени может быть дополнительно освещен на примере срединных массивов, является вопрос о времени возникновения и характере оруденения вулканических поясов. В этом отношении определенный интерес представляет анализ развития некоторых срединных массивов Средиземноморского и Тихоокеанского геосинклинальных поясов, в особенности крупного Иранского массива, в краевых частях которого на сопряжении с альпийскими геосинклиналями возникают вулканические пояса, сопровождаемые обильным эндогенным оруденением.

Срединные массивы, являясь самостоятельными крупными тектоническими структурами, в то же время неразрывно связаны с жизнью окружающих их геосинклинальных прогибов и

отражают в своем развитии все стадии эволюции геосинклиналей — от их заложения до замыкания и превращения в орогенный пояс. Каждый срединный массив имеет свои специфические черты развития, определяющие его металлогению. В то же время все они характеризуются общими чертами рудных процессов, что дополнительно указывает на принадлежность срединных массивов к самостоятельному и особым тектоническим элементам земной коры. В настоящее время не создано классификации срединных массивов, поэтому при их описании для большей четкости изложения фактического материала целесообразно проводить характеристику массивов с учетом их положения среди разновозрастных геосинклинальных поясов.

Схема развития срединных массивов

Предполагается возможность резкого проседания массивов по всему контуру структуры, ведущего к возникновению погребенных массивов, практически лишенных гранитного слоя, под дном внутренних морей

↑
Дальнейшее развитие срединных массивов в связи с процессами автономной активизации. Особенно интенсивно эти процессы проявляются в срединных массивах с выведенным на поверхность кристаллическим основанием (Центральный Французский, Чешский, Шварцвальд, Буренский, Ханкайский). Ведущая роль разрывов; образование локальных наложенных континентальных прогибов, выполненных угленосными и вулканогенными образованиями

↑
Завершение развития геосинклиналей и их превращение в консолидированные области завершённой складчатости

↑
Одни массивы испытывают постоянную тенденцию к поднятию. Увеличивается роль разрывных нарушений. Происходит образование трещинных интрузий, главным образом в зонах, смежных с геосинклиналью (Буренский, Ханкайский и другие массивы). В краевых частях некоторых массивов возникают вулканические пояса (Иранский массив)

↑
Другие массивы подвергаются воздействию нисходящих движений. Образуются срединные массивы с краевыми поднятиями (Колымский, Южно-Гиссарский массивы). На месте некоторых массивов или их крупных блоков возникают межгорные впадины (Паннонский массив)

↑
В инверсионную и орогенную стадию развития геосинклиналей для срединных массивов характерна резкая дифференциация вертикальных движений

↑
В собственно геосинклинальную стадию происходит территориальное оформление срединных массивов; отделение от платформ и их щитов крупных обломков, образующих фундамент массивов. Характерны два типа массивов: 1) с выведенным на поверхность кристаллическим докембрийским основанием (срединные массивы Родопского типа или «типа щитов»); 2) с двухъярусным строением (срединные массивы типа плато Колорадо или «типа платформ»). Для массивов типична общая тенденция к воздыманию, сменяемая нисходящими движениями, проявляющимися достаточно локально, обычно в крупных блоках, что приводит к образованию наложенных на срединные массивы прогибов, синхронных геосинклинальным

↑
Формирование кристаллического основания массивов, представляющего древние докембрийские складчатые сооружения. В некоторых случаях образование платформенного чехла

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

21023

Вопросы металлогении срединных массивов изучены крайне недостаточно; крупных обобщающих работ, посвященных этой проблеме, практически нет. Наиболее всесторонне вопросы металлогении данных структур освещены в работах В. И. Смирнова [1962], Х. М. Абдуллаева и О. М. Борисова [1963], характеристика которых была приведена выше. Частные вопросы оруденения конкретных массивов, в редких случаях — группы массивов в пределах отдельных секторов геосинклинальных поясов изложены в достаточно многочисленных публикациях, содержащих в целом большую и разностороннюю информацию. Однако эта информация, к сожалению, фрагментарна и не содержит последовательного анализа особенностей проявления оруденения в общем ходе развития срединных массивов. Это обстоятельство, естественно, серьезно влияет на правильную интерпретацию опубликованного материала и сделанные из него выводы. Тем не менее всесторонний анализ металлогении срединных массивов позволяет наметить общие черты развития рудных процессов в их пределах и показать те общие металлогенические особенности, которые присущи этим своеобразным структурам, несущим одновременно минерализацию, свойственную трем главным структурным элементам земной коры: платформам, геосинклиналям и областям автономной активизации. В этом состоит одна из характерных и специфических особенностей металлогенических процессов, протекающих в пределах срединных массивов.

Ниже приводится краткая характеристика металлогении срединных массивов. Массивы характеризуются с различной полнотой, что связано прежде всего с неодинаковой степенью их изученности и разным объемом фактического материала по сосредоточенной в их пределах минерализации. Это относится не только к срединным массивам, расположенным на территории Советского Союза, но в особенности к зарубежным, среди которых наиболее хорошо исследованы Родопский, Чешский и Центральный Французский массивы, тогда как остальные или изучены весьма слабо, или в опубликованной литературе, имев-

шейся в распоряжении автора, они охарактеризованы очень кратко. В целях удобства систематизации и изложения материала при характеристике металлогении срединных массивов, учитывая, что структурно-генетическая классификация этих структур отсутствует, а ее создание представляет собою сложную и долговременную задачу, целесообразно рассмотреть вопросы металлогении сначала для срединных массивов протерозойских и палеозойских геосинклинальных областей, а затем для срединных массивов Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов. При этом при характеристике отдельных массивов наиболее правильно рассматривать особенности проявления минерализации по важнейшим этапам развития этих структур.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Срединные массивы, расположенные в протерозойских геосинклинальных областях, немногочисленны. К ним относятся только два: Байкальский и Муйский, известные в пределах Байкальской горной страны. Оба массива представляют собою крупные блоки архейских образований, обрамленные со всех сторон складчатыми геосинклинальными комплексами протерозоя и кембрия, прорванными многочисленными и пестрыми гранитоидными интрузиями. Массивы имеют почти прямоугольную форму и располагаются в пределах эвгеосинклинальной зоны байкальской складчатой области, характеризующейся широким развитием офиолитов нижнего протерозоя, сопровождаемых хромитовой и никелевой минерализациями.

Наиболее крупный Байкальский срединный массив скрыт в своей значительной части под водами оз. Байкал; слагающие его метаморфические породы обнажаются в виде широких полос, окаймляющих озеро с трех сторон. В строении массивов принимают участие метаморфические комплексы пара- и ортопород архея, среди которых выделяются амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, мраморы и кварциты, различные плагиогнейсы и плагиоклазовые граниты, мигматиты и гнейсовидные граниты. На этих породах с отчетливым угловым несогласием залегают протерозойские породы муйской серии, что однозначно указывает на архейский возраст образований, слагающих массивы.

В пределах массивов известны достаточно многочисленные рудопоявления и реже месторождения различных полезных ископаемых. В основном они сосредоточены в южной части Байкальского массива. Здесь известны флогопитовые месторождения, которые локализируются в пределах развития слюдянской

свиты архея. Они представлены Слюдянским месторождением и другими небольшими месторождениями и рудопроявлениями. Генезис флогопитовых месторождений спорен. Одни исследователи считали их пневматолитовыми (С. С. Смирнов), другие — биметасоматическими реакционными образованиями скарнового типа (Д. С. Коржинский), третьи — пегматитовыми (А. Е. Ферсман). П. В. Калинин и Б. М. Роненсоном [1957] убедительно доказывается гидротермальный генезис флогопитовых месторождений, возникающих из водных растворов, связанных с кислыми магмами. Эти исследователи выделяют четыре генетических типа флогопитовых образований, отличающихся не только по форме выделений флогопита, но и по условиям и времени его образования.

Месторождения флогопита представлены серией крупных, секущих метаморфические породы архея кальцито-флогопитовых жил, в которых отложение флогопита и других минералов происходило из постмагматических растворов при подчиненном развитии метасоматических процессов. Кроме того, известны скопления флогопита в зонах метасоматических диопсидовых пород, которые возникают в результате движения гидротерм по ослабленным тектоническим зонам. Эти два типа месторождений представляют наибольший интерес; их локализация в пространстве обусловлена в первую очередь благоприятными геологическими факторами. В Слюдянском районе известны рудопроявления рассеянного флогопита, образованного в результате регионального метаморфизма архейских осадочных образований. В некоторых случаях флогопитовые зоны формируются на контакте пегматитов с доломитами и кварц-диопсидовыми породами.

Кроме месторождений флогопита в пределах Байкальского срединного массива известны графитовые рудопроявления, связанные с графитоносными биотитовыми гнейсами, встречающимися в верхних частях слюдянской свиты архея. В этих же древних комплексах отмечаются горизонты апатит-диопсидовых кристаллических сланцев, образовавшихся в результате регионального метаморфизма осадочных отложений, содержавших, по-видимому, фосфаты. В некоторых участках массива с горизонтами кварцитов и амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев связаны повышенные концентрации магнетита, образующего иногда небольшие мономинеральные прослои.

С протерозойскими гранитоидами так называемого туранского комплекса, располагающимися среди архейских образований Муйского и Байкальского срединных массивов, ассоциируют мусковитоносные и редкоземельные пегматиты и реже небольшие магнетитовые рудопроявления скарнового типа, возникающие на контакте пегматитовых даек с карбонатными толщами. Кроме того, в складчатом обрамлении Муйского средин-

ного массива локализуются месторождения и рудопоявления ртути, которые сосредоточены в Келянской рудной зоне, отчетливо окаймляющей архейские структуры массива с запада (рис. 1). По возрасту ртутные месторождения не древнее кембрия; не исключено, что они мезозойские, так как контролируются зонами молодых разломов.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

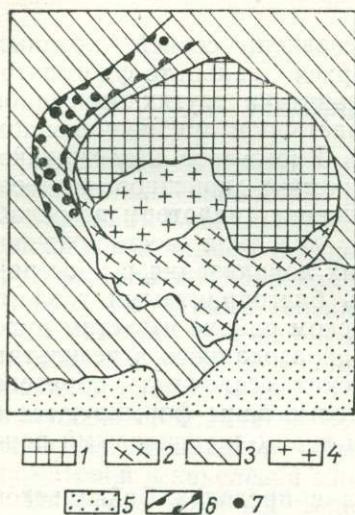


Рис. 1. Схема размещения рудопоявлений ртути в обрамлении Муйского срединного массива (по В. И. Игнатовичу и В. М. Кандеру).

1 — архейское основание срединного массива; 2 — раннепротерозойские магматические породы: гранито-гнейсы и граниты, эффузивы; 3 — нижнекембрийские и протерозойские осадочные и метаморфические комплексы складчатого обрамления массива; 4 — посткембрийские биотитовые граниты; 5 — кайнозойские терригенные отложения; 6 — Келянская ртутьносная рудная зона; 7 — рудопоявления и месторождения ртути.

поясах. Они представлены контрастно выраженными срединными структурами, окруженными со всех сторон каледонскими или варисскими складчатыми сооружениями. На территории СССР в пределах каледонских геосинклиналей нами рассматриваются Кокчетавский, Восточно-Алтайский и Сангеленский сре-

Существует мнение о том, что срединные массивы наиболее характерны для молодых, мезозойско-кайнозойских складчатых сооружений [Яншин, 1965б]. Однако анализ размещения крупных массивов в палеозойских геосинклинальных областях показывает, что такие структуры весьма типичны и для подвижных областей этого возраста. В молодых, мезозойско-кайнозойских складчатых сооружениях, для которых очень характерны отчетливые линейные формы, срединные массивы выделяются более контрастно, что связано с большим влиянием срединных массивов на конфигурацию крупных складок. Палеозойские геосинклинальные области, в отличие от мезозойско-кайнозойских, характеризуются, как правило, ясно выраженным мозаично-блоковым строением, что иногда несколько маскирует срединные массивы среди окаймляющих их складчатых сооружений.

Тем не менее срединные массивы устанавливаются во многих палеозойских геосинклинальных

динные массивы; к срединным массивам, заключенным среди варисских складчатых сооружений, относится Южно-Гиссарский. За рубежом, в Западной Европе, среди варисских структур отчетливо выделяются следующие срединные массивы: Центральный Французский, Армориканский, Испанской Мезеты, Верхне-Рейнский (Вогезы и Шварцвальд) и Чешский. Некоторые из них соприкасаются с альпийскими складчатыми сооружениями (например, Чешский массив), но органически не входят в архитектурный план Средиземноморского подвижного пояса. В Центральной Азии к срединным массивам, окруженным сложностроенными варисскими и частично позднекаледонскими складчатыми сооружениями, относится Таримский срединный массив. Перечисленные срединные структуры различны по своему геологическому строению и размерам, но несмотря на это они характеризуются рядом общих черт, свидетельствующих о едином плане развития массивов. В особенности это относится к срединным массивам Западной Европы, изученным достаточно всесторонне. Рассмотрим сначала срединные массивы в каледонских, а затем варисских геосинклинальных областях.

КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ

На севере каледонской складчатой области Казахстана отчетливо выделяется Кокчетавский срединный массив, сложенный допалеозойскими метаморфическими образованиями. От окружающих массив складчатых сооружений он отделен крупными зонами долгоживущих нарушений. С востока и запада Кокчетавский массив ограничен нижнепалеозойскими геосинклинальными прогибами, с юга — средне-верхнепалеозойской Тенизской впадиной, а на севере перекрыт мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности. Докембрийские образования кристаллического фундамента массива представлены гнейсами, мигматитами, слюдяными сланцами, кварцитами, амфиболитами и другими метаморфическими породами. Для образований раннего докембрия характерны своеобразные структуры типа пологих куполов, к ядрам которых приурочены интрузии гранитондов.

Докембрийский этап развития массива характеризуется специфическим комплексом полезных ископаемых. На севере массива известны небольшие железорудные проявления осадочно-метаморфического типа; в некоторых районах гнейсы значительно обогащены графитом. К докембрийским в пределах массива относятся некоторые золоторудные (Кууспек и др.), полиметаллические (Ефимовское) и медные рудопроявления и месторождения. Этот комплекс рудных образований, как справедливо отмечает Е. Д. Шлыгин [1968], аналогичен докембрийским месторождениям Чешского массива. Нижнепалеозойские

геосинклинальные отложения развиты в обрамляющих массив прогибах. Отложения среднего палеозоя имеют ограниченное развитие и образуют изолированные мульды и грабен-синклинали, наложенные на докембрийский фундамент.

Характерной особенностью Кокчетавского срединного массива является широкое проявление в его пределах многочисленных магматических образований крайне пестрого состава, возникающих в жестких структурах массива под влиянием развивающихся на смежных территориях каледонских геосинклинальных прогибов в результате так называемых процессов отраженной тектоно-магматической активизации. С каждым из комплексов связана особая, характерная только для него одна минерализация. Наиболее ранним является крайне своеобразный для таких срединных структур комплекс первично расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий, контролируемых крупным региональным разломом, секущим в северо-восточном направлении структуры массива (рис. 2).

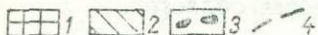
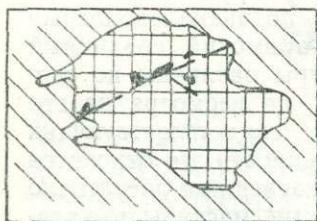


Рис. 2. Схема размещения расслоенных никеленосных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий в Кокчетавском срединном массиве.

1 — срединный массив; 2 — каледонские складчатые сооружения; 3 — расслоенные интрузии; 4 — разломы.

слоенных плутонов [Михайлов, 1968]. Такие массивы представлены лополитообразными или воронкообразными телами с характерной псевдостратификацией пород. Образование таких интрузий связывается Н. П. Михайловым [1968] с проявлением одной из ранних фаз каледонской складчатости. С перидотит-пироксенит-норитовыми массивами ассоциирует характерная для них сульфидная медно-никелевая минерализация (халькопирит, пирротин, пентландит, пирит).

По-видимому, близко одновременным к охарактеризованному выше комплексу является комплекс щелочно-ультраосновных пород, приуроченных к разломам северного обрамления Кокчетавского массива. В этот комплекс входят пироксениты, сиениты, шонкиниты и мелинциты, крайне разнообразные по составу и строению, сильно измененные наложенными метасоматическими процессами. С этими интрузиями связаны карбонатиты, а также небольшие месторождения флогопита и вермикулита.

В позднекаледонское время в пределах массива происходит формирование сложных по составу и крупных по размерам плутонов гранитоидных пород, среди которых выделяются три разновозрастных комплекса [Михайлов, 1968]. Все гранитные мас-

сивы в своем размещении строго контролируются крупными тектоническими нарушениями. С более ранними массивами диоритов, гранодиоритов и умереннокислых пород, относящихся к зерендинскому комплексу, ассоциируют небольшие месторождения и рудопроявления железа, свинца и цинка; в последнее время в связи с этими интрузиями выявлены протяженные зоны окварцованных пород с золотом. Для несколько более поздних биотитовых и лейкократовых гранитов боровского комплекса характерна повышенная концентрация олова [Серых, 1966]. С гранитоидами повышенной щелочности, формирующимися в девоне на последних этапах развития каледонской геосинклинальной области, связана тантало-ниобиевая минерализация.

В южном обрамлении массива, по-видимому, в позднем девоне в зонах разломов, окружающих массив, происходит становление сложных интрузивно-вулканогенных образований, несущих молибденовую минерализацию. Это оруденение связано с завершающими, послеорогенными стадиями развития каледонских сооружений.

Особенностью развития Кокчетавского срединного массива является возникновение в его пределах многочисленных магматических образований и сопровождающего их оруденения на всех стадиях развития смежной с массивом каледонской геосинклинали. При этом в пределах массива формируются интрузии и оруденение, не свойственные геосинклиналям. К таким проявлениям относятся прежде всего перидотит-пироксенит-норитовые интрузии с медно-никелевым оруденением и щелочно-ультраосновные плутоны с карбонатитами и флогопитовыми месторождениями, являющиеся типичными представителями платформенных образований и возникающие в массиве в процессе его тектоно-магматической активизации на ранних стадиях развития каледонских геосинклинальных прогибов.

ВОСТОЧНО-АЛТАЙСКИЙ МАССИВ

Восточно-Алтайский срединный массив расположен в юго-западной части Алтае-Саянской складчатой области. Со всех сторон он окружен складчатыми сооружениями каледонского возраста, с которыми повсеместно имеет тектонические контакты по зонам крупных долгоживущих разломов.

По последним данным в строении массива отчетливо выделяется древнее докембрийское основание, сложенное главным образом метаморфическими породами протерозоя, представленными орто- и парасланцами и гнейсами; с ними связаны повышенные концентрации силлиманита и слюдоносные пегматиты. В связи с развитием каледонских геосинклиналей, окружающих массив, последний подвергается интенсивному воздействию разрывных тектонических движений; отдельные блоки его опуска-

ются, и в них образуются относительно узкие геосинклинального типа прогибы, выполненные морскими терригенными и морскими терригенно-диабазовыми формациями. По данным В. А. Трофимова (1969), прогибы в пределах массива, по сравнению с соседними геосинклиналями, отличаются небольшими размерами, малой мощностью осадков и сравнительно небольшой долей вулканических образований. Во время развития таких «вложенных» блоковых геосинклинального типа прогибов на большей площади массива господствовал геоантиклинальный режим. В связи с такими прогибами в зонах глубинных разломов происходит становление небольших интрузий гипербазитов и габбро, с которыми ассоциируют незначительные рудопоявления магнетита, хромита и асбеста.

В позднем кембрии на юге массива на докембрийском фундаменте происходит заложение крупного прогиба геосинклинального типа, в котором формировались толщи флишеидного характера. Этот прогиб закончил свое развитие в раннем ордовике, после чего на территории массива осадконакопление происходило в очень локальных прогибах и практически прекратилось в конце силура, когда мощные складчатые тектонические движения завершили развитие Алтае-Саянской области как геосинклинальной структуры. На эти движения жесткий Восточно-Алтайский массив реагировал образованием крупных расколов, подновлением и образованием новых зон сложнопостроенных, ветвящихся глубинных разломов. По этим разломам, в связи с развитием смежных с массивом геосинклинальных прогибов, в силуре происходило внедрение трещинных массивов гранит-гранодиоритовой формации. Массивы имеют достаточно сложное строение и пестрый состав: в первую фазу внедрились кварцевые диориты, диориты и в небольшом количестве габбро; во вторую — биотитовые плагиограниты, гранодиориты и граниты. Эти интрузии сопровождаются интенсивно проявленными процессами калиевого метасоматоза; с ними связаны небольшие рудопоявления молибдена и вольфрама. С девона в пределах массива повсеместно устанавливается континентальный режим; во внутренних впадинах формируются мощные эффузивно-осадочные комплексы, смятые в пологие брахискладки. С этим периодом развития массива связано становление трещинных интрузий сложного состава — от габбро до гранитов; с первыми ассоциируют небольшие проявления титаномагнетита и никеля. С поздними гранитами (Аттурхольский массив) намечается пространственная связь рудопоявлений кобальта.

В позднем палеозое и юре Восточно-Алтайский массив представлял собою высокоподнятую горную область, в пределах которой в узких приразломных впадинах шло формирование континентальных угленосных толщ. Начиная с девона в развитии массива особую роль играют разрывные нарушения, четко офор-

мляющие блоковый характер этой структуры, наблюдаемый в настоящее время; типично многократное подновление разрывных нарушений и особенно — развитие региональных зон разломов, обрамляющих со всех сторон срединный массив. К разломам, ограничивающим массив с юга и запада, — Курайской и Телецкой зонам разрывных нарушений — приурочены многочисленные ртутные месторождения, в том числе известное Акташское месторождение киновари и самородной ртути. По последним данным, это оруденение имеет мезозойский возраст и его проявление связано с процессами тектонической активизации консолидированных каледонских структур Алтае-Саянской области [Кузнецов, 1968]. Предполагается, что ртутные месторождения парагенетически ассоциируют с дайками щелочных базальтоидов, для которых допускается происхождение из подкоровых очагов основных базальтоидных магм [Кузнецов, 1968; Оболенский, Оболенская, 1968].

Наиболее детально изученное из известных в Курайской зоне разломов Акташское месторождение относится к карбонат-киноварному типу. Оно приурочено к зоне разломов в карбонатных породах, причем рудные тела характеризуются пластообразными и гнездовыми формами; среди нерудных минералов преобладают кальцит, доломит, кварц, а рудные представлены киноварью, метациннабаритом, незначительными количествами блеклых руд, антимонита и пирита. Восточно-Алтайский срединный массив как самостоятельная жесткая структура срединного типа, зажатая среди складчатых сооружений каледонского возраста, выделена сравнительно недавно и изучена еще недостаточно; в особенности нуждаются в дополнительных исследованиях вопросы металлогении этой структуры, познанные в настоящее время далеко неполно. Однако и на настоящей степени изученности в металлогенической истории Восточно-Алтайского массива отчетливо выделяется несколько этапов. Первый из них относится к формированию докембрийского основания массива, с которым связано образование силлиманитовых сланцев и слюдоносных пегматитов; второй этап выделяется в связи с развитием смежных с массивом каледонских геосинклинальных прогибов и становлением в пределах массива трещинных, приразломных интрузий, сопровождаемых разнообразной минерализацией: от рудопроявлений хромитов и магнетита в связи с ультраосновными и основными интрузиями до рудопроявлений молибдена и вольфрама, ассоциирующихся с гранитами.

В особую стадию развития массива происходит возникновение ртутного оруденения в связи с мезозойскими тектоническими движениями, которые рассматриваются нами как проявление процессов автономной тектоно-магматической активизации. Наименее ясен в настоящее время девонский период развития массива, когда формируются вулканогенно-осадочные континенталь-

ные образования внутренних впадин, отнесение которых к этапу автономной активизации еще недостаточно обоснованно; в то же время, по-видимому, нет четких оснований и для связи этих тектонических форм с развитием обрамляющих массив складчатых сооружений каледонид. Металлогения этого этапа эволюции массива познана недостаточно и нуждается в особом, всестороннем анализе.

САНГЕЛЕНСКИЙ МАССИВ

Сангеленский срединный массив расположен в Восточной Туве на границе с Монгольской Народной Республикой. Эта крупная срединная структура занимает значительную площадь как на территории Советского Союза, так и в МНР. Она сложена в основном докембрийскими метаморфическими комплексами, среди которых известны ультраосновные и кислые интрузии протерозойского возраста. Массив окаймлен крупными зонами разломов, которые отделяют его от каледонских сооружений.

В пределах массива известны осадочно-метаморфические месторождения железа, приуроченные к образованиям нижнего и среднего протерозоя и представленные пластообразными телами магнетит-гематитовых руд в терригенных отложениях мугурской свиты. По-видимому, с протерозойскими ультраосновными интрузиями связаны небольшие месторождения асбеста, а с гранитами — проявление слюдоносных пегматитов.

В краевых частях массива в связи с развитием смежных с ним геосинклиналей формируются позднекембрийские интрузии габбро-плагиогранитной формации, строго контролируемые зонами разломов. С ними ассоциируют высокотемпературные гидротермальные рудопроявления золота.

Особенностью развития массива является проявление в его пределах в позднем палеозое — раннем мезозое процессов тектоно-магматической активизации, выразившихся в образовании многочисленных сложных зон разрывных нарушений, к которым приурочены щелочные интрузии пестрого состава. Среди последних выделяются нефелиновые сиениты, ассоциирующие с ийолитами, уртитам и мельтейгитами, щелочные и субщелочные сиениты, граносиениты и граниты. Обычно это сложнопостроенные массивы, которые приурочены к пересечению разломов и часто представлены трубообразными и воронкообразными интрузиями центрального типа. С такими массивами связаны редкоземельные элементы, проявляющиеся в щелочных пегматитах и альбититах. Необходимо указать, что для щелочных интрузий Сангелена характерны резкое обогащение натрием и постоянная примесь бария.

Сангеленский массив исследован еще недостаточно, особенности его металлогении могут быть освещены только в самых

общих чертах, но и на данной стадии его изучения уже можно говорить о том, что в развитии массива отчетливо выделяются три отмеченных выше периода, с каждым из которых связан свой, особый комплекс полезных ископаемых: к месторождениям, связанным с формированием основания массива, относятся осадочно-метаморфические месторождения железа, рудопоявления хромитов и слюды (Pt); с развитием смежных геосинклинальных прогибов обусловлено проявление в пределах массива рудопоявлений золота ($Сm_3$); с периодом тектонической активизации массива связано проявление редкоземельных элементов ассоциирующихся со щелочными интрузиями (P—T₁).

ЮЖНО-ГИССАРСКИЙ МАССИВ

Южно-Гиссарский срединный массив расположен на юге складчатых сооружений Средней Азии. Он заключен между палеозойскими геосинклинальными прогибами Алай-Кокшаальской и Северо-Памирской структурно-формационных зон [Карпова, 1968] и обнажается на поверхности на сравнительно небольшой площади; его большая часть скрыта под мощными отложениями мезо-кайнозоя, выполняющими наложенные внутренние впадины платформенного типа. Жесткая масса фундамента массива отчетливо фиксируется под молодыми толщами по геофизическим данным и выделяется в виде крупного блока, окаймленного крупными зонами тектонических нарушений. С севера массив ограничен крупным Гиссарским гранитным батолитом — типичной шовной интрузией, приуроченной к крупному тектоническому нарушению.

Южно-Гиссарский срединный массив представляет собою крупную срединную структуру, зажатую между складчатыми структурами позднего палеозоя, которая в мезозое и кайнозое испытывала резкие опускания отдельных блоков, приведшие к возникновению межгорных впадин. В строении массива, которое расширяется с трудом, так как слагающие его образования выходят в виде отдельных блоков главным образом на северо-востоке массива, отчетливо выделяются несколько разновозрастных комплексов.

Наиболее древними породами, образующими фундамент массива, являются кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы, условно относимые к докембрию. Эти породы слагают значительную часть краевого поднятия, и только в его пределах они обнажаются на поверхности. В образованиях докембрия локализуются небольшие полиметаллические рудопоявления, которые, по-видимому, имеют более молодой возраст.

Среди палеозойских комплексов в пределах массива и его непосредственном обрамлении наиболее широко развиты среднепалеозойские осадочно-вулканогенные толщи. И. Е. Гамалеев

(устное сообщение) среди вулканических образований выделяет две принципиально различные формации. Со среднепалеозойской спилит-кератофировой формацией, приуроченной к геосинклинальным прогибам, обрамляющим массив, связаны месторождения колчеданного типа. С осадочно-вулканогенными комплексами, в которых преобладают кислые эффузивы, формирующиеся в континентальных условиях в пределах самого массива, ассоциируют полиметаллические гидротермальные месторождения (Хандиза). Эти образования слагают в пределах массива ряд небольших, вытянутых в широтном направлении мульд. На месторождении Хандиза мощность осадочно-вулканогенных пород не превышает 500 м; среди них выделяются горизонты туфов кварцевых порфиров и дацитовых порфиритов, песчаников и известняков, нормальные контакты между которыми повсеместно усложнены зонами дробления и тектонических нарушений.

К таким нарушениям и приурочены согласные рудные тела, имеющие форму межпластовых и седловидных залежей. Секущие жилообразные рудные тела практического интереса не представляют. Наибольшее число седловидных рудных тел сосредоточено в полостях отслоения в антиклинальных складках, развитых в доломито-кремнистых породах. Рудные тела образуют многоярусные залежи сложного строения. Месторождение сформировалось в три стадии минерализации, разделенные тектоническими подвижками: в первую стадию отложились кварц-пирит-марказитовые руды; во вторую — основная масса рудных минералов: сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, сопровождаемые халцедоновидным кварцем и карбонатами; в третью стадию минерализации проявились барит-карбонатные прожилки с кварцем. Месторождение Хандиза является средне- и низкотемпературным, образовавшимся на незначительных глубинах. В настоящее время считается, что месторождение имеет позднегерцинский возраст, хотя не исключено, что оно принадлежит к более молодым образованиям. Необходимо отметить, что полиметаллическое оруденение в пространстве тесно ассоциирует с дайками порфиритов, альбитофиров и кварцевых порфиров.

В мезозое массив испытывает резкое погружение и перекрывается мощными толщами континентальных осадочных мезозойских, а затем кайнозойских образований, слагающих поздние наложенные межгорные впадины и прогибы.

В альпийское время в пределах массива и окружающих его с севера консолидированных складчатых герцинских сооружениях проявились вне отчетливой связи с магматическими образованиями полиметаллические и флюоритовые месторождения, для которых доказывается послемеловой возраст. В пределах срединного массива в горах Кугитанг известны небольшие нео-

геновые полиметаллические месторождения, в которых рудные минералы сопровождаются баритом и карбонатами. В некоторых месторождениях устанавливается киноварь, образующая, кроме того, и самостоятельные рудопроявления. В тех же районах известны и небольшие месторождения барита с сульфидами. Эти месторождения приурочены обычно к крупным зонам разломов и оперяющим их трещинам.

Металлогения массива изучена крайне недостаточно в силу того, что структуры фундамента массива обнажаются в его северо-восточном поднятии на незначительных площадях. Для массива характерны следующие металлогенические особенности: 1) стерильность докембрийских образований фундамента массива в отношении оруденения (что может быть объяснено их недостаточной изученностью и небольшой площадью пород, обнажающихся на поверхности); 2) приуроченность к краевому разлому, отделяющему массив от палеозойских складчатых структур крупного, многофазного Гиссарского батолита, с которым ассоциирует оловянная и вольфрамовая минерализация пегматитового, скарнового и гидротермального типов; 3) проявления в пределах массива полиметаллических среднетемпературных месторождений, связанных с дайковыми комплексами и приуроченных к континентальным осадочно-вулканогенным образованиям; допускается, что такие месторождения могут иметь послепалеозойский возраст; 4) проявление в осадочном чехле массива неогеновых свинцово-цинковых, ртутных и баритовых рудопроявлений.

ТАРИМСКИЙ МАССИВ

Таримский массив представляет собою крупную срединную структуру, которая в общем тектоническом рисунке Центральной Азии контрастно выступает в виде значительного по размерам малоподвижного блока, окаймленного сложными складчатыми сооружениями Тянь-Шаня и Куэнь-Луня. История развития Таримского массива наиболее полно освещена в работах В. М. Сеницына [1948, 1957], показавшего, что Таримский массив начиная с альгонка вошел в стадию платформенного развития и в течение последующих периодов испытывал многократные плавные погружения, периодически покрываясь мелководным морем. Если в окружающих массив складчатых сооружениях Тянь-Шаня и Куэнь-Луня палеозойские толщи характеризуются мощными геосинклинальными комплексами, то синхронные им образования в пределах Таримского массива представлены континентальными осадками мигрирующих эпиконтинентальных прогибов. Значительная часть массива перекрыта лёсами и песками пустыни Такла-Макан, что крайне затрудняет изучение этой своеобразной структуры. На северо-западе мас-

сива в его краевых поднятиях обнажаются метаморфические толщи докембрия, которые представлены кварцитами и микрослюдистыми сланцами, а также крупными полями ортогнейсов и мигматитов.

В отличие от складчатого обрамления в пределах самого массива тектонические движения были слабыми, вследствие чего осадочные породы сохраняют ненарушенное залегание. В краевых частях массива широко развиты крупные зоны разломов различных направлений, придающих этим участкам массива блоковое строение. В этих зонах проявляются трещинные интрузии, связанные с развитием смежных геосинклиналей, тогда как в самом массиве интрузивные проявления представлены согласными залежами и дайками порфиритов.

Особенности размещения рудных месторождений в пределах Таримского массива изучены крайне недостаточно. Все они сосредоточены в краевой зоне массива на сочленении с палеозойской складчатой областью Южного Тянь-Шаня. Здесь известны небольшие рудопроявления молибдена с халькопиритом, ассоциирующиеся с интрузиями гранита, а также скарновые рудопроявления, представленные магнетитовыми и пирротиновыми залежами с халькопиритом.

В. М. Силицын [1957] на северо-западе массива выделяет крупную полиметаллическую зону, в пределах которой месторождения приурочены к региональным разломам, проходящим по границе Таримского массива с палеозойской геосинклинальной областью Южного Тянь-Шаня. Месторождения обычно локализуются в карбонатных породах палеозоя и сосредоточиваются главным образом в девонских отложениях, где рудные тела часто представлены согласными, стратиформного типа залежами, приуроченными к раздробленным контактам слоев различной компетентности. Помимо месторождений, залегающих в палеозойских породах, известны месторождения, локализующиеся в отложениях мела и олигоцена. К ним относится месторождение Ура-Кен, приуроченное к гравелитам и известнякам палеогена и представленное пластообразной залежью барит-галенитовых руд.

В пределах самого Таримского массива выделяется рудная зона со свинцово-медно-сурьмяной минерализацией, приуроченная к Кельпинской и Маралбашийской тектоническим зонам. В пределах зоны значительная часть месторождений локализуется в известняках кембро-силура, выступающих в ядрах асимметричных антиклиналей, усложненных разломами. Оруденение представлено мелкими гнездами и зонами вкрапленных руд, для которых характерна тесная ассоциация галенита с халькопиритом и реже — тетраэдритом.

На месторождении Кожужун-Таг установлено, что руды были сформированы в две стадии минерализации: сначала образо-

вались галенит-халькопиритовые руды, а затем антимонитовые с кальцитом, отчетливо секущие первые.

Кроме указанных месторождений в пределах массива известны своеобразные месторождения самородной серы жильного типа. К ним относятся месторождения района Коне-Кан, приуроченные к отложениям ордовика. Самородная сера тесно ассоциирует с гипсом и арагонитом, образуя жилы зонального строения, в которых полосы гипса с серой сменяются зонами арагонита и вновь зонками чистой серы. Мощность таких рудных тел достигает 70 см при длине 300—400 м. Серные жилы встречаются совместно с сидеритовыми и сидерит-кальцитовыми жилами, имеющими с первыми одинаковые элементы залегания. В. М. Синицын [1957] полагает, что такие месторождения объяснены своим происхождением холодным сероводородным источникам, воды которых поднимались к поверхности по трещинам; сера выпадала при окислении сероводородных струй в зонах, доступных для воздуха; накоплению серы предшествовало и отчасти сопутствовало отложение гипса. Последним отлагался арагонит. В некоторых случаях сера совместно с гипсом выполняет причудливые по форме карстовые воронки (месторождение Янги-Кан). Необходимо отметить, что к нарушениям, согласным с сероносными жилами, приурочены дайки порфиритов, локализующиеся в северо-западных разломах Маралбашийской тектонической зоны. Возраст серного оруденения предположительно альпийский.

Сведения по металлогении Таримского массива достаточно ограничены; они не позволяют сделать широких выводов об особенностях проявления оруденения в пределах данной структуры. Тем не менее имеющийся даже весьма скудный фактический материал позволяет отметить следующие характерные черты: в краевой зоне массива на сочленении с палеозойскими складчатыми сооружениями Тянь-Шаня и Куэнь-Луня проявляются трещинные интрузии гранитоидов, сопровождаемые медно-молибденовой минерализацией. Образование этих интрузий связывается с развитием смежных геосинклинальных зон; вдоль северо-западного обрамления Таримского массива устанавливается протяженный Кашгарский пояс полиметаллических месторождений, приуроченных к региональным зонам разрывных нарушений, отделяющих структуры срединного массива от геосинклинальных комплексов. Возраст оруденения для некоторых месторождений датируется палеогеном, хотя большинство свинцово-цинковых руд приурочено к известнякам девона. Непосредственно в пределах самого массива известны свинцово-медно-сурьмяные месторождения, контролируемые поперечными нарушениями. Для руд месторождений типично повышенное содержание меди. Наконец, для минерализации массива весьма

характерны своеобразные серные месторождения жильного типа, ассоциирующиеся в пространстве с жилами сидерита и дайками порфиритов.

ИСПАНСКАЯ МЕЗЕТА

Срединный массив Испанской Мезеты охватывает почти всю Португалию, северо-западные и центральные районы Испании. Недавно Л. Соле [Sole, 1966] показал, что в географическое понятие «Испанская Мезета» следует вкладывать и геологический смысл, понимая под ним территории, имеющие отчетливо выраженный докембрийский цоколь. Последний представлен в Испанской Мезете, по-видимому, архейскими, возможно, протерозойскими кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями мраморов, кварцитов и амфиболитов. С карбонатными породами докембрия ассоциируют пластовые месторождения железа, которые известны, например, в кристаллическом массиве Евора на юге Португалии. С юга и востока массив обрамляется палеозойскими складчатыми сооружениями, среди которых выделяются отложения от кембрия до карбона, которые с несогласием залегают на метаморфических породах. В процессе развития окружающих массив геосинклиналей отдельные его части, очевидно, в виде крупных блоков испытывали опускание с образованием на их месте небольших прогибов геосинклинального типа. На юго-западе массива в ордовике в таком наложенном прогибе образуются небольшие, по-видимому, осадочно-вулканогенные месторождения железных руд. В тех же отложениях известны рудопроявления марганца. Севернее прогиба в пределах кристаллического основания в то же время происходит формирование тоналитовых интрузий, сопровождающихся образованием железозносных скарнов.

Наиболее интенсивно оруденение в пределах массива проявилось в постстепанское время, когда окружающие массив геосинклинали закончили свое развитие и превратились в консолидированные области завершённой складчатости; возникновение месторождений в этот период мы связываем с процессами автономной активизации [Щеглов, 1968]. В этот период развития массива на западе Испанской Мезеты в Португалии и Испании широко проявляются интрузии гранитов, которые, по последним данным Д. Тадеу [Thadeu, 1965a], сформировались в послепермское время. Эти интрузии сложены в основном крупнозернистыми порфировидными гранитами, среди которых выделяются небольшие массивы двуслюдяных гранитов и гранит-порфиоров, с ними связана широко проявившаяся в пределах массива оловянно-вольфрамовая минерализация. Именно такие интрузии, по Д. Тадеу, прорывают отложения степанского яруса (С—Р).

Наиболее крупные месторождения вольфрама и олова сосредоточены на западе массива в Португалии. К ним относятся месторождения Панаскейра, Баралья и др., детально охарактеризованные в работах Д. Тадеу [Thadeu, 1951a, 1965a, б], Ц. Блута и Л. Вольфа [Bloot, Wolf, 1953]. Месторождения представлены сериями крупных кварцевых жил, сопровождаемых грейзеновыми оторочками. Некоторые жилы прослеживаются в длину до километра, имея при этом значительную мощность (до 1 м). Кроме вольфрамита и касситерита в рудах некоторых месторождений в значительных количествах присутствуют халькопирит, сфалерит и галенит (Баралья, Сидейра).

Для некоторых вольфрамовых месторождений Испанской Мезеты (Панаскейра) характерно присутствие золота. Иногда оно образует самостоятельные концентрации в пространственной ассоциации с оловянными и вольфрамовыми месторождениями в виде золото-кварцевых месторождений с арсенипиритом. К районам развития месторождений олова и вольфрама тяготеют месторождения урана: они, по-видимому, в Испанской Мезете представлены двумя типами. В месторождениях Испании урановая минерализация тесно ассоциирует с медной, кобальтовой и никелевой (месторождения Альбукерк, Ла-Вирхен). В Португалии урановая минерализация часто связана с жилами халцедоновидного кварца. Эти месторождения относятся к типичным эпитермальным и для них доказывается альпийский возраст; по последним данным их абсолютный возраст определяется в 100 млн. лет (Junta de Energia Nuclear, 1968). Урановые месторождения этого типа ассоциируют с дайками основных пород, их рудные тела обычно имеют брекчиевое или полосчатое строение и приурочены к протяженным зонам дробления. Дайки отчетливо контролируют размещение рудных тел и служат одним из важных поисковых признаков на месторождении урана.

К альпийским по возрасту на территории Португалии Д. Тадеу [Thadeu, 1951b, 1965b] относит полиметаллические месторождения и некоторые рудопроявления сурьмы и барита. В монографии, посвященной свинцово-цинковым месторождениям провинции Бейера Байша, Д. Тадеу [Thadeu, 1951b] отмечает, что эти месторождения располагаются в одном районе с вольфрамовыми, однако если последние связаны с гранитами, то полиметаллические приурочены к зонам молодых разломов в гранитах и докембрийских гнейсах и имеют альпийский возраст. Отдельные рудные тела прослеживаются по простиранию на 2—3 км при мощности от 1 до 4 м (месторождения Сегуро и района Кастело Бранко). Руды состоят из галенита, сфалерита и барита, сопровождаемых кварцем и карбонатами. Для жил характерны брекчиевые текстуры; в них часто встречаются друзы минералов. Сульфидные руды несут отчетливые следы

колломорфного строения. Д. Тадеу считает эти месторождения типично эпипермальными, образовавшимися при низких температурах и в приповерхностных условиях. Часть рудных жил залегает в палеозойских комплексах, но некоторые из них пересекают меловые и третичные отложения.

На севере Испанской Мезеты, в Астурии, известны месторождения флюорита, которые локализируются среди известняков лейаса. Тектоническое положение полиметаллических месторождений, развитых на юге Испанской Мезеты, недостаточно ясно. Г. А. Гвалчрелидзе [1964] считает, что свинцово-цинковые месторождения Сьерры-Морены непосредственно связаны с развитием герцинской складчатой области. В то же время некоторые особенности этих месторождений (присутствие в рудах минералов никеля, кобальта, урана, висмута), а также размещение в краевой части срединного массива позволяют предполагать их связь с комплексом месторождений (урановых и полиметаллических), возникающих в условиях активизации консолидированных структур Испанской Мезеты.

Таким образом, в пределах срединного массива Испанской Мезеты происходит формирование различных по возрасту месторождений: от докембрийских до альпийских, но только в послепермское время возникают наиболее крупные эндогенные месторождения. Они представлены несколькими типами рудных образований, среди которых отчетливо выделяются оловянно-вольфрамовые, месторождения «пятиэлементной» формации и золоторудные месторождения, тесно ассоциирующиеся с редкометальными. Другая крупная группа месторождений представлена образованиями эпипермального типа; среди них устанавливаются полиметаллические, флюоритовые, сурьмяные, баритовые и урановые. Их возраст не древнее мезозоя; некоторые исследователи уверенно относят их к альпийским [Tadeu, 1951б, 1965а; Junta de Energia Nuclear, 1968]. На юге, в краевой части жестких структур срединного массива Испанской Мезеты, среди пород раннего палеозоя размещаются известное ртутное месторождение Альмаден и сурьмяные месторождения округа Сьюдад-Реаль. Эти месторождения приурочены к крупным тектоническим зонам и обнаруживают постепенные переходы в минеральном составе к свинцово-цинковым месторождениям Сьерры-Морены [Гвалчрелидзе, 1964]. Не исключено, что эти месторождения могут быть аналогичны по возрасту эпипермальным месторождениям западных районов Центральной Мезеты. В этом отношении нельзя не согласиться с И. Г. Магакьяном [1961], допускающим мезозойско-кайнозойский их возраст.

Важно отметить также, что в пределах срединного массива Испанской Мезеты выделяются месторождения всех трех главных этапов тектонического развития массива: в докембрийском фундаменте массива известны осадочно-метаморфические место-

рождения железа; в связи с развитием смежных палеозойских геосинклинальных прогибов формируются осадочно-вулканогенные и осадочные концентрации железа и марганца, скарновые железорудные месторождения; процессами автономной активизации обусловлено возникновение пестрого спектра гидротермальных рудных образований.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ФРАНЦУЗСКИЙ МАССИВ

Центральный Французский массив представляет собою крупную жесткую структуру срединного типа, сложенную в основном кристаллическими породами докембрия [Laffitte, 1966, Лаф-фит, 1969]; он занимает значительную территорию Центральной и Южной Франции (рис. 3). Древние породы массива, образующие его кристаллический фундамент, представлены различными гнейсами, амфиболитами, кварцитами и другими метаморфизованными породами. Большинство исследователей относит эти образования к докембрию и сопоставляет их по возрасту со сходными породами Армориканского массива и Вогез. Осадочный чехол массива представлен слабо метаморфизованными осадками кембрия и силура, развитыми главным образом на юге массива, в его краевой части. Небольшое развитие на севере массива имеют вулканогенные комплексы девона и карбона, а также континентальные угленосные отложения перми, сформировавшиеся в небольших депрессиях после резкого поднятия массива в стефанское время. Крупные площади в пределах массива занимают плутоны калиевых гранитов условно поздневарисского возраста. Они имеют сложное строение и формируются, как правило, в несколько фаз. В особую группу молодых интрузий выделяются небольшие массивы обычно двуслюдяных лейкократовых гранитов и гранит-порфиоров, время образования которых точно не установлено. Полагают, что они сформировались в позднем палеозое на границе с триасом. На северо-востоке массива в районе Грюри такие граниты отчетливо прорывают пермские отложения.

Континентальные отложения перми, триаса, юры и кайнозоя широко распространены по периферии массива и обычно контактируют с его кристаллическим основанием по зонам крупных тектонических нарушений. Необходимо отметить, что одной из характерных особенностей строения Центрального Французского массива является отчетливо выраженный тектонический характер контактов с окружающими мезозойскими континентальными комплексами. Особенно отчетливо это выражено на юго-западе, юге и юго-востоке массива, где крупные зоны тектонических нарушений контрастно отделяют структуры массива от мезозойско-кайнозойских осадков. Только на севере массива

наблюдается плавное погружение докембрийских гнейсов и слюдяных сланцев под трансгрессивные серии мезозоя. С процессами кайнозойской тектоно-магматической активизации консолидированных структур массива связаны крупные излияния платобазальтов в его центральных частях. Характерной особенностью Французского массива является широкое развитие круп-

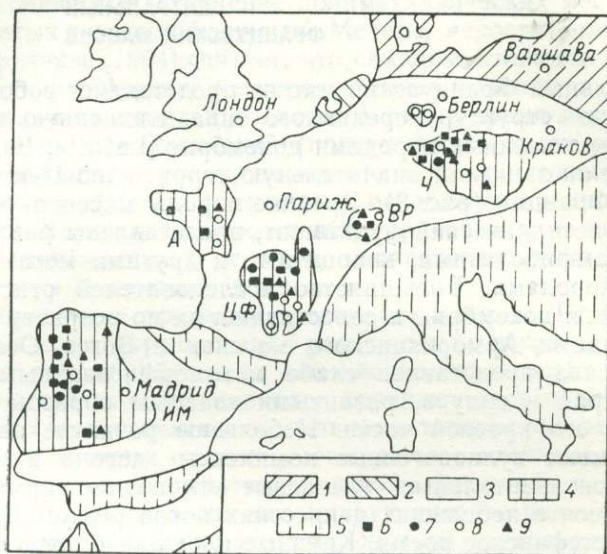


Рис. 3. Схема размещения срединных массивов Западной Европы.

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — области каледонской складчатости; 3 — области герцинской складчатости; 4 — срединные массивы с выведенными на поверхность докембрийскими образованиями; 5 — Чешский, Г — Гарц, ВР — Верхне-Рейнский; ЦФ — Центральный Французский; А — Армориканский; ИМ — Испанская Мезета; 6 — области альпийской складчатости; месторождения: 6 — оловянно-вольфрамовые, 7 — урановые, 8 — полиметаллические, 9 — эпитермальные — флюоритовые, баритовые, ртутные.

ных и мелких тектонических нарушений, придающих ему блоковое строение. Часто к ослабленным тектоническим зонам приурочены крупные дайковые поля, представленные телами риолитов, дацитов, андезитов и лампрофиров.

В пределах Центрального Французского массива сосредоточено значительное количество рудных месторождений. По особенностям своего проявления во времени и связям с тектоническим развитием массива они могут быть подразделены на три группы. В первую входят незначительные по размерам и имеющие крайне ограниченное развитие рудопроявления хромита и асбеста, ассоциирующиеся с докембрийскими (?) ультраосновными породами основания массива. Ко второй группе относится еще менее многочисленная группа месторождений, возникаю-

щих в краевых частях массива в связи с развитием каледонских геосинклинальных прогибов. К таким проявлениям относятся небольшие осадочные месторождения железа, обогащенные фосфором, известные в ордовикских песчаниках на юге массива. Наиболее интенсивная минерализация проявилась в пределах массива в связи с процессами тектоно-магматической активизации, имевшими место в послепермское (мезозойское) время (третья группа). Среди весьма многочисленных и разнообразных месторождений, возникающих в этот этап развития массива и определяющих его металлогенический облик, достаточно контрастно выделяются две группы месторождений. Первая из них представлена высокотемпературными оловянными и вольфрамовыми месторождениями, тесно связанными с небольшими, часто трещинными интрузиями лейкократовых двуслюдяных гранитов и гранит-порфиров [Stemprok, 1965]. Эти месторождения располагаются примерно в центральной части массива и тяготеют к районам развития плутонов условно герцинских гранитов (месторождения Монтебра, Вольри, Сан-Леопард и др.). В некоторых месторождениях встречаются шеелит и станнин. Для оловянно-вольфрамовых месторождений характерно повышенное содержание висмута, который присутствует в рудах в виде висмутита или самородного висмута. В некоторых месторождениях висмутин имеет ведущее значение и преобладает над вольфрамитом и касситеритом (месторождение Меймак). Месторождения олова, вольфрама и висмута образуют в Центральном массиве единую группу рудных образований, имеющих между собою тесные взаимопереходы.

По данным М. М. Константинова [1960], к этим месторождениям в некоторых районах тесно примыкают урановые, располагающиеся в единых с редкометальными месторождениями рудных полях (район Лиможа). Возраст редкометальных месторождений данной группы определяется на основании прорывания рудоносными гранитами пермских отложений. Верхняя их возрастная граница отчетливо не датируется. Что касается урановых месторождений, в пространстве тесно ассоциирующихся с редкометальными, то хотя они и локализируются в тех же гранитах, что и месторождения олова и вольфрама, но их возраст может быть более молодым. Об этом, в частности, свидетельствует факт пересечения кварц-вольфрамитовых жил более поздними ураноносными телами, абсолютный возраст которых, определенный по настурану, составляет 105 и 147 млн. лет (месторождение Крузиль).

Вторая большая группа эндогенных месторождений, широко развитых в пределах Центрального Французского массива, представлена сложной гаммой рудных образований эпитепимального типа, среди которых выделяются полиметаллические, сурьмяные, флюоритовые и марганцевые месторождения. Между пер-

выми месторождениями иногда наблюдаются тесные взаимопереходы. Характерно, что месторождения второй группы обычно приурочены к крупным разрывам, которые фиксируются как в центральных частях массива, так и в его обрамлении на контакте с мезозойскими комплексами (рис. 4).

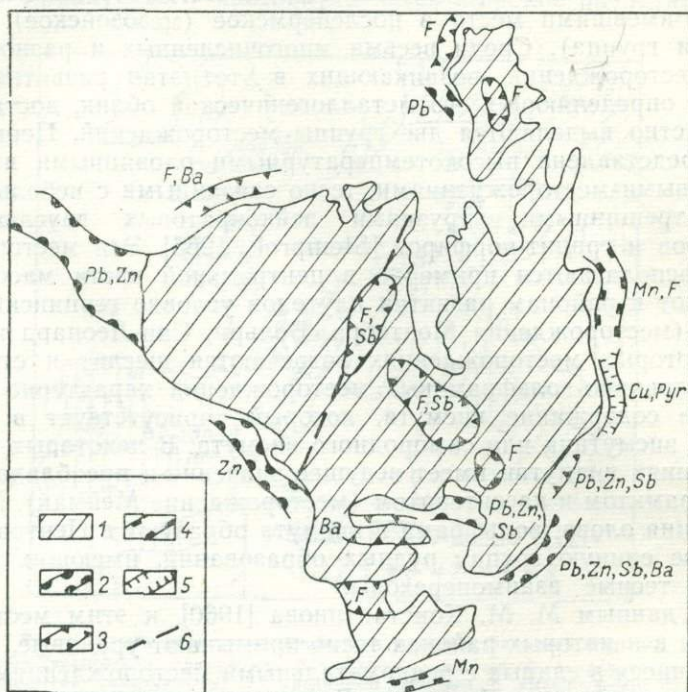


Рис. 4. Размещение эпitherмальных послегорских месторождений флюорита, барита, сурьмы, марганца, свинца, цинка и пирита в Центральном Французском срединном массиве и его обрамлении; в обрамлении массива развиты главным образом месторождения стратиформного типа.

1 — срединный массив; рудные зоны и районы с преобладающим развитием месторождений: 2 — полиметаллических; 3 — флюоритовых и баритовых; 4 — марганцевых и 5 — пиритовых; 6 — разломы.

Флюоритовые месторождения Центрального Французского массива представлены протяженными кварц-флюоритовыми жилами, приуроченными к хорошо развитым трещинам скола (районы Лионез, Омерван, Божоле и др.). Они прослеживаются по простиранию от нескольких сотен до двух тысяч метров, имея мощность 2—3 до 5 и даже 10 м. Жилы сложены в основном плавиковым шпатом, сопровождаемым небольшими количествами кварца, барита и пирита. По-видимому, именно с такими месторождениями тесно ассоциируют некоторые урановые проявления, представляющие собою кварцево-флюоритовые и флюо-

ритовые жилы с настураном, пиритом, марказитом и галенитом (месторождение Иссл'Эвек).

Полиметаллические и сурьмяные месторождения развиты главным образом на юге массива. Характерной областью развития таких месторождений является район Мон-Лозер, расположенный на юго-востоке последнего [Bouladon, 1960]. В рассматриваемом районе широко развиты сланцы и гнейсы, условно относимые к докембрию. Они прорваны интрузией порфировидных крупнозернистых гранитов, которые совместно с метаморфическими породами относятся к нижнему структурному этажу срединного массива. Эти породы перекрыты осадочными породами триаса и юры. Граниты почти повсеместно имеют с вмещающими породами тектонический контакт. Район характеризуется широким развитием крупных разрывных нарушений, которые затрагивают все известные комплексы пород и как бы обрамляют гранитный массив. К этим разрывам отчетливо приурочены свинцово-цинковые, сурьмяные и баритовые месторождения и рудопоявления, возраст которых датируется верхней юрой на основании их залегания в отложениях байоса.

Краткое рассмотрение металлогенических особенностей Центрального Французского массива показывает, что в пределах этой срединной структуры достаточно отчетливо по тектоническим особенностям проявления устанавливаются три крупных группы месторождений, формирование которых связано с различными периодами развития массива. Наиболее значительные рудные концентрации связаны с процессами послепермской активизации консолидированных сооружений массива. В этот период возникают высокотемпературные месторождения вольфрама, олова и висмута, генетически связанные с трещинными интрузиями гранитов и гранит-порфиров, образующимися на границе перми и триаса. Возможно, что в этот же период возникают и некоторые месторождения урана. В более позднее, по-видимому, послемеловое время образуются полиметаллические, баритовые, флюоритовые, сурьмяные и урановые месторождения, для которых характерно формирование в условиях небольших глубин и температур.

АРМОРИКАНСКИЙ МАССИВ

Армориканский массив располагается на западе Франции и охватывает Нормандию и Бретань. По своему геологическому строению он близок Центральному Французскому массиву. Нижний структурный этаж Армориканского массива образуют сильно метаморфизованные породы докембрия, слагающие значительную площадь. Породы палеозоя (от кембрия до перми) распространены нешироко. Они трансгрессивно залегают на до-

кембрийском фундаменте и, исключая пермские отложения, смяты в складки северо-западного и широтного простираний. В Бретани кембро-силурийские отложения носят характер платформенных образований. Значительные по площади интрузии гранитов обычно приурочены к антиклинальным структурам. Среди гранитов по возрасту выделяются докембрийские, каледонские и герцинские. В послекембрийское время наиболее крупные интрузии сформировались в позднем палеозое. Они представлены пестрой гаммой пород от диоритов, порфиroidных биотитовых гранитов до лейкократовых двуслюдяных гранитов. Самые молодые интрузии лейкократовых гранитов и гранит-порфиров прорывают отложения стефанского времени (пермо-карбон), но являются более древними, чем мезозойские отложения, образующие верхний структурный этаж массива и трансгрессивно залегающие на докембрийских и палеозойских породах. Складчатые структуры массива разбиты многочисленными разрывами, смещающими крупные блоки; характерны нарушения, поперечные складчатым структурам.

Рудные месторождения массива весьма сходны с месторождениями Центрального Французского плато. Здесь также отчетливо выделяются три группы месторождений, связанных с различными этапами развития массива. С докембрийскими серпентинитами ассоциируют небольшие месторождения хромитов. С интрузиями габбро условно протерозойского возраста связаны рудопроявления титаномагнетитов. В раннепалеозойское время в Бретани, а также в Нормандии в связи с развитием окружающей массив каледонской геосинклинали формируются наложенные приразломные прогибы, в которых в песчаниках ордовика образуются осадочные месторождения железа. Как и в Центральном Французском массиве, в Армориканском массиве интенсивно проявились процессы тектоно-магматической активизации, обусловившие возникновение разнообразной серии рудных образований.

С самыми молодыми в районе интрузиями лейкократовых двуслюдяных гранитов и гранит-порфиров связаны высокотемпературные оловянно-вольфрамовые месторождения кварцевой формации — Монтбелюкс (Sn, W), Аббарретц, Ля-Вилледер (Sn) и др. По М. Штемпроку [Stemprok, 1965], эти месторождения представлены, как правило, маломощными кварцевыми жилами, сопровождаемыми зонами грейзенизированных в различной степени пород. Для рудных тел месторождений характерен простой минеральный состав: вольфрамит и касситерит (в переменных количествах), арсенипирит, пирит, мусковит, флюорит, шеелит и апатит. В некоторых месторождениях совместно с касситеритом и вольфрамитом встречается молибденит (Св. Ренан). В Вандее месторождения вольфрама, так же как и в Центральном Французском массиве, ассоциируют с ура-

новыми, которые залегают в зонах разлома среди редкометалльных гранитов.

Урановые месторождения Армориканского массива представлены протяженными и мощными кварц-флюоритовыми жилами, приуроченными к хорошо развитым трещинам скола и зонам брекчий (месторождения Клиссон, Шапель Ларто, Моргань и др.). Жилы прослеживаются до 600 м при мощности до 1—2 м. Для жил некоторых месторождений (Клиссон, Моргань) характерно полосчатое строение, когда кварц и халцедон располагаются у зальбандов жил, а центральные части рудных тел сложены черным флюоритом, сопровождаемым настураном и пиритом, которые наиболее часто локализуются по границе кварцевой и флюоритовой зон. По нашему мнению, такие месторождения являются более молодыми, чем редкометалльные, и связаны с ними только пространственно; об этом свидетельствуют особенности их размещения в крупных сколовых зонах, а также минеральный состав руд, указывающий на низкотемпературные условия их образования.

С зонами протяженных молодых разломов в Армориканском массиве ассоциируют месторождения сурьмы и свинца. Наиболее крупное сурьмяное месторождение Ла Люссет представлено сериями мощных (до 10 м) кварцево-карбонатных жил с антимонитом, который ассоциирует с арсенопиритом, пиритом и сфалеритом. Сходные месторождения известны и в других районах Бретани (Масьяк, Бриуд). Некоторые месторождения свинца, по данным П. Лаффита (устное сообщение), приурочены к зонам разломов, обрамляющим небольшие третичные депрессии, при этом руды локализуются как в древних комплексах фундамента массива, так и молодых отложениях.

ВЕРХНЕ-РЕЙНСКИЙ МАССИВ (ШВАРЦВАЛЬД И ВОГЕЗЫ)

Верхне-Рейнский срединный массив отчетливо выделяется среди варисских складчатых сооружений Западной Европы. Он охватывает Вогезы и Шварцвальд, представляющие собою единую жесткую срединную структуру, разделенную Рейнским грабеном. К востоку от последнего располагается Шварцвальд, к западу — Вогезы. Наиболее полно металлогения Шварцвальда освещена в работе В. Вимменауэра [Wimmenauer, 1962], по материалам которого и приводится характеристика этого региона.

Кристаллический массив Шварцвальд имеет сложное геологическое строение; его основание сложено пара- и ортогнейсами, возраст которых датируется различно. Одни исследователи полагают, что эти породы относятся к докембрию, другие считают их раннегерцинскими, в сильной степени измененными процессами ультраметаморфизма. Кристаллические породы

Шварцвальда слагают большую, центральную часть этого массива; к северу и югу от них развиты различные граниты, возраст которых датируется средним палеозоем. На гнейсах и гранитах с четким несогласием залегают верхнекаменноугольные и пермские осадочные породы, встречающиеся в основном по периферии массива с запада. Значительную площадь в Шварцвальде занимают риолитовые покровы пермского возраста, которые слагают разобщенные прогибы. На севере, востоке и юге кристаллические породы массива перекрываются полого залегающими пестроцветными песчаниками триаса. С запада массив Шварцвальд ограничен крупными тектоническими нарушениями Рейнского грабена, выполненного олигоценowymi осадками.

Вогезы имеют сходное со Шварцвальдом строение, с той лишь разницей, что палеозойские граниты здесь развиты более широко при подчиненном значении пара- и ортопород, часто зажатых в тектонических блоках. Вогезы и Шварцвальд представляют крупные рудные районы, где развиты эндогенные месторождения нескольких генетических типов. С палеозойскими, варисскими (?) гранитами Вогез связаны скарновые месторождения с магнетитом и шеелитом (Фрамон-Гранфонтен). Особенно широко распространены в Верхне-Рейнском массиве средне- и низкотемпературные, обычно сложные по минеральному составу месторождения, размещение которых четко контролируется зонами разрывных нарушений. К таким месторождениям относятся галенитовые и галенито-сфалеритовые, кварцево-флюоритовые с галенитом и сфалеритом (Мюнстераль, Визеталь), баритовые (Мауинсланд) и кварц-баритовые с галенитом и сфалеритом (Уинтермюнстерталь). В некоторых месторождениях последнего типа часто присутствует в значительных количествах флюорит (Вильдшанбахс).

В баритовых месторождениях установлено, что с глубиной падает содержание кварца и наблюдается обогащение флюоритом (баритовая жила «Клара» в Обервольфах). Особую группу месторождений представляют рудные жилы так называемой «пятиэлементной» формации (Ni, Co, Bi, Ag, U). Основными рудными минералами в жилах являются шмальтин — хлорантит, саффорит, самородный висмут и уранинит. Главный жильный минерал — барит; в меньших количествах присутствуют кварц, флюорит и кальцит. Такие месторождения широко представлены в Шварцвальде (район Виттехена). В Вогезах известны месторождения настурана в связи с кварц-флюорит-баритовыми жилами, обогащенными сульфидами (месторождения Роншампе и Крут). Перечисленные месторождения образуют между собою в некоторых случаях тесные взаимопереходы; так, например, в некоторых баритовых жилах в значительных количествах встречается урановая слюдка (район Менценшванда), а кварц-барит-полиметаллические месторождения

переходят в кварц-флюоритовые и барит-флюоритовые, обогащенные сульфидами (Вильдшанбах).

Месторождения «пятиэлементной» формации, для которых намечается пространственная связь с гранитами, по-видимому, возникают в пермское время на границе с триасом; об этом свидетельствуют цифры абсолютного возраста уранинита из руд этих месторождений (235 ± 6 млн. лет), а также (косвенно) отсутствие таких месторождений в триасовых отложениях. Другая группа месторождений включающая баритовые, флюоритовые и полиметаллические месторождения с флюоритом и баритом, для которых особенно отчетливо проявляется связь с разломами, имеет более молодой возраст. Известно, что эти месторождения локализируются не только в кристаллических породах, но и в отложениях триаса. Некоторые из них определенно являются палеоген-неогеновыми; в особенности баритовые и баритополиметаллические жилы с флюоритом, которые тяготеют к зоне главного разлома Рейнского грабена и частично залегают непосредственно в отложениях олигоцена. С молодыми баритовыми жилами тесно ассоциируют рудопоявления сурьмы и марганца (район Эйзенбаха).

Таким образом, практически все месторождения Верхне-Рейнского срединного массива возникали в связи с процессами активизации консолидированных структур его докембрийского основания, которые проявились в послепермское время прежде всего в развитии крупных разрывных нарушений и наложенных палеогеновых впадин.

ЧЕШСКИЙ МАССИВ

Чешский срединный массив занимает практически всю территорию Чехии; его структуры отчетливо прослеживаются на севере в пограничных районах ГДР и ФРГ, в Рудных горах и Тюрингинском лесу, на северо-востоке в Польше, а на юге они протягиваются на территории Австрии и Венгрии. Тектоническое развитие Чешского массива и окружающих его консолидированных складчатых герцинских сооружений имеет сложную и различную историю, детально изученную В. Зоубеком, Й. Свободой, М. Машка и др. (1963). Чешский срединный массив отличается от других подобных структур Западной Европы тем, что по крупным зонам разломов с запада и севера структуры массива сопрягаются с палеозойскими, а с юго-востока с альпийскими складчатыми сооружениями Западных Карпат, от которых массив отделен крупным краевым прогибом. В строении массива отчетливо выделяются структуры фундамента, сложенные породами докембрия, и наложенные на это жесткое основание структуры, образованные отложениями палеозоя и мезокайнозоя (рис. 5).

Фундамент Чешского массива сложен главным образом кристаллическими сланцами и гнейсами, мигматитами, различными ортогнейсами и гранитами, относящимися к архею и протерозою. Отложения палеозоя не широко развиты в пределах массива; они повсеместно залегают с несогласием на образо-

ваниях докембрия и приурочены к локальным, вложенным в тело массива, прогибам. Обычно палеозойские отложения представлены кластическими породами, слабо метаморфизованными и слабо дислоцированными, иногда с довольно мощными горизонтами порфиритов и кератофилов; большинство отложений палеозоя представлено мелководными фациями.

Наиболее широко осадочные образования палеозоя распространены в Пражском районе, где отложения кембрия и силура образуют крупную синклинальную структуру. В среднем и позднем палеозое территория Чешского массива представляла устойчивое поднятие, и поэтому отложения этого возраста преимущественно развиты по периферии массива. Значительно развиты в Чешском массиве граниты, среди которых выделяют протерозойские, каледонские и варисские интрузии. Послед-

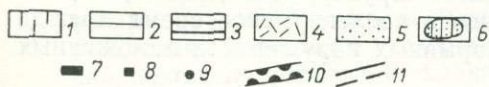
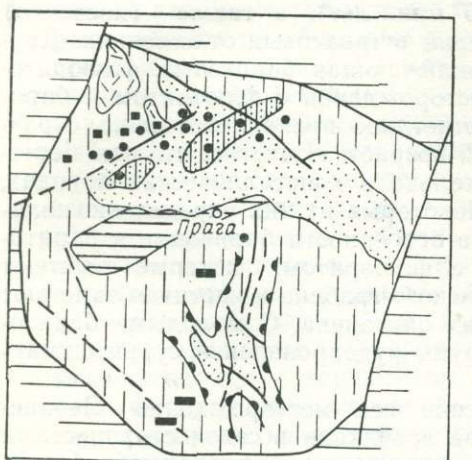


Рис. 5. Общая схема наложенных структур Чешского срединного массива.

1 — кристаллическое основание массива; 2 — складчатое обрамление; наложенные структуры; 3 — раннепалеозойский прогиб геосинклинального типа с осадочными месторождениями железа; 4 — покровы кислых эффузивов пермского возраста («вулканогенные наложенные прогибы»); 5 — наложенные впадины с терригенными угленосными отложениями мезозоя и кайнозоя; 6 — площади развития послемеловых основных щелочных пород; месторождения: 7 — графитовые, 8 — оловянно-вольфрамовые, 9 — флюоритовые и баритовые иногда с полиметаллами; 10 — предполагаемая зона проявления эпitherмальной минерализации; 11 — разрывы.

ние широко распространены в Рудных горах, однако геологические взаимоотношения гранитов с позднепалеозойскими осадочными комплексами в этом районе точно не установлены.

М. Машка [1963] выделяет для Чешского массива и окружающих его районов особый «пермский геотектонический переломный момент», являющийся началом платформенного геотектонического развития внеальпийских площадей. Именно с этого времени на консолидированных структурах основания Чешского массива и его складчатого обрамления начинают возникать

своеобразные наложенные структуры, формирование которых нами связывается с проявлением процессов автономной активизации [Щеглов, 1968]. Среди наложенных структур выделяются пермские прогибы, выполненные покровами кислых эффузивов («теплицкие порфиры»), которые отчетливо фиксируются на территории Чехословакии и ГДР. Эти покровы прорваны трещинными интрузиями рудоносных гранитов и гранит-порфиров.

В меловом периоде в пределах Чешского массива происходит формирование крупной Полабской впадины, выполненной терригенными угленосными отложениями мела и палеогена, собранными в пологие складки. Депрессии, сходные с Полабской впадиной, развиты на юге Чешского массива в районе г. Чешске-Будеевице и восточнее него. Характерно, что такие наложенные депрессии, сложенные угленосными отложениями, как правило, со всех сторон оконтурены зонами крупных разрывных нарушений. Меловые и неогеновые отложения в пределах Полабской впадины прорваны многочисленными интрузиями основных щелочных пород (тешениты, лимбургиты и др.), которые образуют пояс, отчетливо вытянутый в северо-восточном направлении, вдоль крупного рудногорского разлома, обрамляющего депрессию с северо-запада.

В строгом соответствии с геологическими особенностями развития Чешского массива происходит и формирование рудных месторождений массива, среди которых по геотектоническим условиям образования выделяются три крупные группы. В первую группу входят месторождения, непосредственно связанные с образованием кристаллического фундамента массива. Среди таких месторождений выделяется несколько типов. К ним прежде всего относятся осадочно-метаморфические месторождения железа, известные среди кристаллических пород докембрия в ряде районов массива. В тех же древних, по-видимому архейских, комплексах известны достаточно крупные месторождения графита, в которых мощность отдельных линз достигает 20 м при протяженности продуктивных залежей до 5 км (Моравия). В протерозойских метаморфических породах известны, кроме того, небольшие железо-марганцевые месторождения карбонатного типа. С древними (протерозойскими?) амфиболитами связаны небольшие железорудные тела скарнового типа, с серпентинитами ассоциируют рудопроявления хрома и никеля. В архейских и протерозойских комплексах известны небольшие месторождения редких металлов пегматитового типа, которые, по-видимому, близки по возрасту к вмещающим их метаморфическим толщам.

Среди древних (допалеозойских) пород широко развиты золотоносные кварцевые жилы, с которыми связаны многочисленные россыпи. Для таких «старых золотоносных кварцевых

жил» доказываются их пересечение апофизами условно варисских гранитов. Мы склонны относить такие месторождения золота к группе допалеозойских рудных образований. В Моравии в гнейсах докембрия устанавливаются небольшие железорудные месторождения скарнового типа с отчетливо наложенными процессами регионального метаморфизма.

В связи с развитием каледонской геосинклинали в массиве происходит образование узких, относительно локальных прогибов; наиболее отчетливо среди них фиксируется раннепалеозойский прогиб Баррандиена юго-западнее Праги, выполненный породами кембрия, ордовика, силура и девона, представленными морскими, прибрежно-морскими, мелководными формациями. С ними связаны месторождения осадочных гематитовых руд, наибольшие концентрации которых известны в отложениях ордовика. В рудах верхнего ордовика кроме гематита в небольших количествах присутствует шамозит и иногда магнетит. В отложениях верхнего карбона известны россыпи золота.

С каледонскими гранитами, возраст которых датируется условно, намечается связь некоторых редкометальных пегматитов и гидротермальных месторождений свинца и меди. В осадочных отложениях позднего палеозоя, имеющих ограниченное развитие и представленных континентальными фациями, известны небольшие месторождения медистых песчаников и битуминозных глин с халькозином и борнитом.

Вопрос о формировании эндогенных месторождений в пределах Чешского массива в связи с развитием варисских геосинклиналей проблематичен, хотя многие исследователи полагают, что именно в этот период сформировались все основные месторождения массива. По нашему мнению, основанному на анализе новейших данных, все наиболее значительные месторождения проявились в пределах массива в послепермское время в связи с процессами автономной тектоно-магматической активизации [Щеглов, 1968]. Среди таких месторождений выделяются две различные по возрасту группы рудных образований. Месторождения первой группы формируются после покровов «теплицких порфириров» (Р), но до отложения континентальных меловых толщ; к ним относятся в первую очередь высокотемпературные месторождения олова и вольфрама, пространственно связанные с трещинными интрузиями гранитов и гранит-порфириров (месторождения Циновец, Альтенберг, Крупка и др.).

Типичным представителем таких месторождений является месторождение Циновец, связанное с гранит-порфирами, прорывающими покровы кислых эффузивов пермского возраста. По-видимому, тот же возраст имеют месторождения «пятиэлементной формации», образующие сложную гамму рудных образований, характерной особенностью которых является формиро-

вание в несколько стадий минерализации с неодинаковой интенсивностью проявления разных стадий на различных месторождениях. К таким месторождениям относятся Яхимов в Чехословакии, Шмидеберг в ГДР, Фихтенгеберг в ФРГ и др. В эту же возрастную группу, по-видимому, входят и некоторые месторождения золота, нередко обогащенные полиметаллами (Илове). Имеются основания полагать, что в это же время происходит формирование и некоторых полиметаллических месторождений, типичным представителем которых является месторождение Пршибрам. По последним данным М. Ванечек [1966], полиметаллические месторождения Чешского массива имеют ранне-мезозойский возраст (триас, юра), что доказывается изучением изотопного состава свинцов многих месторождений. Не исключено, что именно к месторождениям первой группы следует отнести карбонатиты, вскрытые скважинами в основании Полабской впадины.

Вторая группа объединяет эпитермальные рудные образования, к которым прежде всего относятся кварц-флюоритовые, кварц-баритовые, барит-флюоритовые и баритовые месторождения, сопровождаемые иногда сурьмяной, урановой и полиметаллической минерализацией. По мнению Л. Бауманна [Baumann, 1968], в эту группу следует отнести месторождения висмут-кобальт-никель-серебряной формации с переотложенным урановым оруденением. Некоторые из месторождений и рудопроявлений на севере Полабской депрессии непосредственно залегают в отложениях турона. К таким месторождениям, в частности, относятся флюоритовые месторождения Илове, Теплице и Крушаны. В последнее время прожилки антимонита в меловых песчаниках обнаружены в пределах Полабской депрессии в Северо-Чешском буроугольном бассейне у Хомутова (Zéběhlícký, 1966). Эти месторождения повсеместно приурочены к крупным зонам тектонических нарушений. Наиболее широко они развиты в разрывах, обрамляющих Полабскую депрессию. Для руд месторождений характерны брекчиевые и кокардовые текстуры, особенно ярко выраженные на месторождении Илове [Stemprok, Veinar, 1959], где вокруг обломков туронских песчаников возникают сложные, многополосчатые кокарды флюорита. В рудах некоторых месторождений наблюдаются реликты колломорфного строения; на месторождении Благунев жильный кварц представлен скрытокристаллическим халцедоном, образующим натечные, почковидные формы.

По времени образования наиболее близкими к таким эпитермальным месторождениям являются основные щелочные породы, образующие в центральных частях Полабской впадины тела значительных размеров. Среди таких тел выделяются субвулканические интрузии кринанитов, лимбургитов, тешенитов,

трахиандезитов и т. д. К некоторым из них приурочены небольшие рудопроявления свинца и цинка, флюорита и барита. Крупные месторождения флюорита расположены на территории Восточной Баварии (Вельзендорф и Наббург). Не исключено, что эти месторождения, локализующиеся на западе Чешского массива, относятся к молодым (послемеловым) образованиям. Они представлены крупными, протяженными жилами мощностью до 4 м и длиной до 2,5 км, которые контролируются протяженными зонами разрывных нарушений.

Таким образом, основные эндогенные месторождения Чешского массива сформировались в послепермское время. Верхняя возрастная граница месторождений первой группы точно не установлена. Для эпитермальных месторождений второй группы их верхний возрастной предел формирования также не датируется отчетливо; не исключено, что часть из них могла возникнуть в интервале времени между мелом и неогеном, а другая часть в неогеновое время. Во всяком случае, достаточно очевидно, что эпитермальные месторождения являются более молодыми, чем оловянно-вольфрамовые, полиметаллические и, возможно, месторождения «пятиэлементной» формации.

На севере Чешского массива в пределах Рудных гор месторождения первой и второй групп, по-видимому, очень часто совмещены в пространстве и встречаются в одних рудных полях (Фрейберг). Кроме того, некоторые стадии минерализации в месторождениях «пятиэлементной» формации крайне сходны по минеральному составу со значительно более поздними по возрасту (послемеловыми) рудными образованиями. Это относится в первую очередь к разновозрастным кварц-флюоритовым и баритовым жилам, в одних случаях представляющим определенные стадии в месторождениях «пятиэлементной» формации и реже — в оловянно-вольфрамовых месторождениях, в других — самостоятельные рудные образования. Характерно, что такие жилы локализируются в различных структурах; так, если первые обычно тяготеют к рудным телам сложного состава и локализируются совместно с ними в одних полостях, то вторые приурочены к крупным самостоятельным протяженным сколовым трещинам, прослеживающимся иногда на несколько километров.

Л. Бауманн [Baumann, 1965, 1967] высказывает мнение о том, что в пределах Фрейбергского рудного поля флюорит-баритовые жилы с галенитом, сфалеритом и другими сульфидами, а также кварц-флюорит-баритовые жилы с арсенидами, серебром и аргентитом имеют меловой или палеоген-неогеновый возраст; о таком времени образования этих жил свидетельствуют данные их абсолютного возраста и некоторые геологические наблюдения, указывающие на приуроченность рудных тел к молодым нарушениям широтного простирания. В то же время имеются

определенные предпосылки в пользу более древнего, раннемезозойского возраста рудных образований «пятиэлементной» формации и их связи с послепермскими гранитами [Мрня, 1963].

Таким образом, в развитии сложной металлогении Чешского массива отчетливо выделяется несколько этапов, неразрывно связанных с геотектоническими особенностями эволюции этой структуры. При этом оказывается, что наиболее интенсивно рудные месторождения проявились в период, связанный с формированием докембрийского основания массива, и в связи с процессами автономной тектоно-магматической активизации. В отличие от других срединных массивов эндогенная минерализация, обусловленная проявлением магматизма в связи с развитием на смежных территориях геосинклинальных прогибов, в пределах Чешского массива представлена слабо при преобладающих процессах осадочного рудообразования (Fe, Mn, Au, Cu).

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

Средиземноморский геосинклинальный пояс — крупнейшая трансконтинентальная структура земной коры, протягивающаяся в близширотном направлении от Гибралтарского пролива на западе до Индокитайского полуострова на востоке. Характерная особенность этой грандиозной подвижной структуры состоит в том, что в ее строении большую роль играют многочисленные срединные массивы различных размеров, которые рельефно оконтуриваются молодыми складчатыми сооружениями, обычно образующими отчетливые линейно вытянутые пояса складок, следующие параллельно краям жестких срединных массивов. В пределах альпийских структур Средиземноморского геосинклинального пояса выделяются следующие наиболее крупные срединные массивы: Родопский, Паннонский, Анатолийский, Иранский, Памирский, Бирманский и Индосинийский.

РОДОПСКИЙ МАССИВ

Эта срединная структура, как указывалось нами ранее [Щеглов, 1968], является весьма типичной для альпийской геосинклинальной области Европы*. Она характеризуется начиная с нижнего палеозоя устойчивым развитием восходящих движе-

* Характеристика геологии и металлогении Родопского массива дана по материалам И. Повчева (1960, 1965), Р. Димитрова и К. Константинова (1963), Ив. Боянова [1960], Д. К. Димитрова [1963, 1968], Ив. Петкова, А. Атанасова, Б. Маврудчиева, И. Вапцарова (1963), Ст. Бояджиева (1960), А. Циссарца (1958), Р. Докова [1967] и личным наблюдениям автора.

ний и имеет характерное для таких срединных массивов двухъярусное строение. Родопский срединный массив разделяет на две ветви альпийский геосинклинальный пояс и является крупным реликтом древних структур, не испытывавшим опусканий при развитии окружающих его геосинклиналей. Севернее массива располагается складчатая область Балканид, западнее и южнее он окаймляется альпийскими складчатыми сооружениями Динарид и Геленид, а с востока — Гелеспонтской поперечной депрессией, разделяющей Родопский и Анатолийский массивы на два обособленных блока.

Характерной особенностью развития Родопского массива является его постоянная тенденция к поднятию и практическое отсутствие глубоко «вложенных» прогибов, синхронных смежным геосинклиналям. Только по периферии массива известны имеющие ограниченное развитие кембрийские образования диабаз-филлитовой формации с признаками медного оруденения. Массив со всех сторон окаймлен крупными зонами долгоживущих глубинных разломов, которые отчленили его от геосинклинальных прогибов во все периоды его послепротерозойского развития.

В формировании Родопского массива отчетливо устанавливаются три крупных периода, для которых характерен свой определенный комплекс полезных ископаемых. Первый период связан с образованием кристаллического основания (фундамента) массива и по времени охватывает архей и протерозой, когда территория Родопского массива являлась частью древних геосинклинальных прогибов, в пределах которых шло образование терригенных и карбонатных отложений. В настоящее время последние представлены комплексом метаморфических пород, среди которых резко преобладают образования протерозоя. Древние породы в пределах массива широко обнажены; в Центральных Родопах они слагают своеобразные пологие куполовидные структуры, усложненные многочисленными тектоническими нарушениями. С ними связаны осадочно-метаморфические месторождения и рудопроявления железа, графита, дистеновых и ставролитовых сланцев. Предполагается, что с докембрийскими небольшими интрузиями гипербазитов, которые расположены в центральных частях массива, связаны мелкие рудопроявления хромитов [Иовчев, 1965]. В этот же период, очевидно, формировались и небольшие месторождения слюдосных пегматитов.

Второй период в развитии массива характеризуется проявлением среди докембрийских жестких структур многочисленных разрывных нарушений, возникающих в связи с формированием на смежных территориях геосинклинальных прогибов. Осадочные образования этого периода на территории массива практически не известны; к ним могут быть условно отнесены неболь-

шие останцы слабо метаморфизованных толщ, изредка встречающихся в различных районах Родоп.

С развитием палеозойских геосинклиналей связано появление в пределах массива ультраосновных интрузий, сопровождаемых хромитовым оруденением (рис. 6). Такие интрузии обычно приурочены к зонам разломов, а в районе города Асеновграда они образуют крупную цепочку интрузий, локализирующихся в зоне глубинного разлома, развивающегося на сочленении началь-

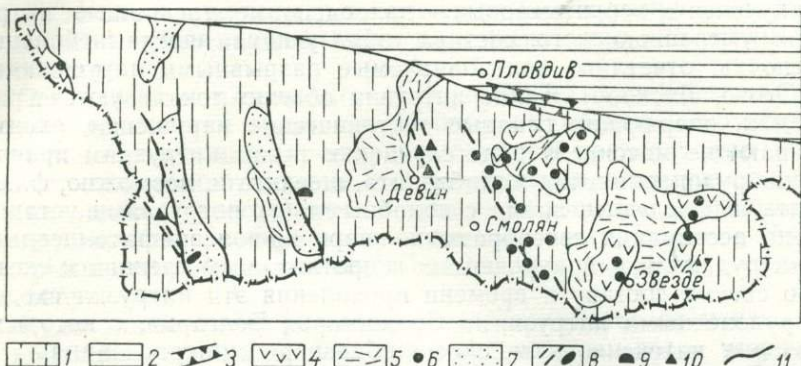


Рис. 6. Схема размещения эндогенных месторождений в активизированных структурах Родопского срединного массива (в пределах Народной Республики Болгарии). Составлена с использованием материалов И. Йовчева [1965], А. Атанасова и др. (1963).

1 — основание срединного массива, сложенное главным образом докембрийскими кристаллическими толщами; 2 — складчатые структуры альпийской геосинклинали; 3 — зоны развития хромитовых месторождений, контролируемых палеозойскими (?) ультраосновными интрузиями, приуроченными к зонам разломов; 4 — наложенные вулканогенные прогибы, выполненные вулканогенно-осадочными породами эоцена; 5 — с преобладанием основных эффузивов; 6 — с преобладанием кислых эффузивов; 7 — полиметаллические месторождения; 8 — наложенные впадины, выполненные континентальными угленосными отложениями плицена; 9 — дайки и субвулканические тела постплиценовых трахиадезитов; 10 — сурьмяные рудопроявления; 11 — месторождения флюорита; 11 — разрывы.

ного палеозойского геосинклинального прогиба с докембрийскими сооружениями массива. На юго-востоке массива в пределах Болгарии известны наиболее крупные тела гипербазитов, локализующиеся в зонах разломов, секущих архейские метаморфические комплексы. К ним приурочено месторождение Добромирское, представленное вкрапленными и сливными хромитовыми рудами в серпентинитах, слагающих небольшие линзовидные тела. Особенностью других сходных хромитовых месторождений этого района является присутствие в рудах магнетита, пентландита и самородной меди (месторождения Камяне и Яковича). Кроме того, с массивами ультраосновных пород связаны небольшие магнетитовые и тальк-асбестовые месторождения.

По-видимому, в палеозойское время формируются крупные тела калиевых гранитов с мусковитоносными пегматитами, получившие распространение в западной части массива. Предпо-

жительно с герцинскими гранитами, локализующимися среди докембрийских образований фундамента массива, связаны небольшие магнетитовые месторождения скарнового типа (Брезница, Дебрен-Крушево), а также, по-видимому, незначительные гидротермальные проявления пирит-молибденитового и золото-медно-полиметаллического оруденения.

С развитием альпийской геосинклинали в пределах консолидированных структур массива, которые являются ее жесткой рамой, возникают новые разломы; к ним в некоторых случаях приурочены верхнемеловые — палеоценовые трещинные интрузии умереннокислого состава, образующие иногда небольшие щепочки, отчетливо контролируемые разрывными нарушениями (Югово, Лясково). Такие интрузии обычно локализируются в разломах, оперяющих главные тектонические нарушения, оконтуривающие массив. В ряде случаев к таким интрузиям приурочены рудопоявления молибденита, шеелита и, возможно, флюорита. В последнее время с подобными (?) интрузиями установлена ассоциация своеобразных кварцево-полевошпато-щелитовых рудных тел, приуроченных к протяженным трещинам скола. По своему составу и времени проявления эти интрузии сходны с рудоносными интрузиями Среднегорья Болгарии, с которыми связана интенсивная медно-молибденовая минерализация.

Третий период в развитии массива приурочен ко времени кайнозою и представляет собою качественно новый этап развития консолидированного фундамента, проявляющийся в образовании наложенных структур. Этот период является наиболее продуктивным в отношении минерализации и поэтому рассматривается более подробно. В кайнозое в пределах массива на его жестком докембрийском основании происходит формирование наложенных внутренних впадин, выполненных вулканогенно-осадочными, иногда угленосными, континентальными образованиями. Такие структуры образуются на фоне общих восходящих движений, усиления роли разрывных нарушений и блоковых перемещений отдельных крупных масс. В развитии таких наложенных структур отчетливо выделяются две стадии. Первая стадия связана с образованием пологих наложенных прогибов (мульд), сложенных терригенными и вулканогенными образованиями.

Такие структуры имеют изометрическую форму и, как правило, блоковое строение фундамента; в их образовании большую роль играют крупные разломы. По времени эта стадия схватывает верхний эоцен и олигоцен. Эффузивная деятельность наиболее широко проявилась в олигоцене и привела к формированию крупных наложенных прогибов, выполненных мощными покровами андезитов, дацитов, лагитов, рилолитов и их туфов и туфобрекчий. Покровы эффузивов прорваны трещинными интрузиями монцонитов, сиенит-порфиоров, гранодиорит-порфи-

ров и реже кварцевых фельзит-порфиров, с которыми парагенетически связана полиметаллическая минерализация. Значительная часть свинцово-цинковых месторождений Родоп залегает среди древних пород фундамента, однако некоторые из них локализируются среди олигоценовых эффузивов (Маджарово, Галенит-Звездел и др.). Для месторождений характерна четкая приуроченность к крупным разрывным нарушениям. В этом отношении интересен Маданский рудный район, где месторождения как бы нанизаны на тектонические нарушения, прослеживающиеся на десятки километров, причем рудоконтролирующие разломы здесь почти на всем своем протяжении несут следы минерализации.

Среди полиметаллических месторождений по минеральному составу выделяется несколько типов, но наиболее часто встречаются гидротермальные кварцево-галенито-сфалеритовые (часто с халькопиритом) и кварцево-карбонатно-сульфидные (с кальцитом, родохрозитом, манганокальцитом, анкеритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом) месторождения. В некоторых из них устанавливается повышенное содержание золота и серебра.

Руды многих месторождений характеризуются брекчиевыми и кокардовыми текстурами, которые особенно часто встречаются на верхних горизонтах рудных тел. Последние обычно содержат многочисленные пустоты различной формы, стенки которых инкрустированы друзами различных минералов. В некоторых случаях для руд верхних горизонтов характерно колломорфное строение, реликты которого устанавливаются даже в гребенчатом кварце, образующемся, очевидно, в результате перекристаллизации кварцевых гелей.

Полиметаллические месторождения наиболее широко развиты в юго-восточной части массива в пределах Маданского рудного района. Здесь известно более 30 свинцово-цинковых месторождений, представленных кварцево-карбонатными рудными жилами и метасоматическими залежами [Богданов, 1965; Д. Димитров, 1968; Йовчев, 1960]. Рудные жилы залегают главным образом в кристаллических породах основания массива и приурочены к протяженным разрывам, в пределах которых длина отдельных рудных тел достигает нескольких (до 10) километров. В некоторых участках района рудные тела залегают среди отложений палеогена.

В месторождениях Маданского района отчетливо выражена пульсационная зональность [Богданов, 1965]. Горизонтальная зональность обусловлена развитием сульфидных стадий в центральных частях района, а поздних баритовой и карбонатных стадий — в юго-восточной периферической части. Вертикальная зональность проявляется отчетливо в переходе с глубиной существенно сульфидных руд ранних стадий в карбонатные жилы.

Месторождения Маданского района прослежены на глубину многих сотен метров; Р. Д. Доков [1967] указывает, что глубина распространения оруденения в среднем по району составляет 1740 м. Особое своеобразие месторождениям Маданского района придают метасоматические тела сульфидных руд, образующиеся вдоль рудных жил при пересечении ими прослоев мраморов. В этих случаях возникают скарноподобные залежи, развивающиеся в сторону от жил на 20—30 м, прослеживающиеся на всю мощность пласта мраморов до их выклинивания. Руды в таких залежах часто имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием полос галенитовых, сфалеритовых и пиритовых руд различной крупности зерна и содержащих в разных соотношениях перечисленные минералы (месторождение Гро-дище).

Вторая стадия активизации в массиве проявилась в образовании наложенных межгорных депрессий, выполненных континентальными угленосными отложениями плиоцена. Такие депрессии имеют вытянутые очертания и обрамлены зонами долгоживущих разломов. Среди них наиболее крупными являются Струминская и Местинская депрессии, расположенные на западе массива. С этой стадией развития связано проявление эпitherмальных флюоритовых и сурьмяных месторождений и рудопроявлений. На продолжении Струминской зоны разломов на территории Греции известны небольшие эпitherмальные месторождения золота. Месторождения, как правило, приурочены к крупным зонам разломов и некоторые из них локализуются в бортовых частях наложенных депрессий (месторождение Славянка (F) и Рибково (Sb)). Флюоритовое месторождение Славянка непосредственно залегает среди слабо метаморфизованных песчаников и конгломератов плиоцена, которые образуют небольшую «нашлепку» на протерозойских гранито-гнейсах в западном борту Струминской депрессии. В песчаниках рудные тела имеют незначительную мощность, которая заметно увеличивается в гнейсах. Рудные тела этого месторождения представлены жилами халцедоновидного кварца с флюоритом. В центре жил часто встречаются пустоты с крупными почками флюорита; в одной из них были обнаружены студенистые гели фтористого кальция, раскристаллизовавшиеся через некоторое время после их изъятия из полости [Нечев, 1960]. В халцедоновидном кварце часто наблюдаются следы течения и ясная «флюидальность», обусловленная обтеканием кварцевыми породами с различной крупностью зерна или с инородными включениями крупных обломков флюорита ранних стадий или вмещающих пород.

В районе месторождения устанавливается пояс даек трахиандезитов, с которыми флюоритовая минерализация, очевидно, связана парагенетически. Сходные триахиандезиты, образующие

небольшие тела, прорывают южнее месторождения на горе Кожух плиоценовые отложения Струминской депрессии. Кроме эпitherмальных месторождений, локализующихся в разломах, обрамляющих наложенные впадины, в пределах Родопского массива известны флюоритовые месторождения, проявляющиеся вне связи с наложенными структурами. К ним относится месторождение Михалково, контролируемое зонами разломов, секущими протерозойские мраморы. Это месторождение представлено своеобразными метасоматическими пластовыми залежами флюорита, образующимися в мраморах под экраном перекрывающих их сланцев. Главными минералами рудных тел являются халцедоновидный кварц, флюорит, кальцит и монтмориллонит; барит встречается редко. В строении пластообразных залежей отмечается своеобразная вертикальная зональность: нижние части рудных тел сложены преимущественно флюоритом, тогда как на верхних преобладает кварц, а флюорит имеет резко подчиненное значение.

Своеобразным является флюоритовое месторождение Югово, представленное серией барит-флюорит-кальцитовых жил значительных размеров. Помимо указанных минералов в рудах встречаются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, а также гипс, самородная сера и стронциевые минералы. Содержание флюорита в жилах колеблется от 20 до 30%, барита — 5—30% и кальцита — 20—50%. В пространстве это месторождение ассоциирует с позднемеловыми интрузиями, однако более надежных признаков генетической связи оруденения с магматизмом нет, поэтому не исключено, что данное месторождение имеет с гранитами только структурные связи и образуется независимо от них в связи с процессами автономной тектонической активизации Родопского массива, на что, в частности, косвенно указывает своеобразный минеральный состав руд месторождений.

Из изложенного следует, что в Родопском массиве отчетливо устанавливается несколько крупных этапов в развитии рудных процессов. На примере этой срединной структуры отчетливо видно, что наиболее контрастно выделяются три этапа: первый, связанный с формированием фундамента массива (метаморфические месторождения железа, графита, высокоглиноземистого сырья; хромиты, асбест, тальк в связи с древними гипербазитами); второй, обусловленный проявлением трещинных интрузий разнообразного состава, — от гипербазитов до гранитов в связи с развитием смежных геосинклинальных прогибов; для палеозойских интрузий характерны шовные тела гипербазитов с хромитовыми месторождениями в зонах разломов, обрамляющих массив, и крупные гранитоидные плутоны с разнообразной, но убогой минерализацией (мусковит, железо, медь, свинец, цинк); с позднемеловыми трещинными интрузиями гранитоидов

ассоциируют молибденовые и вольфрамовые месторождения; третий этап проявился в пределах массива особенно контрастно: он связан с процессами автономной активизации, в развитии которых устанавливаются отчетливо две стадии. Для первой характерны полиметаллические месторождения; во вторую возникают эпитермальные месторождения и рудопроявления, среди которых ведущее значение имеют флюоритовые рудные образования различных морфологических и минеральных типов.

ПАННОНСКИЙ МАССИВ

Паннонский массив представляет собою крупную срединную структуру крайне сложного строения, зажатую среди альпийских складчатых сооружений карпатской и динаридской ветвей Средиземноморского подвижного пояса. Важная особенность строения массива состоит в том, что большая его часть в настоящее время глубоко опущена и перекрыта мощными комплексами молодых отложений Венгерской и, по-видимому, Трансильванской впадин. Докембрийские и отчасти палеозойские образования фундамента массива выходят на поверхность по периферии впадин, отчетливо вырисовывая зону его краевых поднятий.

История развития Паннонского срединного массива, несмотря на большое количество исследований, посвященных главным образом частным вопросам его геологического строения, познана еще крайне недостаточно; отдельные вопросы освещаются в геологической литературе весьма противоречиво. Наиболее стройную картину развития этой структуры рисует В. И. Славин [1958б], который отчетливо сумел показать ее особенности эволюции как срединного, устойчивого сооружения среди молодых складчатых зон. Анализ геологического развития Центральных и Южных Карпат позволяет высказать предположение, что Паннонский массив занимает значительно большие размеры, чем это предполагается в настоящее время; имеется много оснований рассматривать Трансильванскую впадину не как краевой третичный прогиб Карпатской геосинклинали, а как внутреннюю наложенную впадину в теле срединного массива. В этом случае размеры массива значительно увеличатся за счет площадей, расположенных восточнее и южнее Трансильванской впадины, где по последним данным румынских исследователей [Vleahu и др., 1967] крайне широко развиты докембрийские образования.

Основание массива сложено сильно метаморфизованными породами докембрия и, возможно, раннего палеозоя, среди которых наиболее распространены кристаллические сланцы и гнейсы, реже — мраморы, кварциты, метабазиты и ортопороды. Среди карбонатных пород этого комплекса известны пластовые

месторождения сидеритовых руд, для которых предполагается эксгалационнo-осадочный генезис в связи с древними вулкани-тами. В докембрийских комплексах основания массива встреча-ются многочисленные пегматитовые дайки, иногда с повышенной слюдоносностью. Развитие массива в палеозойское и мезозой-ское время имеет сложную историю; это связано во многом с тем, что отдельные его блоки развивались неодинаково, обу-словливая мозаичное, торцовое строение массива. Вдоль опу-щенных блоков в массиве возникают своеобразные узкие геосин-клинального типа прогибы, к которым, в частности, относится нижнепалеозойский прогиб района Банат. С его развитием свя-зано образование ультраосновных пород, сопровождаемых рудо-проявлениями хромита, асбеста, талька и магнезита, а также становление крупных доверхнекарбонных гранитоидных масси-вов, иногда приуроченных к зонам разломов.

В. И. Славин [1958б] полагает, что Паннонский массив как срединная структура оформился в нижнем палеозое. В среднем палеозое он испытывал опускание и в значительной своей части перекрывался морем. По-видимому, уже в это время предопре-делилось формирование крупной Венгерской впадины, окруженной приподнятыми краевыми зонами.

В верхнем палеозое и триасе на территории массива форми-руются континентальные осадочные и вулканогенные образова-ния пестрого состава. В юрское и меловое время западные ча-сти массива покрываются мелководным морем; в юго-восточ-ной и южной его частях происходит образование своеобразных узких «вложенных» геосинклинальных прогибов типа Муреш-ской синклинали. С этим периодом развития массива связано образование так называемого банатитового сложного комп-лекса интрузий, представленных гранитами, диоритами, грано-диоритами и гранодиорит-порфирами, монцонитами и габбро. Очень часто это трещинные небольшие по размерам интрузии, сопровождаемые молибденовой и медно-молибденовой минера-лизациями жильного и порфирирового типов, а также полиметал-лическим оруденением. В некоторых случаях на контакте грано-диоритов с карбонатными отложениями возникают рудонос-ные скарны с магнетитом, молибденитом, висмутином, тетра-димитом, козалитом и другими минералами.

Н. Онческу [1960] подчеркивает, что интрузии банатитов рас-полагаются в виде цепочек, причем районы их наиболее широ-кого распространения контролируются зонами пересечения раз-ломов, ограничивающих мезозойские синклинальные прогибы. Такое же структурное положение занимают и рудные зоны с минерализацией, проявляющейся с данными интрузиями.

В палеогене в связи с развитием смежных с массивом аль-пийских геосинклиналей его периферические части захватыва-ются краевыми прогибами. В центральных частях массива про-

исходит резкая дифференциация движений, четко оформляются блоки краевых поднятий с приподнятым докембрийским основанием. В неогене крупные части массива резко начинают опускаться, формируя Венгерскую и Трансильванскую впадины. В пределах первой накапливаются мощные толщи песчано-глинистых пород пannonского возраста. В это же, послесарматское, время в краевых поднятиях массива, где метаморфические комплексы фундамента выходят на поверхность или перекрыты маломощными образованиями чехла массива, в связи с блоко-

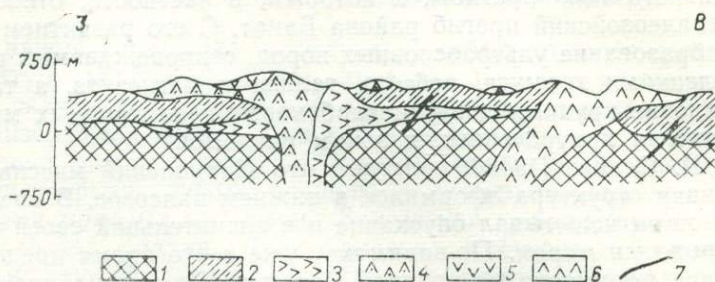


Рис. 7. Характер неогеновых вулканических построек, к которым приурочены золоторудные месторождения Апусенских гор (Румыния), по Т. Гитулеску и М. Баркошу (Giucă, Becău, Barcos, 1968).

1 — офиолитовые толщи мезозоя; 2 — песчаниково-сланцевые отложения среднего тортона; 3 — андезиты; 4 — дациты (досарматские); 5 — кварцевые андезиты; 6 — дациты (послесарматские); 7 — разломы.

выми движениями и подновлением разломов, происходят интенсивные наземные магматические процессы с формированием крупных и крайне сложных по строению вулканических аппаратов.

В Апусенском блоке (Румыния) возникают цепочки вулканов, отчетливо приуроченные к зонам тектонических нарушений, как правило, секущим все складчатые структуры. Сложные вулканические аппараты построены кварцевыми андезитами, андезитами и дацитами; они образуют многоярусные конусовидные и кольцообразные сооружения (рис. 7). К таким вулканическим постройкам приурочены низкотемпературные приповерхностные золоторудные месторождения, локализующиеся в зонах интенсивно пропилитизированных и каолинизированных пород. Рудные тела таких месторождений обычно имеют значительные размеры; они прослеживаются до 1500—2000 м в длину и до 700—1000 м по вертикали. Для месторождений очень характерны теллуриды золота; в некоторых из них золото ассоциирует с баритом, родохрозитом, гипсом, самородным мышьяком (месторождение Мусариу). Возникают своеобразные месторождения, в которых золото тесно связано с флюоритом (месторождения Валеа Мори, Станижа).

Формирование месторождений сопровождается интенсивными процессами изменения околорудных пород, среди которых наиболее широко проявлена пропилитизация, захватывающая относительно крупные площади в пределах рудных районов. Последующие процессы аргиллизации локализуются в интервале от 0 до 100—150 м от рудных зон и, наконец, процессы калиевого метасоматоза — адуляризации и серицитизации — проявляются в узкой до 1 м полосе у самых рудных тел. Для указанных месторождений характерны колломорфные, натечные текстуры руд, а также проявление процессов минерализации в несколько стадий.

В краевых, приподнятых частях Паннонского массива золоторудные месторождения локализуются в пределах нескольких рудных зон, строго контролируемых крупными разрывными нарушениями, к которым отчетливо приурочены неогеновые вулканы.

Из изложенного следует, что в пределах Паннонского массива отчетливо выделяются три группы месторождений; первая из них связана с образованиями фундамента массива и представлена эксгаляционно-осадочными метаморфизованными месторождениями железа в докембрийских породах, а также слюдоносными пегматитами; вторая группа рудных образований связана с образованием в пределах массива своеобразных наложенных геосинклинальных прогибов. С раннепалеозойскими ультраосновными породами ассоциируют рудопроявления хромита, асбеста, талька и магнезита. В пределах мезозойских прогибов, особенно в их бортовых частях, формируются трещинные интрузии диоритов и гранодиоритов («банатитовый» комплекс), сопровождаемые скарновыми и гидротермальными железорудными, молибденовыми, медно-молибденовыми и полиметаллическими месторождениями, иногда с висмутом, ураном и другими минералами. С неогеновым вулканизмом, интенсивно проявленным в пределах жестких сооружений краевых поднятий массива, связаны субвулканические золоторудные месторождения; в некоторых из них золото тесно ассоциирует с родонитом, гипсом, флюоритом, теллуридами и самородным мышьяком. Эти месторождения очень близки по особенностям своего проявления, связям с магматизмом и минеральному составу, к сходным золоторудным месторождениям срединного массива плато Колорадо.

АНАТОЛИЙСКИЙ МАССИВ

Анатолийский массив занимает центральные районы Турции; он окаймлен складчатыми сооружениями альпийских геосинклиналей, которые разделяет на две ветви — северную, Понтийскую, и южную, Тавридскую. Массив разбит на ряд крупных блоков;

в приподнятых блоках докембрийские породы выходят на поверхность (Боздагский, Храмский, Ликаонский, Артвинский и другие блоки), в опущенных — они залегают на небольшой глубине. Для массива в целом характерно широкое развитие метаморфических пород, слагающих его основание, которые в виде окон повсеместно выступают из-под покрывающих их отложений [Эрентоз, 1967]. В пределах массива отложения среднего и верхнего палеозоя представлены мелководными континентальными осадками пермо-карбона очень небольшой мощности [Хаин, 1969]. В окраинных частях массива имеют развитие мезозойские образования, представленные карбонатными, терригенными и вулканогенными формациями. Значительную площадь в центре массива занимают континентальные отложения и вулканические образования палеоген-неогенового возраста. Для массива характерно проявление многочисленных разрывных нарушений, оконтуривающих как отдельные блоки, так и весь массив в целом. При общем широтном направлении главных разломов выделяются поперечные, северо-западные и меридиональные нарушения, по которым происходило перемещение крупных блоков. В состав докембрийских комплексов основания массива входят гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов, а также гранито-гнейсы и граниты, условно относимые к протерозойским образованиям.

С породами докембрия связаны небольшие месторождения корунда, приуроченные к прослоям мраморов в сланцах. По-видимому, с древними гранитами связаны небольшие пегматитовые месторождения с редкометальной (молибденовой) минерализацией. С развитием альпийских геосинклинальных прогибов в пределах массива и по его периферии возникают многочисленные месторождения. К ним в первую очередь относятся хромитовые месторождения, четко локализующиеся в северной и южной хромитоносных рудных зонах, окаймляющих массив. На западе массива хромитовые месторождения почти сплошным кольцом опоясывают его Лидийский блок. Наиболее отчетливо приуроченность крупных массивов к краевым разломам, оконтуривающим массив, устанавливается в юго-восточной его части в рудном районе Гюлеман, где кристаллические породы основания массива непосредственно контактируют с хромитоносными ультрабазитами. Все хромитовые месторождения связаны с массивами ультраосновных пород, которые в Понтийской ветви альпийской геосинклинали, по-видимому, имеют меловой, а в Таврической ветви — неогеновый возраст. В пределах массива известны шовные интрузии ультрабазитов, приуроченные к зонам молодых разломов, также сопровождаемые хромитовой минерализацией (месторождение Кетюрнек, Майдое). Кроме хромитов с ультраосновными интрузиями ассоциируют месторождения магнезита и сепиолита.

По-видимому, с альпийскими сиенитовыми интрузиями, проявляющимися в пределах массива, связаны некоторые железорудные месторождения скарнового типа (Диврик). Имеются основания полагать, что именно с альпийскими интрузиями ассоциирует, кроме того, медное и молибденовое оруденение, иногда представленное крупными скарновыми залежами. В палеогене, по-видимому, формируются свинцово-цинковые месторождения, близкие по генетическим особенностям к месторождениям Родопского массива.

Особенностью металлогении Турции и ее срединных массивов является широкое развитие сурьмяных и ртутных месторождений, которые образуют крупный рудный пояс, протягивающийся севернее Таврического хромитового пояса. Примечательно, что многие месторождения сурьмы и ртути локализируются среди древних толщ, будучи приуроченными к протяженным зонам молодых разрывных нарушений. В последние годы в Турции в области Нигде среди метаморфических пород докембрия (?) обнаружены уникальные месторождения сурьмы [Wepfel, 1967]. Оруденение приурочено к зонам разломов, проходящим в ядре антиклинальной складки в мраморах на контакте с филлитами. Длина рудных тел превышает 1500 м, при их мощности в 1—2 м. Руды месторождения комплексные: содержание сурьмы — 4,2%; трехокси вольфрама — 4%; ртути — 0,2%. В пределах рудного поля месторождения установлены залежи барита. Такие месторождения являются самыми молодыми из известных в пределах массива и формируются, очевидно, в неогене.

А. Маухер [Maucher, 1965], анализируя особенности проявления сурьмяно-ртутно-вольфрамовых месторождений в пределах Средиземноморского пояса, указывает, что эта своеобразная группа рудных образований не связана с орогенным циклом и формируется в особых условиях развития земной коры в связи с крупными расколами в зонах, параллельных краям древних массивов. Однако он полагает, что эти месторождения являются не первично гидротермальными, а регенерированными.

ИРАНСКИЙ МАССИВ

Иранский срединный массив охватывает огромную площадь Центрального и Восточного Ирана, Афганистана и часть Юго-Западного Пакистана. Со всех сторон он окаймлен складчатыми сооружениями альпийского возраста: с севера — складчатыми системами Эльбурса и Аладаг-Биналуда, с юго-запада — складчатой зоной Загроста и далее на восток и северо-восток — складчатыми сооружениями Белуджистанской геосинклинали.

В. Е. Хаин [1969], анализируя особенности тектонического развития Ирана, справедливо отмечает, что последние исследо-

вания подтверждают точку зрения о существовании в центральных и восточных районах Ирана крупной жесткой срединной массы, подвергшейся в альпийское время крайне интенсивной переработке. На это указывают и новейшие данные известного исследователя Ирана И. Штоклина [Stöcklin, 1968], а также некоторые личные наблюдения, сделанные на территории Белуджистана [Щеглов, 1969а]. Знакомство автора с последними материалами по геологии Ирана, которые любезно были ему показаны директором Геологической службы Ирана Н. Хадемом и И. Штоклином во время посещения этой страны в 1968 г., позволяет с еще большей уверенностью полагать, что представления о крупном срединном массиве Ирана, ядро которого составляет Лутская глыба, имеют серьезное фактическое обоснование и отражают современный уровень знаний по геологии этой страны.

Иранский срединный массив имеет форму треугольника с вытянутой в северо-западном направлении вершиной; его основание сложено метаморфическими породами докембрия, которые обнажаются в виде крупных и мелких блоков, в различных его районах. Значительная часть массива, в особенности на севере, перекрыта неогеновыми и более молодыми отложениями молодых депрессий. От складчатых сооружений геосинклинальных поясов жесткие сооружения массива отделены крупными зонами краевых разломов.

В теле массива на всем протяжении его истории в связи с развитием окружающих его геосинклинальных зон в палеозое и мезозое возникали прогибы, иногда геосинклинального типа, выполненные разновозрастными осадками. Примером такой «вложенной» структуры является Восточно-Иранский флишевый прогиб, разделяющий массив на две крупные части: собственно Иранскую и Афганистано-Пакистанскую (Белуджистанскую). В пределах Пакистана фрагментом Иранского массива является срединный массив Чагаи, расположенный на севере Макранского прогиба, выполненного палеоген-неогеновыми толщами, среди которых преобладают флишеподобные песчаниково-сланцевые комплексы миоцена и олигоцена. Макранский прогиб соединяется с Восточно-Иранским, составляя вместе с ним единую структуру — поздний геосинклинальный прогиб, который на территории Ирана по зонам меридиональных разломов накладывается на жесткие структуры срединного массива.

Характерная особенность геологического строения Иранского массива состоит в том, что с юго-запада и юга вдоль его границы со складчатыми сооружениями Загроса протягивается крупный вулканический пояс, в пределах которого широко развиты разнообразные комплексы континентальных эффузивов, проявляющихся по времени от мела доныне (рис. 8). Этот вулканический пояс переходит на территорию Пакистана и был

зафиксирован нами в срединном массиве Чагаи. Его общая протяженность превышает 2300 км, причем практически на всем этом огромном расстоянии проявляются наземные сложные по строению и составу вулканогенно-интрузивные образования, представленные главным образом производными умереннокис-

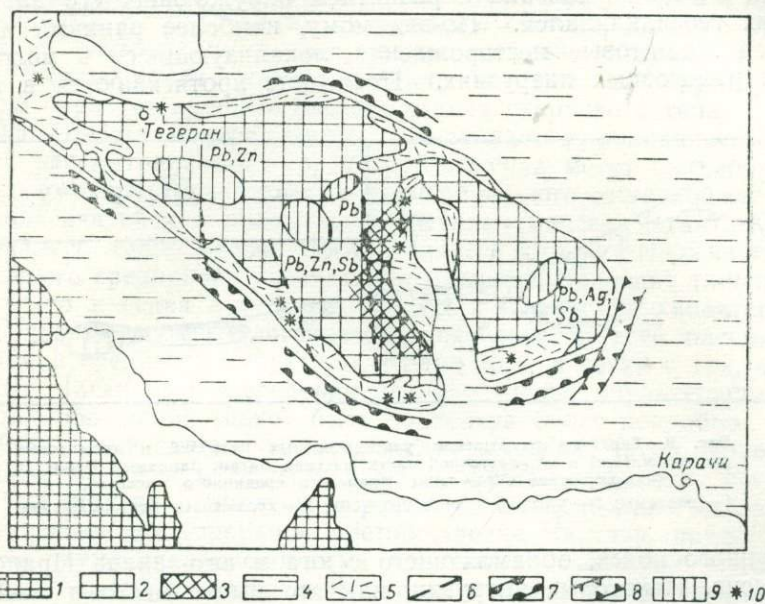


Рис. 8. Схема размещения вулканических поясов, рудных зон и районов в Иранском срединном массиве.

1 — Аравийская платформа; 2 — Иранский срединный массив; 3 — массив Лут с выходами докембрия и горизонтально залегающими на них отложениями фанерозоя; 4 — альпийские складчатые сооружения; 5 — вулканические пояса, сложенные наземными мезозойскими и кайнозойскими эффузивами; 6 — разломы; 7 — зоны развития хромитовых месторождений; 8 — ртутьно-сурьмяная рудная зона; 9 — рудные районы с меторождениями Pb, Zn, Sr, F, Hg, возникающими в связи с процессами автономной активизации; 10 — древнечетвертичные вулканы.

лых и основных магм. К этому же вулканическому поясу, возникшему в краевой зоне срединного массива, приурочены и молодые — древнечетвертичные вулканы. В пределах срединного массива достаточно широко проявились разновозрастные гранитные интрузии, часто контролируемые зонами разрывных нарушений. Металлогения Иранского срединного массива изучена крайне слабо, в особенности много неясных вопросов возникает при анализе закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых на афганской части массива.

С древними докембрийскими комплексами, представленными различными орто- и парапородами, связаны небольшие месторождения графита и слюды (Афганистан). В Иране в докем-

брийских комплексах известны повышенные содержания андалузита и кианита, а с древними гранитами ассоциируют пегматиты, в которых недавно была установлена бериллиевая минерализация [Variand, Issakhanian, Sadrzadeh, 1965]. Большая часть известных в пределах массива эндогенных месторождений, очевидно, связана с развитием окружающих его альпийских геосинклиналей. По-видимому, наиболее ранними являются хромитовые месторождения, локализующиеся в молодых ультраосновных интрузиях. Последние протягиваются в виде

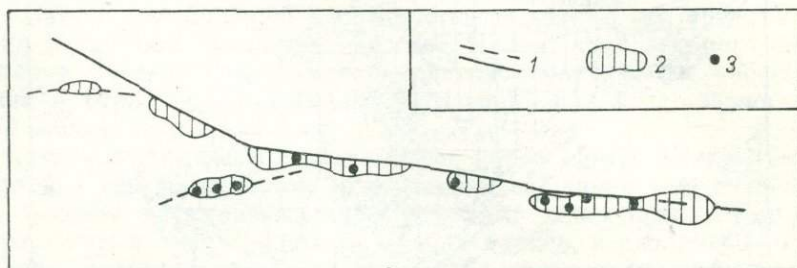


Рис. 9. Характер размещения ультраосновных интрузий и хромитовых месторождений в юго-восточной части массива Чагаи, Западный Пакистан (юго-восточное обрамление Иранского срединного массива).

1 — разломы; 2 — ультраосновные интрузии; 3 — хромитовые месторождения.

крупного пояса, обрамляющего с юга и юго-запада Иранский массив. Некоторые интрузии, как это имеет место в массиве Чагаи, приурочены к крупным краевым разломам на границе жестких структур массива с прогибами. Такие интрузии образуют характерные дайкообразные тела, локализующиеся в самих краевых разрывах (рис. 9); с ними также связана промышленная хромитовая минерализация (хр. Рас-Кох, Белуджистан). Наиболее крупные месторождения хромитов известны на юге Ирана.

Вторая крупная группа рудных месторождений, проявившаяся непосредственно в пределах массива и приуроченная к его внутренним краевым частям, представлена медными, молибденовыми и комплексными медно-молибденовыми месторождениями, проявляющимися в связи с поясами вулканических пород, протягивающимися от границ Турции на юго-восток вплоть до массива Чагаи в Пакистане и на восток, вдоль складчатых сооружений Эльбурса. В пределах этих поясов, практически на всем их протяжении, широко распространены указанные месторождения, представленные разными генетическими и морфологическими типами. Эти месторождения генетически связаны с трещинными субвулканическими интрузиями гранодиоритов и андезитовых порфиритов позднемелового и палеогено-

вого возраста. Н. Хадем [Khadem, 1964] среди медных месторождений выделяет три типа: контактово-метасоматические, жильные и вкрапленные. Среди них в последнее время особое значение на юго-западе Ирана приобрели месторождения порфиривого типа, в которых медная и молибденовая минерализация проявляются совместно. С наземными эффузивами и прорывающими их интрузиями сиенитового состава, которые развиты во внутренних краевых частях массива, связана, кроме того, железорудная минерализация, которая на территории Ирана образует крупные месторождения скарнового типа.

Особенности минерализации юго-западного вулканического пояса рассматриваемого срединного массива могут быть более детально охарактеризованы на примере его юго-восточной части, располагающейся в пределах Пакистана (массив Чагаи). Как отмечалось выше, массив Чагаи является юго-восточной частью Иранского срединного массива; его рудные проявления типичны для всего массива в целом и как бы в миниатюре характеризуют некоторые металлогенические особенности всей рассматриваемой срединной структуры. Кроме того, в связи с тем, что массив Чагаи был исследован автором лично, характеристика его месторождений может быть приведена более подробно.

Выше отмечалось, что в пределах массива Чагаи широко развиты меловые и палеогеновые наземные эффузивы, среди которых широко проявлены порфириты. С последними связано своеобразное железорудное месторождение Чилгази, представленное двумя скарноподобными пластовыми залежами эпидот-магнетитовых руд, заключенных среди мощной толщи порфиритов условно позднемелового возраста. Образование магнетитовых руд неразрывно связано с формированием вулканогенных пород; в пределах пласта эпидотизированных порфиритов магнетитовые залежи часто линзуются, выклиниваются и переходят в эпидотизированные порфириты с рассеянным магнетитом, а затем в неизмененные эффузивы. Мощность рудных пластов достигает 3—4 м. В других районах в порфиритах встречаются небольшие линзы пирротина, иногда образующие достаточно широкие и вытянутые рудные зоны (район Саиндака). С кислыми эффузивами также ассоциирует железорудная минерализация. К таким месторождениям относится месторождение Кунди; оно представлено небольшими телами диопсид-гранатовых скарнов с линзами гематита, возникающими на контакте риолитов и известняков.

Мезозойско-кайнозойские эффузивные толщи прорваны трещинными интрузиями диоритов и гранодиоритов, которые сопровождаются обычно незначительной по масштабам железорудной минерализацией скарнового типа. К таким месторождениям относится месторождение Бандаган в горах Рас-Кох. Месторождение представлено маломощной зоной гранатовых скарнов

с магнетитом и халькопиритом, возникающих на контакте метаморфических пород и палеогеновых гранодиоритов. Интересно отметить, что рудоносные скарны прорываются гранитами, в которых наблюдаются крупные ксенолиты гранат-магнетитовых руд.

Характерной особенностью металлогении массива Чагаи является широкое, но не интенсивное проявление в его пределах медной минерализации, обычно представленной небольшими кварц-халькопиритовыми жилами. На западе массива, на границе с Ираном, в районе форта Саиндак, медная минерализация тесно ассоциирует с молибденовой. Здесь сложная по составу толща вулканогенных пород условно эоценового возраста, состоящая из перемежающихся горизонтов кислых и основных эффузивов, собранных в складки северо-западного простирания, прорвана небольшими штокообразными телами гранодиорит-порфиров, образующих цепочку трещинных интрузий. Вокруг массивов гранодиорит-порфиров эффузивы интенсивно ороговикованы и пиритизированы. В некоторых случаях в зоне экзоконтакта встречаются кварцевые прожилки с молибденитом и халькопиритом.

Среди кислых эффузивов известны небольшие рудопроявления свинца, представленные небольшими галенит-сфалеритовыми линзами с кальцитом (месторождение Диранг Калат). Рудные линзы локализуются среди мощной зоны перемятых и брекчированных риолитов. М. Ахмад [Ahmad, 1962] полагает, что оруденение связано с монзонитами, обнажающимися южнее месторождения.

Верхняя возрастная граница рассмотренных месторождений однозначно не устанавливается. По-видимому, они не древнее олигоцена. Важно подчеркнуть, что в пределах массива Чагаи месторождения и рудопроявления меди, молибдена и свинца ассоциируют с трещинными интрузиями умереннокислых гранитоидов и диоритов. С этими же интрузиями связаны и небольшие месторождения железа скарнового типа.

Наиболее молодыми эндогенными минеральными образованиями в пределах массива Чагаи являются серные месторождения; они приурочены к кратерам древнечетвертичных вулканов, образующими севернее Нок-Кунди сложные и крупные вулканические постройки, возвышающиеся в виде высоких пиков. Древние вулканы вскрыты в настоящее время узкими каньонами, в их ложе выходят минеральные источники, из которых и сейчас образуется самородная сера. Месторождения представляют собою крупные линзы высококачественной самородной серы мощностью от нескольких метров до 30 м. Во время второй мировой войны эти месторождения интенсивно разрабатывались.

Анализ особенностей проявления медно-молибденовой минерализации, тесно связанной с интрузивно-вулканогенными комплексами вулканических поясов, образующихся во внутренних краевых зонах Иранского массива, показывает, что вулканические пояса и сопутствующие им медные, молибденовые и железорудные месторождения возникают в условиях жестких структур срединного массива, которые подвергаются процессам тектоно-магматической активизации под влиянием развития на сопредельных территориях альпийских геосинклинальных прогибов в период проявления в их пределах главных фаз складчатости [Stöcklin, 1968; Щеглов, 1969].

Широкое развитие в пределах Иранского массива, в его центральных районах, имеют полиметаллические месторождения. Эти месторождения локализуются в различных по возрасту породах, вплоть до молодых эффузивов. Для многих месторождений типична ассоциация галенита и сфалерита с баритом; при этом сфалерит представлен низкотемпературным клейофаном (месторождение Канат-Марван). Для руд некоторых галенит-сфалеритовых месторождений характерно присутствие в них флюорита (Дербенд, Ангуран). Месторождения обычно представлены минерализованными зонами дробления или пластовыми, стратиформного типа, залежами в карбонатных породах. Последний морфологический тип месторождений широко распространен в районах Кушка и Исфахана, где известны крупные месторождения богатых руд, представленные пластообразными рудными залежами, мощность которых в известняках достигает четырнадцати метров (месторождение Анджире). Эти месторождения очень напоминают свинцово-цинковые месторождения телетермального типа, развитые в некоторых срединных массивах Западной Европы и их обрамлении (например, месторождения Чешского и Армориканского массива). Для некоторых полиметаллических месторождений Иранского срединного массива характерно проявление урановой минерализации (Джубанда).

Рассматривая металлогенические особенности Иранского массива, нельзя не отметить, что в его пределах известны месторождения «пятиэлементной» формации. К ним относится месторождение Байхе-Багх, представленное протяженными (до 1500 м) кальцит-родонитовыми жилами с самородным висмутом, шмальтином, скуттерудитом, сафлоритом, кобальтином, раммельсбергитом, коффинитом, сопровождаемыми халькопиритом и теннантитом вместе с другими сульфидами. В рудах данного месторождения встречается самородное золото. В районе Анарека известны никель-кобальтовые гидротермальные месторождения (Талмеси, Мескани), представленные оруденелыми трещинными зонами с самородным висмутом, аннабергитом, эригрином, раммельсбергитом, сафлоритом, халькопиритом и другими минералами. Кроме этих месторождений, характерных для

многих срединных массивов и возникающих в стадию их автономной тектоно-магматической активизации, в Иранском массиве известны эпитермальные месторождения флюорита, сурьмы и барита, приуроченные иногда к крупным зонам разрывных нарушений. В районе Анарека известны кварц-антимонитовые жилы протяженностью до одного километра и мощностью более метра (Патиар). Месторождения сурьмы встречаются на юго-востоке массива, в пределах Афганистана. Промышленные жильного типа месторождения барита известны в районе Тегерана. Самостоятельная флюоритовая минерализация на территории массива проявилась не интенсивно.

Закономерности размещения месторождений свинца и цинка, «пятиэлементной» формации и эпитермальных месторождений сурьмы, барита и флюорита не изучены; нет необходимого фактического материала и об их возрасте, хотя, по-видимому, они являются весьма молодыми рудными образованиями, так как некоторые из них локализируются в палеогеновых эффузивах. Не установлена связь указанных месторождений с магматизмом, хотя для месторождений первых двух групп отчетливо намечается пространственная связь с дайковыми комплексами. Все это, естественно, затрудняет достоверное определение тектонической позиции данных групп эндогенных месторождений. В то же время некоторые особенности их минерального состава и условий локализации столь характерны, что эти месторождения могут быть сопоставимы с крайне сходными месторождениями ряда срединных массивов Западной Европы. Ранее нами было показано [Щеглов, 1968], что последние формируются в связи с процессами автономной тектоно-магматической активизации.

ПАМИРСКИЙ МАССИВ

Срединный массив Юго-Западного Памира является типичной срединной структурой в пределах мезозойско-кайнозойской геосинклиальной зоны Каракорума [Бархатов, 1963]. Массив построен главным образом докембрийскими образованиями, среди которых преобладают различные гнейсы и кристаллические сланцы с небольшими телами ортоамфиболитов, пироксенитов и габбро. Широко развиты мигматиты и граниты, условно относимые к докембрию.

С докембрийскими породами основания массива связан пестрый комплекс полезных ископаемых. В кристаллических сланцах с прослоями мраморов известны месторождения высококачественного флогопита; с древними ультрабазитами связаны рудопроявления талька, с протерозойскими (?) гранитами ассоциируют слюдоносные пегматиты, содержащие иногда ювелирные полихромные турмалины. В кристаллических комплексах основания массива известны рудопроявления ляпис-лазури и

шпинели. Докембрийская минерализация массива по своему облику близка к оруденению, проявленному в пределах Байкальского срединного массива, также сложенного архейскими комплексами.

От молодых складчатых сооружений массив отделен крупными зонами краевых разломов, резко отчленяющих докембрийские образования от альпийских структур. В юрско-меловое время в связи с развитием смежных геосинклиналей массив подвергся многочисленным расколам; в его пределах возникают зоны катаклаза и бластомилонитов. К ним обычно приурочены многочисленные гранитные массивы, сопровождаемые пегматитами, среди которых выделяются редкометалльные и хрусталеносные представители. Наиболее крупной в пределах массива является Шугнанская шовная интрузия гранитов, приуроченная к региональному разлому, вдоль которого происходило смещение крупных блоков. Этот плутон сложен главным образом двуслюдяными лейкократовыми и биотитовыми гранитами; он представляет собою согласное, внутрiformационное тело с пологим южным контактом, наклоненным на север в сторону альпийского геосинклинального прогиба. Массив вытянут по простиранию на 200 км и на всем своем протяжении сопровождается согласными и секущими дайками аплита и рудоносных пегматитов.

В последнее время в пределах массива выявлены трещинные интрузии гранит-порфиров условно мезозойского возраста, с которыми ассоциируют сульфидно-касситеритовая и флюоритовая минерализации. Эти наложенные образования, несомненно, возникают в условиях тектонической активизации консолидированных структур Памирского срединного массива.

ИНДОСИНИЙСКИЙ И БИРМАНСКИЙ МАССИВЫ

На самом юго-востоке складчатых сооружений Тетиса, там, где его структуры входят в соприкосновение со структурами Тихоокеанского подвижного пояса, на территории Бирмы, Таиланда, Камбоджи, Лаоса и Вьетнама, наблюдается сложная мозаика крупных и мелких тектонических блоков докембрия, окруженных мезозойскими геосинклинальными зонами. Среди таких блоков, представляющих собою устойчивые, жесткие срединные структуры, отчетливо выделяются несколько крупных срединных массивов; к ним в первую очередь относятся Индосинийский, Бирманский и Северо-Тонкинский массивы, а также ряд мелких блоков, представлявших собою в прошлом, по-видимому, единую платформенную структуру Индосиния.

Наиболее крупным является Индосинийский массив; его большая, западная, часть окружена и перекрыта палеозойскими

и мезозойскими толщами, среди которых присутствуют главным образом континентальные и субконтинентальные осадки, относящиеся по времени к верхам среднего карбона до мела включительно [Постельников, 1960]. Восточная часть массива представляет собою краевое поднятие, сложенное докембрийскими метаморфическими комплексами. К северу от Индосинийского массива располагается Северо-Тонкинский, а к западу Бирманский массивы.

Основание всех трех массивов сложено кристаллическими породами докембрия, среди которых главную роль играют архейские образования. Они представлены разнообразными кристаллическими сланцами, пара- и ортогнейсами, мраморами, параамфиболитами, кальцифирами и кварцитами. С метаморфическими породами докембрия связан пестрый комплекс полезных ископаемых. Здесь известны метаморфические месторождения высокоглиноземистого сырья в кристаллических сланцах, а также месторождения графита и железа; последние во Вьетнаме представлены пластообразными телами железистых кварцитов, связанных переходами с почти мономинеральными магнетитовыми рудами. Месторождения графита приурочены к слюдяным кристаллическим сланцам, образующим выдержанные горизонты.

В пределах Бирманского массива широко распространены месторождения драгоценных камней, которые возникли на контакте кальцифиров с древними кислыми гранитами. В образующихся на контакте скарноподобных породах встречаются рубины и сапфиры, а также другие самоцветы: шпинель, гранат, бесцветный корунд, ляпис-лазурь.

Докембрийские метаморфические комплексы прорваны дайками пегматитов, которые иногда мусковитоносны, а в некоторых случаях содержат топаз, берилл, турмалин, аметист и горный хрусталь. С гнейсовидными двуслюдяными докембрийскими гранитами намечается связь оловянного оруденения, о чем свидетельствуют повышенные содержания касситерита в шлихах рыхлых отложений рек, дренирующих эти массивы.

С развитием смежных геосинклиналей в массивах возникают комплексы наложенных магматических и рудных образований. В этом отношении интересен Бирманский массив. Здесь известны трещинные интрузии перидотитов, пикритов, норитов, эклогитов и нефелиновых сиенитов. Эти породы по своему составу и особенностям проявления близки к сходным интрузиям Кокчетавского срединного массива. В пределах Бирманского массива с ними, по данным Г. А. Твалчредзе [1964], связаны только различные самоцветы, возникающие на контакте этих интрузий с карбонатными породами.

В осадочно-вулканогенном палеозойском чехле Бирманского массива известны крупные месторождения полиметаллов, харак-

теризующиеся повышенным содержанием серебра, никеля и кобальта. Предполагается, что такие месторождения имеют кембрийско-силурийский возраст (М. Кришнан, 1954).

С развитием геосинклинальных прогибов, окружающих массивы, связана интенсивная оловянно-вольфрамовая и сурьмяно-ртутная минерализация. Некоторые из таких месторождений локализуются в пределах самих массивов, что, однако, для них не характерно. Как правило, зоны развития оловянно-вольфрамовых и ртутно-сурьмяных месторождений располагаются в складчатых структурах на периферии массивов, как бы обрамляя их. При этом намечается, что ближе к массиву располагается оловянно-вольфрамовая зона, а за ней сурьмяно-ртутная (Тонкинский массив). Металлогения рассматриваемых массивов изучена крайне недостаточно, в особенности вопросы проявления оруденения во времени; тем не менее имеющийся крайне ограниченный материал позволяет на примере срединных массивов Юго-Восточной Азии несколько дополнить общую картину особенностей проявления минерализации в этих своеобразных структурах и увидеть некоторые общие черты проявления в их пределах месторождений полезных ископаемых. Особенно интересен факт проявления в Бирманском массиве платформенного магматизма, представленного интрузиями перидотито-пироксенито-норитовой формации, а также нефелиновых сиенитов.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ ТИХООКЕАНСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

Огромная планетарная подвижная структура — Тихоокеанский геосинклинальный пояс, образованный гирляндой мезозойско-кайнозойских складчатых областей, примыкающих к акватории Тихого океана и иногда глубоко вдающихся в материк, — характеризуется рядом специфических особенностей геологического строения [Радкевич, 1963; Ициксон, 1963; Красный и др., 1966], среди которых одной из важнейших является большая роль срединных массивов, выражающаяся не только в их влиянии на формирование геосинклинальных прогибов, но и на развитии вулканических поясов и специфику металлогенических особенностей всей структуры в целом. Наиболее широко срединные массивы развиты в пределах северо-западной части пояса. К ним в первую очередь относятся Буреинский, Ханкайский, Охотский, Колымский и Омолонский срединные массивы, наиболее отчетливо вырисовывающиеся среди складчатых структур Востока СССР.

В пределах американской ветви Тихоокеанского пояса срединные массивы единичны; их представителями являются мас-

сив плато Колорадо в США и Патагонский в Южной Америке. Последний массив изучен слабо и выделяется условно. Массив плато Колорадо характеризуется рядом особенностей, которые не позволяют в настоящее время однозначно относить его к типичным срединным массивам, поэтому хотя он и рассматривается нами как срединный массив, следует иметь в виду, что он относится к особому типу подобных структур. Ниже этот вопрос будет рассмотрен подробнее, однако уже сейчас следует отметить, что для огромной по размерам американской ветви Тихоокеанского пояса устойчивые, стабильные области типа срединных массивов не характерны.

Остановимся сначала на рассмотрении металлогении срединных массивов северо-западной части Тихоокеанского геосинклинального пояса*, выраженных в мезозойских складчатых сооружениях этой структуры весьма контрастно.

БУРЕИНСКИЙ МАССИВ

Буреинский срединный массив может служить хорошим примером древней структуры срединного типа, в пределах которой известны месторождения, возникающие в разные этапы ее развития. По данным Г. В. Ициксон [1961], Буреинский массив представляет собою специфическую поперечную (срединную) структуру, разделяющую мезозойские геосинклинальные области Восточного Забайкалья и Сихотэ-Алиня. Массив является частью древнего Бохайского поднятия, испытавшего устойчивую тенденцию к воздыманию начиная с верхнего кембрия. Основание массива представляет собою сложное протерозойско-нижнекембрийское складчатое сооружение, являющееся частью байкальского подвижного пояса. Древние структуры сложены здесь различными метаморфическими комплексами, собранными в узкие изоклинальные складки, разорванные массивами кембрийских гранитоидов.

Процессы раннепалеозойской складчатости, завершившиеся внедрением интрузивных масс, привели к тому, что мобильная (геосинклинальная) зона, которая была на территории Малого Хингана в протерозое, синии и частично нижнем кембрии, оказалась превращенной в жесткое сооружение, оформившееся уже в позднем кембрии как срединная структура, характеризующаяся нарастанием восходящих движений. Отложения среднего и позднего кембрия, ордовика, силура и раннего девона на Ма-

* Характеристика массивов приводится по данным Е. А. Радкевич [1963], Л. И. Красного, П. Н. Кропоткина, Г. И. Воларовича [1963], Н. А. Богданова [1963], Л. И. Красного [1966], В. Ф. Белого и др. [1964], С. М. Тильмана [1958], В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова [1958], Н. П. Аяикеева, И. Е. Драбкина, В. А. Титова [1967], Б. М. Чикова [1967], В. Т. Матвеевко [1968], Р. А. Умитбаева [1969] и др.

лом Хингане не известны. В среднем девоне и позднем карбоне на этой территории происходит формирование небольших прогибов, в которых накапливаются главным образом терригенные и вулканогенные образования. Возникновение этих прогибов связано с заложением геосинклиналей на западной окраине Восточно-Азиатского пояса. В перми, триасе и юре осадконакопление на площади массива отсутствует. В юре здесь формируются трещинные интрузии гранитов, гранодиоритов и адаметлитов, становление которых связано с интенсивным проявлением магматизма в соседних геосинклиналях.

Начиная с раннего мела консолидированные структуры Буреинского массива подвергаются интенсивным процессам тектоно-магматической активизации, что выражается прежде всего в оживлении древних и возникновении многочисленных новых крупных зон разломов, влияющих на формирование наложенных впадин, выполненных вулканогенными и терригенными толщами.

В общем процессе активизации консолидированных структур Буреинского массива устанавливаются две стадии. Первая начинается с поздней юры и охватывает весь ранний мел; она выражается в образовании пологих мульд, сложенных мощными покровами кварцевых порфиров, их туфов и туфолов. В основании покровов в резко подчиненном количестве наблюдаются порфиры, андезиты и их туфы. Эффузивы собраны в пологие брахисинклинальные складки и разбиты многочисленными, часто протяженными разломами.

С каждым крупным этапом развития массива связан свой специфический комплекс полезных ископаемых. С протерозойскими метаморфическими комплексами связаны рудопроявления и месторождения графита, марганца, железа и золота. Железорудные месторождения представлены гематитовыми и гематит-магнетитовыми полосчатыми рудами типа железистых кварцитов. В тесной связи с железными рудами в ряде месторождений находятся марганцевые руды, залегающие в лежащем боку рудных горизонтов и представленные браунито-гематитовыми породами [Ициксон, Чеботарев, 1961].

С раннемезозойскими интрузиями в пределах массива ассоциируют небольшие месторождения и рудопроявления олова. С юрскими трещинными интрузиями гранитов и гранодиоритов, которые располагаются по периферии массива, связаны небольшие месторождения золота, молибдена и вольфрама (шеелита). Эта минерализация, по мнению М. И. Ициксона, обусловлена развитием Хингано-Охотского вулканического пояса.

В позднем мезозое консолидированные структуры Буреинского массива подвергаются интенсивным процессам тектоно-магматической активизации, затрагивающим преимущественно центральные районы срединной структуры. Вдоль активных раз-

ломов возникают наложенные прогибы, выполненные континентальными эффузивами. В пределах таких прогибов в связи с разломами формируются меловые субвулканические интрузии гранит-порфиров, к которым приурочены оловорудные месторождения сульфидно-касситеритового и реже — кварц-касситеритового типов. Интрузии тесно ассоциируют с покровами кислых эффузивов, которые в ряде случаев также являются рудоносными, о чем свидетельствует присутствие в них мелких, но богатых гнездовых скоплений «деревянистого» касситерита. Покровы кислых эффузивов занимают в пределах массива площади более 2000 км²; их мощность не менее 1000 м.

Гранит-порфиры и вмещающие их эффузивы идентичны по составу. Устанавливается, что образование интрузий происходило на небольших глубинах, около нескольких сотен метров. С гранит-порфирами связаны оловорудные месторождения, представленные широкой серией образований различных генетических типов: сульфидно-касситеритовых, кварц-касситеритовых и рудопроявлений «деревянистого» олова. Наиболее крупным является Хинганское месторождение — типичный представитель сульфидно-касситеритовой формации [Ициксон и др., 1959]. Месторождение приурочено к интрузии гранит-порфиров, в пределах которой выделяются два типа рудных тел: рудные штокверки в зонах взрывных брекчий и рудные тела, приуроченные к зонам брекчий вне трубок взрыва. Некоторые оловорудные месторождения района представлены зонами своеобразных топазо-кварцевых пород с касситеритом; примечательной внешней особенностью руд таких месторождений являются сферолиты топаза, отчетливо выделяющиеся на фоне тонкозернистой касситерито-серицитово-кварцевой массы (Карадубское месторождение). По своим особенностям эти месторождения приближаются к оловорудным образованиям кварц-касситеритового типа, сформированным в приповерхностных условиях в кровле интрузий гранит-порфиров. Третий тип оловянных месторождений представлен в Бурейнском массиве месторождениями «деревянистого» олова.

Вторая стадия тектоно-магматической активизации по времени охватывает поздний мел и палеоген и проявляется в формировании так называемой Архаро-Бурейнской депрессии, выполненной терригенными угленосными отложениями. С этой стадией активизации связано формирование более молодых, чем оловянные, позднемеловых или палеогеновых (?) рудопроявлений и месторождений флюорита и сурьмы, приуроченных к зонам молодых разломов, которые проявляются в бортовых частях наложенной депрессии. Наиболее значительным из таких месторождений является Богучанское, представленное жилами и оруденелыми зонами халцедоновидного кварца в туфах и песчаниках мела. В жилах кроме халцедона, флюорита и анти-

монита в небольших количествах присутствует киноварь. Такие эпitherмальные месторождения и рудопроявления не обнаруживают ясной связи с интрузивными породами.

Необходимо отметить, что в северном обрамлении массива вдоль крупных краевых разломов Монголо-Охотского шва, оконтуривающих срединный массив, в последние годы выявлены признаки ртутной минерализации. На востоке массива З. В. Сидоренко [1968] выделяет Хингано-Буреинскую сурьмяно-ртутную зону, которая располагается во внешней краевой части массива и контролируется системой глубинных разломов, расположенных кулисообразно относительно друг друга и фиксируемых выступами блоков кристаллических пород фундамента массива среди палеозойских и мезозойских терригенных отложений геосинклинального типа, развитых по периферии Буреинского массива.

ХАНКАЙСКИЙ МАССИВ

Массив представляет собою крупный блок докембрийских и нижнепалеозойских структур, расположенный среди складчатых сооружений Сихотэ-Алинской геосинклинали; по тектоническому строению массив напоминает платформу [Громов, 1959]. В массиве выделяются складчатое основание и покров слабо дислоцированных отложений. Складчатое основание сложено кристаллическими породами протерозоя и мощными толщами слюдяных сланцев, эффузивов и известняков, относящихся к синию и кембрию. Эти породы собраны в сложные складки преимущественно северо-западного простирания. С позднекембрийской складчатостью связано формирование крупных гранитных плутонов. С этого времени массив играет роль срединной жесткой структуры, заключенной между складчатыми сооружениями Восточно-Азиатской геосинклинали.

В пермский период в пределах массива происходили незначительные излияния кислых магм, сформировавших пологие мульды, выполненные континентальными вулканогенными комплексами. Такие структуры широко развиты на северо-западе массива, юго-западнее оз. Ханко. Примерно в это же время происходит становление гранитных интрузий, сопровождаемых оловянно-вольфрамовым и флюоритовым оруденением. Наиболее тесно эта минерализация связана с мелкими массивами аляскитовых гранитов, располагающихся по периферии более крупного гродековского батолита. Возраст гранитов большинством исследователей считается позднепалеозойским; их взаимоотношения с пермскими эффузивами в настоящее время однозначно не установлены. Отложения мела представлены терригенными угленосными толщами. Они образуют крупные мульды с пологим центроклинальным залеганием слоев. В это же время в связи с развитием на смежной территории Сихотэ-Алиня геосин-

клинального прогиба в пределах массива в зонах молодых разломов происходит становление трещинных, многофазных интрузий гранитоидов.

В кайнозойе в центре массива возникает крупная Ханкайская межгорная впадина, выполненная почти не дислоцированными континентальными терригенными образованиями олигоцена и миоцена. В пределах Ханкайского массива, который имеет сравнительно ограниченные размеры, известен широкий комплекс полезных ископаемых [Иванов, Томашунас, 1963]. С метаморфическими сланцевыми комплексами архея, слагающими фундамент массива, ассоциируют проявления графита и высокоглиноземного сырья. Графитовые месторождения известны также в синийских (?) серицит-графитовых сланцах; в условно нижнекембрийских образованиях встречаются месторождения типа железистых кварцитов, ассоциирующиеся с рудопроявлениями марганца (Лесозаводский район). Эта группа месторождений сходна с аналогичными рудными образованиями Буреинского массива.

С гранитоидами архея связаны керамические и слюдоносные пегматиты, а с протерозойскими (возможно, раннепалеозойскими) ультраосновными и основными интрузиями известны небольшие рудопроявления хрома, хризотил-асбеста, магнезита и железа.

Наиболее широко эндогенная минерализация в пределах массива проявилась в связи с позднепалеозойскими гранитоидами так называемого вознесенского интрузивного комплекса. По составу эти интрузии представлены биотитовыми и аляскитовыми гранитами, реже — гибридными их разновидностями возникающими в результате ассимиляции известняков. Рудоносные граниты и связанные с ними месторождения обычно локализуются в ядрах антиклиналей второго порядка. С массивами гранитов и месторождениями тесно ассоциируют крупные поля даек, сложенных диоритовыми и диабазовыми порфиридами, среди которых устанавливаются дорудные и послерудные представители. Граниты обычно интенсивно грейзенизированы, а вмещающие породы характеризуются широким развитием топазовых и турмалиновых роговиков. В пределах рудоносных массивов локализуются оловоносные грейзены и кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом. В экзоконтакте массивов располагаются жильные месторождения касситерито-турмалинового типа, представленные оловоносными кварц-турмалиновыми и турмалино-флюоритовыми зонами [Радкевич, Томсон, Лобанова, 1962]. Характерным для Ханкайского массива является Ярославское месторождение олова. Оно представлено турмалиновыми телами с флюоритом и касситеритом. В известняках формируются метасоматические неправильной формы тела, тогда как в сланцах возникают плитообразные кварц-турмалиновые жилы. На неко-

торых участках жильные тела имеют существенно топазовый или флюоритовый состав. Оловоносные жилы пересечены более поздними кварцевыми жилами с галенитом. На Первомайском месторождении в кварц-турмалиновых жилах с глубиной наблюдается увеличение содержания сфалерита, халькопирита и пирита.

С гранитами ассоциируют также флюорито-касситеритовые и турмалино-флюоритово-касситеритовые месторождения и рудопроявления.

Собственно флюоритовые рудные тела представлены метасоматическими трубообразными и неправильными залежами, иногда плащеобразно перекрывающими граниты. Руды сложены мелкозернистыми, плотными флюорито-слюдистыми и топазо-флюоритовыми агрегатами. Процесс рудообразования на месторождении заканчивается проявлением сульфидно-флюоритовых и флюорито-кальцитовых жил и прожилков. В первых — сульфиды представлены главным образом сфалеритом, который местами образует значительные скопления; в меньших количествах присутствуют арсенопирит, халькопирит и реже — галенит.

Таким образом, с позднепалеозойскими гранитами, представленными трещинными интрузиями, в пределах Ханкайского срединного массива связан сложный ряд высокотемпературных рудных образований, представленных единой серией оловянных, вольфрамовых и флюоритовых месторождений, которые по своим особенностям близки к месторождениям других срединных структур. К таким особенностям относятся, в частности, повышенные содержания турмалина в рудах, увеличение в них сульфидов (сфалерита, халькопирита, галенита) на глубоких горизонтах месторождений, значительные температуры и приповерхностные условия образования месторождений.

С периодом формирования наложенных мезозойско-кайнозойских депрессий эндогенная минерализация отчетливо не связана. Отмечено, что к крупным разломам, имеющим предположительно мезозойский возраст, тяготеют повышенные концентрации киновари в рыхлых отложениях.

ОХОТСКИЙ МАССИВ

Охотский массив располагается между Верхне-Индибирским и Южно-Верхоянским мезозойскими синклинальными прогибами Верхояно-Колымской складчатой области. Большую часть массива занимают континентальные вулканические образования, принадлежащие Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. В приподнятых блоках массива обнажаются метаморфические толщи докембрия, слагающие его основание. Среди них устанавливаются разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы и кальцифиры. Эти образова-

ния относятся к архею; на них с несогласием налегают верхнепротерозойские кварциты и известняки, а также палеозойские и триасовые отложения, которые залегают почти горизонтально, будучи интенсивно смяты только вдоль зон разрывных нарушений. Следует отметить, что среди осадочных образований, перекрывающих основание массива, преобладают терригенные субконтинентальные и мелководно-морские формации.

В. Т. Матвеевко [1968] полагает, что с докембрийскими образованиями массива ассоциирует небольшая золотоносность, обуславливающая появление мелких россыпей. Особый этап в развитии массива связан с формированием меловых вулканогенных толщ Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые слагают обширные поля, перекрывающие все более ранние по возрасту образования. Возникновению эффузивных комплексов предшествует оживление зон разломов, дробящих массив, на блоки. К этим разломам обычно приурочены трещинные интрузии гранитоидов, субвулканические тела и экструзии липаритов и андезитов; формируются сложные интрузивно-эффузивные комплексы, сопровождаемые золотой, серебряной, молибденовой и полиметаллической минерализациями. Характерно, что рудные районы образуются в условиях сравнительно неглубокого залегания кристаллического фундамента в местах пересечения скрытых разломов фундамента северо-восточного простирания с северо-западными магмо- и рудоконтролирующими разрывами [Умитбаев, 1969].

Для Охотского массива наиболее типична золотая минерализация. С умереннокислыми гранитоидами ассоциируют золото-кварцевые (с висмутинитом и сульфидами) и молибденито-кварцевые (иногда с золотом) месторождения и рудопроявления. В некоторых случаях с теми же интрузиями связано шеелитовое оруденение. Эта группа месторождений по особенностям минерального состава, генезису и связям с интрузивными породами крайне сходна с подобными рудными образованиями, широко развитыми в Яно-Колымском золотоносном поясе. Поэтому имеются основания полагать, что месторождения такого типа в пределах массива проявились в связи с развитием окружающих его мезозойских геосинклинальных прогибов.

Другая группа золоторудных месторождений тесно ассоциирует с субвулканическими образованиями и представлена низкотемпературными золото-серебряными месторождениями с адуляром, минералами марганца и сульфидами. Эти месторождения являются более молодыми (позднемеловыми), и их возникновение связывается с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса. К ним относится месторождение, приуроченное к субвулканическому телу липаритов, в пределах которого выделяются зоны окварцованных и адуляризованных пород, сопровождаемые мощными кварцевыми жилами. Некоторые руд-

ные тела прослеживаются в длину до 2 км, при этом их мощность составляет 6—7 м, а в раздувах достигает 50 м [Умитбаев, 1969]. Рудные тела сложены преимущественно кварцем и адуляром; широко распространены родонит, родохрозит, окислы и гидроокислы марганца. В незначительных количествах присутствуют пирит, халькопирит, сфалерит, киноварь, аргентит, самородное золото и серебро. В рудах месторождения широко развиты полосчато-крустификационные, колломорфные и натечно-скорлуповатые текстуры. От сходных золоторудных месторождений других регионов данное месторождение отличается рядом специфических особенностей, из которых, по данным Ф. Ф. Вельдякова, А. В. Рябова, Ю. Г. Старникова и Р. Б. Умитбаева, следует отметить широкое развитие в рудах окислов марганца и тесную ассоциацию с ними золота и серебра; отсутствие в рудах теллуридов и селенидов золота, а также ничтожное развитие сульфидных минералов.

Металлогения Охотского массива изучена еще недостаточно, но и имеющийся весьма ограниченный фактический материал позволяет сделать некоторые интересные выводы. Прежде всего необходимо отметить, что минерализация Охотского массива характеризуется строго выраженным золоторудным профилем. Формирование месторождений золота происходит во все стадии развития массива: в нем известны протерозойские концентрации золота; месторождения золота (с шеелитом, молибденитом и другими сульфидами), возникающие в связи с развитием Верхояно-Колымского складчатого пояса, и, наконец, своеобразные приповерхностные месторождения золота, ассоциирующиеся с позднемеловыми (палеогеновыми?) субвулканическими образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса, наложенными на Охотский срединный массив. Месторождения иных металлов развиты в пределах массива ограниченно; они представляют в настоящее время второстепенный интерес и, по-видимому, все они связаны с трещинными мезозойскими гранитоидами, аналоги которых известны в смежных геосинклинальных прогибах.

ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

Омолонский массив расположен в верховьях рек Омолона и Коркодона, между мезозойскими сооружениями Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых зон. Он имеет отчетливо блоковое строение, причем в приподнятых блоках обнажаются докембрийские метаморфические комплексы, представленные гнейсами, амфиболитами, кальцифирами, кварцитами и кристаллическими сланцами. Эти породы прорваны гранито-гнейсами, аляскитами и биотитовыми гранитами, сопровождаемыми пегматитами. По петрографическим особенностям и геологическому

положению они сопоставляются с архейскими образованиями Алданского щита. Начиная с девона в пределах массива формируются континентальные комплексы, среди которых преобладают осадочно-вулканогенные образования. Особенно интенсивно вулканическая деятельность проявилась на востоке массива в связи с развитием Охотско-Чукотского вулканического пояса, эффузивные образования которого перекрывают значительную часть массива.

Своеобразной особенностью массива является широкое проявление разновозрастных интрузий: здесь известны палеозойские граниты, слагающие крупные батолитоподобные тела, а также щелочные сиениты. Особенно широко в пределах массива проявились мезозойские интрузии главным образом позднемелового возраста, среди которых наиболее развиты трещинные интрузии гранодиоритов и гранитов при подчиненном значении монзонитов и щелочных гранитов. По возрасту и своим петрографическим особенностям эти интрузии, как правило, сопоставимы с одновозрастными образованиями, развитыми в пределах обрамляющих массив складчатых зон.

Особую группу магматических образований в пределах массива составляют очень характерные только для данной структуры позднемеловые — палеогеновые небольшие интрузии щелочных габброидов и щелочных сиенитов. Среди этих образований, формирующихся в несколько фаз, устанавливаются следующие породы: кринаниты, тешениты, эссекситы, сельвсбергиты, грорудиты, нордмаркиты и др. Этот комплекс пород аналогичен по составу основным щелочным породам, обычно характерным для магматизма поздней стадии развития областей автономной активизации [Щеглов, 1968]. На Востоке СССР он сопоставим с позднемезозойскими интрузиями Западного Забайкалья, проявляющимися в процессе тектоно-магматической активизации байкальских и каледонских консолидированных складчатых сооружений. Металлогенические особенности Омолонского массива отражают всю специфику его геологического развития.

С докембрийскими, по-видимому протерозойскими, кварцитами связаны небольшие железорудные месторождения. К древним комплексам, слагающим Коарыгычанский и Джугуджахский блоки массива, тяготеют ореолы россыпного золота; по-видимому, их коренные источники имеют протерозойский возраст [Матвеевко, 1968].

В пределах Омолонского массива известно несколько месторождений молибдена, связанных с мезозойскими гранитами и сиенитами; они представлены кварц-молибденитовыми жилами и молибденоносными гранатовыми скарнами; с щелочными гранитами ассоциирует тантал-ниобиевая минерализация. С гранитоидами охотского типа на севере массива известны рудопр-

явления золота. Рудоносность вулканогенных комплексов Охотско-Чукотского пояса изучена слабо; она представлена признаками ртутной, золотой и полиметаллической минерализации.

КОЛЫМСКИЙ МАССИВ

Колымский массив — самая крупная срединная структура в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Он разделяет Верхояно-Колымскую и Чукотскую мезозойские складчатые области, от которых отчленен крупными зонами глубинных разломов, рельефно оконтуривающих жесткие, стабильные структуры массива от окружающих складчатых сооружений.

История развития и геологическое строение массива крайне сложны и изучены недостаточно. Для массива в целом характерно блоковое строение, определяющее мозаичный характер развитых в его пределах структур. По периферии массива с юго-запада и юго-востока устанавливаются краевые поднятия с обнажающимися метаморфическими образованиями фундамента массива, возраст которых датируется протерозоем. В палеозое массив неоднократно, по-видимому, перекрывался морем, в его пределах установлены ордовикские, силурийские, девонские, раннекаменноугольные и пермские образования. Начиная с ордовика в их составе существенную роль играют эффузивы. Пермские и мезозойские осадочные комплексы, образующие один структурный этаж, характеризуются резко уменьшенной мощностью и континентальным характером образований, что отличает их от синхронных геосинклинальных толщ. В центральных частях и на северо-востоке массив перекрыт мощными неогеновыми и четвертичными толщами, образующими наложенную впадину, в центре которой находится Алазейское поднятие, сложенное в основном палеозойскими комплексами.

Наиболее древние магматические породы устанавливаются в массиве в Приколымском краевом поднятии, где они представлены гранитами, порфироидами и амфиболитами протерозойского возраста. Выходы докембрийских магматических пород известны в Полоусненском поднятии массива, где с позднепротерозойскими основными интрузиями И. Я. Некрасов связывает проявления хромита, талька, титаномагнетитов и никель-кобальтовой минерализации. Палеозойский магматизм в массиве проявлен в краевых поднятиях, где он представлен главным образом вулканическими образованиями. В Алазейском нагорье известны гранитоидные интрузии, прорывающие отложения силура и перекрытые пермскими породами.

Наиболее интенсивно магматические процессы проявились в массиве в мезозойское время; они связаны неразрывно с развитием смежных с массивом геосинклинальных прогибов и представлены сходными комплексами интрузивных образований, осо-

бенностью которых является трещинный характер их становления. В основном это субвулканические и малые интрузии гранитоидного состава, иногда тесно ассоциирующиеся с вулканическими образованиями. Это в основном раннемеловые магматические комплексы. В позднем мелу и палеогене в Колымском массиве происходит образование наземных вулканогенных толщ, широко развитых в Центральном Алазейском поднятии. По-видимому, в палеогене происходит становление небольших интрузий тешенитов, кринанитов и эссекситов.

Очень характерной особенностью Колымского массива является формирование крупных гранитных батолитов в зонах разломов, оконтуривающих с запада срединный массив. Такие шовные интрузии гранитоидов прослеживаются на сотни километров, образуя четкий пояс вытянутых гранитных тел, обрамляющих с внешней стороны жесткие структуры массива. Параллельно этому поясу на жестких структурах массива в его краевой зоне вдоль тектонических швов, обрамляющих массив, четко вырисовывается Уяндинско-Ясачнинский вулканический пояс, протягивающийся по северной и юго-западной границам массива.

Несмотря на значительные размеры и сложное геологическое строение, Колымский срединный массив характеризуется в настоящее время крайне не интенсивной рудоносностью. Основное оруденение связано с развитием геосинклиналей, окружающих массив, и концентрируется в рудных зонах по периферии массива, практически не проникая в его пределы.

С протерозойскими комплексами основания массива связана золотоносность Столбовского поднятия, а также отмеченные небольшие рудопроявления хрома, талька, титаномагнетита в связи с протерозойскими основными породами. В девонских карбонатных толщах чехла массива известны концентрации гематитовых руд осадочного генезиса (месторождение Победное), а в пермских отложениях — небольшие рудопроявления марганца.

Наибольший интерес представляют мезозойские месторождения, локализующиеся в обрамлении массива — в рудных зонах на сочленении складчатых сооружений Верхояно-Колымской геосинклинальной области с жесткими структурами массива. Здесь выделяются три группы месторождений, образующих крупные, вытянутые вдоль границ массива рудоносные структуры. В первую группу входят золоторудные месторождения так называемой добатолитовой формации, связанные с комплексом малых умереннокислых интрузий. Эти месторождения наиболее отчетливо проявлены в юго-западной, внешней зоне массива. Вторая группа объединяет обычно комплексные оловянно-вольфрамовые месторождения, связанные с орогенными гранитными интрузиями колымского комплекса, окаймляющими массив с севера и юго-запада. Эти интрузии и месторождения об-

разуют крупный пояс, протягивающийся согласно очертаниям срединного массива и обрамляющих его складчатых структур. Наконец, третья группа месторождений, выявленная в последние годы и располагающаяся по обрамлению массива, представлена ртутными образованиями, строго контролируемые зонами долгоживущих разломов. Ртутное оруденение развивается вдоль западных границ массива и приурочено к его окраинным блокам, сложенным палеозойскими карбонатными толщами, в местах их сочленения с терригенными геосинклинальными комплексами [Галкин, 1968]. Кроме кинварных месторождений в такой структурной обстановке встречаются сурьмяные и золото-сурьмяно-ртутные образования.

На самом юго-востоке Колымский массив сочленяется со структурами Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые отчетливо накладываются на жесткие структуры массива. По поперечным обрамляющим пояс зонам разломов происходит опускание мелких блоков и образование в теле массива наложенных впадин, связанных в своем развитии с вулканическим поясом. К таким поперечным наложенным структурам относится Омсукчанская впадина, выполненная терригенными отложениями мела, и Кенская вулканическая полоса, возникновение которых сопровождалось становлением трещинных приповерхностных интрузий гранитоидов, с которыми ассоциируют месторождения олова.

Таким образом, одной из характерных особенностей Колымского срединного массива является своеобразное размещение разнотипного оруденения — золотого, оловянно-вольфрамового, ртутного и сурьмяного по периферии массива, в тектонических зонах на сочленении структур массива с их складчатым обрамлением. Наложенная на структуры массива минерализация проявляется ограниченно и связана главным образом с формированием Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Рудные образования докембрийского фундамента массива представлены типичным набором полезных ископаемых, свойственных архейским и протерозойским комплексам (золото, хром, тальк, магнетит), однако масштабы такого оруденения незначительны.

СРЕДИННЫЙ МАССИВ ПЛАТО КОЛОРАДО

Плато Колорадо признается тектонотипом срединных массивов [Яншин, 1965б]. До самого последнего времени считалось, что оно представляет собою характерную срединную структуру — стабильный блок докембрийских сооружений, окруженный со всех сторон посленевадийскими складчатыми постройками

Скалистых гор, входящими в единую сложную систему геосинклинальной области Кордильер. Предполагалось, что плато Колорадо, имеющее характерное платформенное строение, является крупным жестким блоком Северо-Американской платформы, отчлененной от нее восточной ветвью Скалистых гор, в пределах которой ларамийский геосинклинальный прогиб затухает постепенно к югу. Допускалось, что в таком своеобразном, ослабленном виде восточная геосинклинальная зона Скалистых гор протягивается до Нью-Мексико, где, огибая с юга плато Колорадо, вновь причленяется к главной западной зоне ларамийских геосинклинальных структур Скалистых гор [Кинг, 1961; Шейнманн, 1958]. Таким образом, плато Колорадо рассматривалось как типичный срединный массив с докембрийским основанием, расположенный между двумя ветвями ларамийских геосинклинальных прогибов. При этом отмечалось, что восточная ветвь имеет своеобразные, не геосинклинальные черты, а в районе плато Колорадо напоминает платформу, интенсивно разбитую разломами [Шейнманн, 1958].

Новый материал показывает, что восточная ветвь Скалистых гор не может рассматриваться как геосинклинальный прогиб, проявившийся в своеобразной «угнетенной» форме. В настоящее время на ее месте выделяется крупная рифтовая зона, отчленяющая плато Колорадо от Северо-Американской платформы системой четко выраженных палеоген-неогеновых грабенов (рис. 10). Эти структуры отчетливо показаны на тектонической карте Северной Америки [Tectonic map of North America, 1969]. Г. Томсон [Thompson, 1966], характеризуя рифтовую зону Запада США, видит в ней аналога рифтовых систем Восточной Африки, грабенов Западной Европы, Исландии и Осло. С учетом этих данных, по-видимому, более правильно рассматривать плато Колорадо как особый тип срединных структур (массивов), расположенных между геосинклинальным прогибом и крупной рифтовой зоной. В этом случае плато Колорадо не может служить тектонотипом для всех срединных массивов.

Указанные особенности плато Колорадо как срединной структуры находят свое отражение и в специфике проявления рудных процессов. Геологическое строение срединного массива плато Колорадо сходно во многом с другими срединными массивами, хотя и имеет свои характерные отличия. Являясь крупным блоком Северо-Американской платформы, срединный массив Колорадо сохранил свое платформенное строение. В нем отчетливо выделяется основание массива, сложенное докембрийскими метаморфическими комплексами, среди которых выделяются разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Эти породы прорваны гранитами и кварцевыми монцонитами, слагающими крупные тела; их возраст также датируется докембрием.

С резким несогласием на древних комплексах основания массива залегают палеозойские, мезозойские и кайнозойские породы, образующие его осадочный чехол. Эти толщи залегают

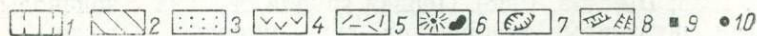
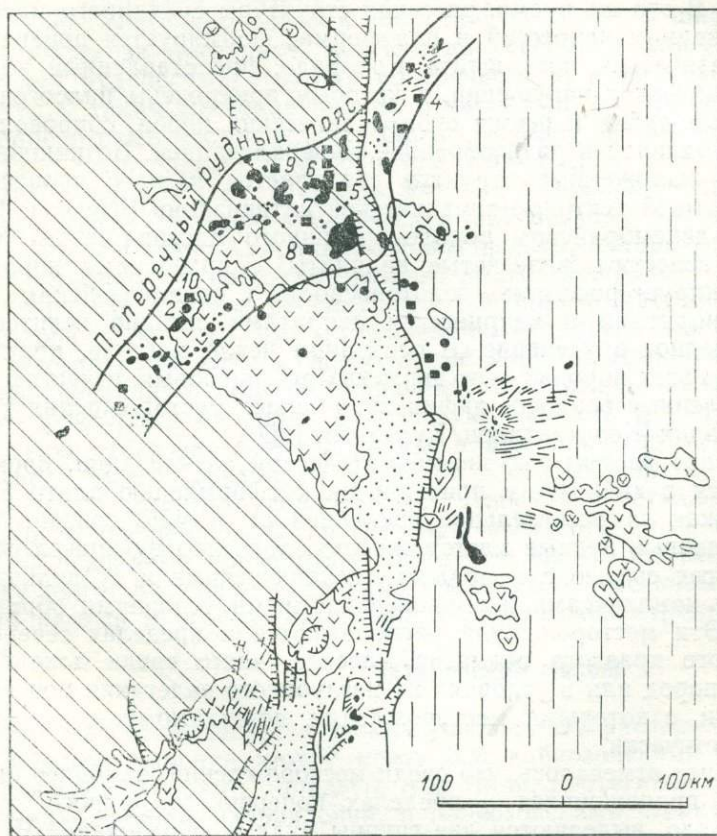


Рис. 10. Рифтовая зона Южных Скалистых Гор (характер сочленения срединного массива плато Колорадо с рифтовой зоной и Северо-Американской платформой и положение в этих структурах поперечного рудного пояса Колорадо, по Ф. Кингу [1961] и Ю. Шейнману [1958]).

1 — Северо-Американская платформа; 2 — плато Колорадо; 3 — кайнозойские континентальные отложения наложенных депрессий (грабенов); 4 — кайнозойские эффузивы; 5 — древнечетвертичные эффузивы; 6 — кайнозойские дайки, штоки и плутонические тела; 7 — древнечетвертичные вулканы; 8 — разломы; 9 — эоценовые месторождения; 10 — позднелиценные месторождения; месторождения (цифры на карте): 1 — Крип-Крик, 2 — Сильвертон-Теллурид, 3 — Бананца, 4 — Боулдер, 5 — Брекенридж, 6 — Кляймекс, 7 — Твинклейк, 8 — Монарч, 9 — Аспен, 10 — Ури.

практически горизонтально и представлены преимущественно континентальными образованиями. В палеогене крупные разломы, вдоль которых образуются грабенообразные депрессии,

отчленяют плато Колорадо от платформы. В грабенах отлагаются палеоценовые, эоценовые и более молодые осадки, тогда как в их бортовых частях возникают крупные поля эффузивных пород с отчетливо выраженными вулканическими постройками. В это же время, рассекая структуры срединного массива, наложенных депрессий и платформы, формируется поперечный магматический пояс штата Колорадо, представленный зонами тектонических нарушений, к которым приурочены палеоген-неогеновые дайки и штоки субвулканических пород, сопровождаемые обильной и разнообразной минерализацией. Возникновение таких наложенных структур связывается нами с процессами автономной тектоно-магматической активизации [Щеглов, 1968].

В докембрийском цоколе срединного массива плато Колорадо известны железистые кварциты, с архейскими породами ассоциирует россыпная золотоносность, с допалеозойскими габбро-диоритами и кварцевыми диоритами связано неинтенсивное медное оруденение. В осадочном чехле массива, практически во всех породах — от пермских до эоценовых, известны многочисленные осадочно-инфильтрационные месторождения урана и ванадия [Константинов, Куликова, 1960].

С процессами тектоно-магматической активизации, проявившимися в кайнозой и приведшими к оформлению плато Колорадо как самостоятельной срединной структуры, связаны многочисленные рудные месторождения, характеризующиеся общей для всех связью с молодыми вулканическими и субвулканическими комплексами и приповерхностными условиями образования. Эти месторождения располагаются в пределах северо-восточного краевого поднятия массива, часто среди докембрийских пород или в условиях их неглубокого залегания под эффузивами, с которыми месторождения, по-видимому, связаны парагенетически.

Ранее отмечалось, что среди месторождений, наиболее интенсивно проявившихся в пределах поперечного рудного пояса Колорадо, выделяются две группы рудных образований [Шейнманн, 1958; Щеглов, 1968]. Первая группа связана с эоценовыми малыми интрузиями монцонитов, гранодиоритов и реже — гранитов, вторая — с более молодыми дайками пестрого состава и главным образом различными вулканическими образованиями, для которых устанавливается послеоценовый, иногда неогеновый возраст; в первую группу входят молибденовые, полиметаллические, некоторые золоторудные и урановые месторождения; в их числе известное молибденовое месторождение Кляймекс, локализующееся в докембрийских гранитах, но парагенетически связанное с дайками монцонитов.

Ко второй группе относятся эпитермальные золоторудные, флюоритовые, вольфрамовые и другие месторождения, для которых крайне характерна связь с протяженными зонами тектони-

ческих нарушений, а также тесная ассоциация с полями даек и вулканических пород, имеющих неогеновый возраст. Для некоторых месторождений характерна их приуроченность к жерлам вулканов и трубкам взрыва. Месторождения указанных групп развиты в срединном массиве плато Колорадо, главным образом в его северо-восточном краевом поднятии; значительно шире они проявляются за пределами массива на северо-восточном продолжении рудоносных структур поперечного рудного пояса или вне его. К таким месторождениям, в частности, относятся золото-ферберитовые месторождения округа Боулдер, месторождение золота с теллуридами и флюоритом Крипл-Крик, полиметаллическое месторождение Ледвиль. Все они возникают в процессе автономной тектоно-магматической активизации юго-западных районов Северо-Американской платформы, которые захватывают частично и восточные районы плато Колорадо.

Заканчивая краткое рассмотрение срединного массива плато Колорадо, отметим, что, по современным данным, эта структура рисуется как весьма своеобразный крупный тектонический элемент срединного типа, разделяющий различные по своей природе структурные единицы: складчатую область и рифтовую зону. Такое тектоническое положение плато Колорадо выделяет его среди прочих срединных массивов в особый тип. В то же время особенности его геологического строения и металлогении, во многом очень близкие другим типичным срединным массивам, не позволяют проводить в настоящее время резкую грань между плато Колорадо и другими срединными массивами, выделяя первый в особую категорию тектонических структур.

ПАТАГОНСКИЙ МАССИВ

Этот массив выделяется весьма условно. Он расположен на юге Южной Америки между мезозойско-кайнозойскими складчатыми сооружениями Западных Анд Чили, протягивающимися в меридиональном направлении, и палеозойскими структурами Восточных Анд, предположительно огибающих массив с северо-востока. По данным Х. М. Абдуллаева и О. М. Борисова [1963], этот массив характеризуется субплатформенным строением и близок к плато Колорадо; для него типичны ограниченное проявление магматизма и низкотемпературная минерализация урана, меди, золота, флюорита, свинца и цинка.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

В этой главе кроме характеристики главных металлогенических особенностей срединных массивов будут рассмотрены некоторые положения общего характера, обсуждение которых на примере срединных массивов позволяет осветить их или более полно или в иных аспектах, чем это делалось ранее. К таким проблемам относятся вопросы соотношения срединных массивов с рудными и вулканическими поясами, а также с процессами тектоно-магматической активизации и соотношение во времени и пространстве процессов отраженной и автономной тектоно-магматической активизации между собою. В конце данного раздела работы приводятся практические рекомендации по направлению поисковых работ на территории срединных массивов СССР.

О ГЛАВНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Из изложенного выше фактического материала по металлогении срединных массивов следует, что срединные массивы характеризуются развитием в их пределах разнообразной и широко проявившейся эндогенной минерализации. Главная металлогеническая особенность этих структур состоит в том, что на площади срединных массивов пространственно оказываются в ряде случаев совмещенными рудные месторождения, формирование которых связано с тремя принципиально различными этапами развития земной коры: платформенным, геосинклинальным и этапом автономной тектоно-магматической активизации, проявляющимся в послеплатформенный период развития консолидированных структур. Каждому из этапов свойствен свой, специфический комплекс рудных месторождений, образующихся в определенной структурной обстановке.

В фундаменте массивов, сложенном докембрийскими образованиями и в структурном отношении представляющим крупные обломки платформ, известны месторождения, по всем своим особенностям сопоставимые с рудными образованиями древних щитов. Это главным образом осадочно-метаморфические и пегматитовые месторождения, встречающиеся при резко подчиненном значении гидротермальных рудных образований. С процессами геосинклинального развития земной коры и формирования геосинклинальных прогибов, окружающих срединные массивы, связаны многочисленные, главным образом гидротермальные, реже магматические месторождения (иногда платформенного типа). Их возникновение по времени всегда синхронно определенным стадиям развития геосинклиналей, примыкающих к срединным массивам. Наконец, в процессе автономной тектоно-магматической активизации срединных массивов формируются многочисленные гидротермальные месторождения разных типов.

Таким образом, срединные массивы являются единственными геологическими структурами, в пределах которых месторождения указанных выше трех групп встречаются совместно. Эта особенность металлогении срединных массивов придает им специфический облик, присущий только данным структурам земной коры. Месторождения разных этапов развития земной коры проявляются в различных срединных массивах с неодинаковой интенсивностью, что позволяет выделять определенные металлогенетические типы этих структур.

Другой важной металлогенической особенностью срединных массивов является широкое развитие в их пределах гидротермальных месторождений, образующихся при процессах тектоно-магматической активизации. Ранее нами подчеркивалось [Шеглов, 1968; 1969], что многие срединные массивы представляют собою характерные области автономной активизации с необычайно интенсивным проявлением эндогенных месторождений, сопровождающих эти процессы. Отмечалось, что явления автономной активизации обусловлены, очевидно, развитием мантии, о чем свидетельствует характерный разрез тектоносферы, устанавливаемой для срединных массивов и свойственный только областям активизации. С процессами отраженной тектоно-магматической активизации также связано образование в пределах срединных массивов многих рудных концентраций. К ним относятся, например, медно-молибденовые месторождения Иранского массива или медно-никелевые месторождения Кокчетавской глыбы, а также молибденовые, золоторудные и редкометальные месторождения Охотского, Родопского, Паннонского и других массивов.

Третья важная особенность металлогении срединных массивов состоит в том, что для локализации рудоносных интрузий

и самих месторождений ведущее значение имеют разрывные нарушения, которые определяют всю картину сложного пространственного размещения рудных концентраций.

Четвертая особенность заключается в том, что, исключая месторождения докембрия, практически для всех остальных месторождений характерны приповерхностные условия образования, многостадийность их формирования в широком диапазоне температур с развитием и часто преобладанием руд низкотемпературных стадий минерализации.

Наконец, пятая особенность связана с тем, что для большинства месторождений срединных массивов намечаются парагенетические связи с магматизмом, а для некоторых — весьма тесная пространственная связь с вулканическими сложными построениями и составу комплексами, где становление субвулканических интрузий тесно переплетается и чередуется с проявлениями наземного вулканизма.

Отмеченные выше особенности не иллюстрируются примерами, так как все они изложены в предыдущей главе при характеристике металлогении срединных массивов. Однако следует подчеркнуть, что большая часть из этих особенностей свойственна месторождениям, формирующимся в условиях тектономагматической активизации, что указывает на ведущее значение для металлогении срединных массивов именно этих процессов, среди которых выделяются явления отраженной (пригеосинклинальной) и автономной активизации, сопровождаемые образованием определенных групп рудных месторождений. При этом месторождения, формирующиеся в условиях автономной активизации, имеют для ряда массивов ведущее значение (например, в срединных массивах Западной Европы), тогда как месторождения, возникающие при отраженной активизации, представлены крупными рудными концентрациями в меньшем числе случаев (Иранский, Анатолийский, Кокчетавский массивы).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ТИПЫ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Месторождения определенных генетических типов проявляются в срединных массивах с различной интенсивностью в разные этапы геологического развития этих структур. Это позволяет выделить несколько металлогенических типов срединных массивов, характеризующихся преобладающим развитием того или иного типа минерализации. Срединных массивов, где проявляется только одно ведущее оруденение, практически нет. Для каждого из массивов всегда характерно комплексное оруденение, представленное несколькими типами месторождений, среди которых один или два типа резко преобладают над остальными. Обычно наиболее контрастно, определяя металлогенический

облик массива, проявляются месторождения, связанные с процессами автономной тектоно-магматической активизации. Эти месторождения являются, как правило, наиболее молодыми в пределах срединных структур. Срединные массивы, где известны только докембрийские месторождения фундамента, редки и изучены по сравнению с другими массивами весьма слабо. В некоторых случаях срединные массивы характеризуются признаками, свойственными нескольким металлогеническим типам. По ведущей минерализации, развитой в пределах срединных массивов, условно выделяют металлогенические типы этих структур:

I. Срединные массивы с преобладающим развитием докембрийских месторождений. К таким относятся Байкальский, Муйский и Памирский массивы. В пределах этих массивов ведущее значение имеют пегматитовые месторождения, месторождения флогопита, ляпис-лазури и драгоценных камней.

II. Срединные массивы с проявлением медно-никелевой минерализации в связи с расслоенными ультраосновными и основными интрузиями (Кокчетавский и Бирманский (?) массивы).

III. Срединные массивы с медно-молибденовой минерализацией в связи с вулканическими поясами во внутренних краевых частях массива (Иранский массив).

IV. Срединные массивы с молибденовой и редкометальной минерализацией в связи с трещинными умереннокислыми интрузиями (Восточно-Алтайский, Омолонский, Паннонский, частично Родопский массивы).

V. Срединные массивы с оловянно-вольфрамовым оруденением в связи с кислыми трещинными интрузиями в ассоциации с вулканогенными породами сходного состава (Чешский, Буринский, Центральный Французский массивы, массив Испанской Мезеты). В массивах данного типа часто проявляются месторождения «пятиэлементной» формации.

VI. Срединные массивы с ведущим значением полиметаллического оруденения в связи с умереннокислыми эффузивами и трещинными интрузиями (Родопский, Иранский массивы).

VII. Срединные массивы с развитием щелочных интрузий, сопровождаемых редкоземельной минерализацией (Сангеленский массив).

VIII. Срединные массивы с низкотемпературным золоторудным оруденением в связи с субвулканами (Паннонский и Колорадский массивы).

IX. Срединные массивы с эпитермальным комплексным сурьмяным, полиметаллическим, флюоритовым и баритовым оруденением (Армориканский, Верхне-Рейнский массивы).

Выделение перечисленных девяти металлогенических типов срединных массивов произведено более чем условно, так как срединных массивов, где встречаются только месторождения указанных одной из девяти групп, практически нет. В массивах

каждого типа, исключая первый, известны месторождения разного возраста и этапа развития. Примером может служить Чешский срединный массив, в пределах которого известны докембрийские месторождения графита и золота, осадочные месторождения железа и марганца, а также, очевидно, небольшие месторождения олова, вольфрама и молибдена, связанные с развитием смежных геосинклинальных прогибов; процессами автономной активизации обусловлено проявление в пределах массива послепермских оловянно-вольфрамовых, полиметаллических, месторождений «пятиэлементной» формации, а также флюоритовых, баритовых, сурьмяных и марганцевых месторождений.

Принимая во внимание всю сложность проявления минерализации в срединных массивах, очевидно, наиболее целесообразно металлогенические типы этих структур выделить для определенных этапов их развития, так как это сделано в общем виде выше. Тогда первый тип будет характерен для металлогении фундамента массива; здесь возможно в таком случае выделение еще двух металлогенических подтипов с учетом особенностей их рудных месторождений, связанных с породами фундамента. В одних массивах будут достаточно широко представлены в породах основания железорудные осадочно-метаморфические месторождения (Бурейский, Ханкайский), в других — графитовые (Чешский, Кокчетавский, Байкальский).

II, III, IV металлогенические типы массивов возникают в связи с формированием месторождений при проявлении процессов отраженной активизации, что обусловлено развитием смежных с массивами геосинклиналей. Последние пять металлогенических типов массивов (V, VI, VII, VIII, IX) образуются в связи с развитием эндогенных месторождений, формирующихся в процессе автономной тектоно-магматической активизации массивов; среди этих типов нет «абсолютно чистых», так как, как правило, в пределах каждого из массивов проявляется различная минерализация, характерная для нескольких металлогенических типов массивов. Принимая во внимание это обстоятельство, невольно возникает вопрос: а правомерно ли вообще в таком случае выделение металлогенических типов срединных массивов? Имеется ли в таком подразделении необходимость, если оно столь условно и не учитывает всей сложности металлогении срединных структур? Понимая определенную резонантность таких вопросов, автор тем не менее считает, что выделение указанных металлогенических типов срединных массивов позволяет наиболее четко отразить особенности минерализации в этих структурах, которая проявляется с различной степенью интенсивности в отдельных массивах, образуя только в некоторых крупные промышленные месторождения.

Выделенные группы срединных массивов являются своеобразными «металлотипами» данных структур, отражающими не

только особенности их металлогении, но и особенности геологического развития, масштабы проявления тех или иных магматических и тектонических процессов, предопределяющих появление месторождений. Подобная классификация срединных массивов на металлогенические типы важна и для практических целей, так как содержит некоторые элементы их прогнозной оценки. Последнее, например, выражается в том, что в некоторых случаях одно оруденение является антагонистом другого и, следовательно, в массивах одного типа не следует ожидать выявления несвойственного ему оруденения, которое или не проявляется вообще, или представлено в эмбриональном своем развитии.

Так, например, срединные массивы с редкоземельной минерализацией, по-видимому, не перспективны на оловянно-вольфрамовое оруденение, а в массивах, где проявляется «пятиэлементное» оруденение, наоборот, могут быть выявлены оловянно-вольфрамовые месторождения или более поздние эпитермальные месторождения барита и флюорита. Кроме того, произведенное подразделение срединных массивов на металлогенические типы позволяет отразить более наглядно характер геологических явлений, имеющих ведущее значение при образовании месторождений в пределах срединных массивов и еще раз указывает на совершенно особое значение процессов отраженной и автономной тектоно-магматической активизации для формирования месторождений.

О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Срединные массивы характеризуются большим разнообразием генетических типов месторождений, это связано с особенностями развития этих структур и их специфическим тектоническим положением среди более молодых складчатых сооружений. Пестрый спектр генетических типов месторождений, известный в пределах срединных массивов, позволяет проследить эволюцию генетических типов рудных образований во времени и на их примере проиллюстрировать некоторые закономерности накопления металлов в истории развития земной коры, намеченные в общем виде Д. В. Рундквистом [1969] и ранее нами для территории Западного Забайкалья [Щеглов, 1966]. Эти общие закономерности, хорошо аргументированные Д. В. Рундквистом [1969], сводятся к следующему: в истории геологического развития Земли намечается последовательный ряд проявления главных рудных месторождений, выражающийся в том, что в докембрии и раннем палеозое наиболее широко развиты месторождения железа, титана, платины, хрома, кобальта, ни-

келя; в позднем палеозое и мезозое — меди, цинка, свинца, бериллия, вольфрама и олова; в позднем мезозое и кайнозое — молибдена, висмута, сурьмы, ртути, серебра, золота (?), бора и урана. При этом одни элементы отчетливо обнаруживают тенденцию к все более интенсивному накоплению в молодых эпохах (Mo, Cu, Au, Hg, Sb, Bi), а другие к закономерному убыванию интенсивности накопления после максимального проявления в наиболее древних эпохах (Fe, Ti, Co, Ni). Эти общие закономерности находят свое отражение и в эволюции генетических типов месторождений, развитых в срединных массивах.

Обратимся к рассмотрению генетических типов месторождений срединных массивов, характерных для разных этапов их развития.

С докембрийскими образованиями фундамента массивов связаны осадочно-метаморфические месторождения графита (Чешский, Кокчетавский), железа, марганца и, по-видимому, фосфора. Весьма широко развиты в связи с древними гранитами пегматитовые месторождения, среди которых устанавливаются мусковитоносные и редкометалльные. К докембрийским относятся флогопитовые месторождения Памирского и Байкальского срединных массивов, представленных несколькими генетическими типами: пегматитовым, гидротермальным и скарновым. Особое место занимают месторождения драгоценных и поделочных камней (рубины, сапфиры, шпинели, ляпис-лазури, полихромные турмалины); эти месторождения связаны не только с пегматитами, но и возникают в зонах контакта карбонатных пород с ультраосновными интрузиями (Бирманский массив). Из гидротермальных месторождений среди докембрийских рудных образований в фундаментах массивов известны небольшие полиметаллические и золоторудные. Докембрийский возраст первых обычно однозначно не доказывается; вторые месторождения, очевидно, во многих случаях являются метаморфогенными; с ними, как правило, связаны россыпи, коренные рудопроявления самостоятельного значения не имеют.

К докембрийским условно относятся некоторые хромитовые, асбестовые, тальковые и магнезитовые месторождения и рудопроявления, известные в некоторых срединных массивах (Родопский, Чешский, Армориканский, Ханкайский и др.); как правило, эти рудные образования всегда имеют незначительные размеры.

Среди рудных месторождений, возникающих в срединных массивах в связи с развитием смежных геосинклиналей, известны небольшие осадочные, возможно, осадочно-гидротермальные месторождения железа и марганца, встречающиеся в небольших наложенных приразломных прогибах, выполненных терригенными мелководными осадками раннего палеозоя (Армориканский, Центральный Французский, Чешский массивы). Ха-

рактерным является появление в массивах магматических месторождений; к ним относятся хромитовые месторождения, связанные с ультрабазитами, которые по зонам разломов глубоко проникают в тело массивов (Родопский, Анатолийский, Иранский массивы). Другую группу месторождений образуют медно-никелевые, связанные с расслоенными перидотит-пироксенит-норитовыми массивами, известными в пределах Кокчетавского массива. Сходные по составу трещинные дайкового типа интрузии отмечаются в Бирманском срединном массиве, где на контакте этих пород с кальцифирами возникают своеобразные скарпоподобные образования с драгоценными камнями.

Наиболее широко развиты в связи с трещинными интрузиями разного состава, локализующимися в краевых частях массивов, гидротермальные месторождения, среди которых наиболее широко распространены молибденовые и медные, образующие часто комплексные рудные образования и в некоторых срединных массивах дающие постепенные переходы между крайними типами. Для медно-молибденовых месторождений намечается связь с вулканическими поясами, тогда как только молибденовые, в особенности сопровождаемые полиметаллическим и редкометальным оруденением, как правило, проявляются в связи с трещинными интрузиями умереннокислого состава, для которых их ассоциация с вулканитами менее характерна или не характерна совсем.

Примером срединных массивов с развитием месторождений первого генетического типа является Иранский срединный массив, а Родопский, Восточно-Алтайский, Бурейнский, Паннонский массивы являются представителями структур, где развиты месторождения второго типа. В некоторых массивах с гранитоидными интрузиями ассоциируют золоторудные месторождения (Кокчетавский массив), а с щелочными — редкоземельные карбонатиты, при этом образование карбонатитов происходит раньше гидротермальных руд. Месторождения олова и вольфрама в срединных массивах в связи с «отраженными» геосинклинальными гранитами редки; первые практически не известны или представлены небольшими пегматитовыми образованиями (Памирский массив); вторые обычно примыкают к молибденовым месторождениям и выражены кварц-шеелитовыми или кварц-шеелито-молибденитовыми рудами, часто с полевым шпатом. Особенностью гидротермальных месторождений, возникающих в связи с процессами отраженной активизации, является их формирование в несколько стадий минерализации, когда среднетемпературные стадии оказываются проявленными наиболее интенсивно и с ними связано образование промышленных руд.

С развитием процессов автономной тектоно-магматической активизации в срединных массивах возникают многочисленные месторождения, представленные крайне пестрым спектром раз-

нообразных рудных образований, среди которых ведущее значение имеют гидротермальные месторождения, образующиеся в условиях средних и низких температур и небольших давлений. Характерно, что между некоторыми, казалось бы, совершенно различными по составу месторождениями устанавливаются постепенные и четко выраженные взаимопереходы в минеральном составе, иногда наблюдаемые в пределах одного рудного поля и реже месторождения [Baumann, 1955; Щеглов, 1966, 1968].

Как отмечалось нами ранее [Щеглов, 1968], среди срединных массивов, подвергшихся процессам автономной тектоно-магматической активизации, устанавливаются оловоносные, вольфрамоносные и молибденоносные грейзены, редкоземельные карбонатиты, альбитизированные рудоносные апограниты, среднетемпературные оловянные, вольфрамовые, молибденовые и золоторудные месторождения, иногда сопровождаемые висмутовой минерализацией, а также полиметаллические месторождения и месторождения «пятиэлементной» формации, в которых отдельные звенья «пятиэлементной» ассоциации проявляются с различной интенсивностью и полнотой. Во вторую стадию активизации обычно формируются низкотемпературные приповерхностные эпitherмальные месторождения, среди которых выделяются флюоритовые, баритовые, полиметаллические, золоторудные, сурьмяные, марганцевые и урановые месторождения. Наиболее характерными являются флюоритовые месторождения, которые служат отчетливыми индикаторами процессов автономной активизации. Среди минеральных образований этой группы известны также своеобразные жильные месторождения самородной серы и гипса (Таримский массив).

Характеристика месторождений областей автономной активизации, их генетических особенностей и вопросы последовательности образования разных по минеральному составу месторождений нами были подробно обсуждены ранее [Щеглов, 1968], поэтому в настоящем разделе эти вопросы не освещаются. Укажем только, что эндогенные месторождения срединных массивов, возникающие в процессах тектоно-магматической активизации, обладают рядом характерных генетических особенностей, отражающих их формирование в условиях консолидированных жестких структур на небольших глубинах, обуславливающих резкую смену давления и перепад температур. Такие условия образования месторождений находят отражение в стадийном характере их образования, появлении своеобразных текстур и структур руд, свидетельствующих о сложных тектонических условиях формирования месторождений, а также возникновение минеральных агрегатов в обстановке малых внешних давлений и т. д. Формирование месторождений в связи с процессами автономной активизации происходит в условиях хорошо выраженных приоткрытых трещинных зон, что обуславливает возникновение

протяженных до нескольких километров рудных тел (например, рудные жилы в Моданском районе Родопского массива или рудные жилы района Береговой горы в Чешском массиве, имеющие длину более 10 км).

Срединные массивы и телетермальные месторождения. Среди многих месторождений, возникающих в связи с развитием некоторых срединных массивов, особое место занимают крайне своеобразные по генетическим особенностям телетермальные полиметаллические месторождения, часто образующие среди карбонатных пород стратиформные, пластообразные крупные по размерам залежи богатых руд. Иногда вместе с месторождениями свинца и цинка в сходных структурных условиях локализуются флюоритовые, баритовые и марганцевые (иногда со сфалеритом) месторождения, по особенностям своего минерального состава и набору «ведущих» элементов крайне близкие эпитеермальным месторождениям поздней стадии процессов автономной тектоно-магматической активизации (Центральный Французский, Армориканский, Чешский срединные массивы; Испанская Мезета). Характерной особенностью таких телетермальных полиметаллических и в меньшей степени флюоритовых, баритовых и марганцевых месторождений является их четкая приуроченность к периферии областей автономной активизации, где эти месторождения залегают в большинстве случаев в карбонатных породах, нарушенных молодыми тектоническими подвижками [Щеглов, 1968].

Такое структурное положение телетермальных месторождений особенно отчетливо устанавливается на примере срединных массивов Западной Европы, подвергшихся процессам автономной активизации. Это наглядно показал П. Лаффит [1969] на примерах Армориканского и Центрального Французского срединных массивов, которые практически почти со всех сторон опоясаны зонами развития телетермальных месторождений. Такие рудные зоны известны в северном обрамлении Чешского массива (Силезская зона) и на северо-востоке и юге Испанской Мезеты (Сантандерская зона и зона Сьерры-Морены). В Иранском массиве полиметаллические месторождения телетермального типа локализуются во внутренней краевой зоне массива в перекрывающих докембрийские структуры слабоскладчатых позднемезозойских карбонатных породах. Близкие по характеру месторождения известны на северо-западе Тарима и в Южно-Гиссарском срединном массиве, где, однако, месторождения представлены жильной формой. Пространственная связь телетермальных, главным образом полиметаллических, месторождений со срединными массивами достаточно очевидна; так же как для многих месторождений достаточно аргументировано их возникновение в связи с процессами автономной тектоно-магматической активизации [Щеглов, 1968]. Поэтому имеются все основа-

ния полагать, что не будет допущено значительной ошибки, если телетермальные месторождения свинца, цинка, флюорита и барита, известные в обрамлении срединных массивов, подвергшихся процессам автономной активизации, будут отнесены к характерным месторождениям этой группы структур.

О возможных связях эндогенных рудных месторождений срединных массивов с нефтяными. Эта сложная проблема обсуждается в порядке постановки вопроса, с целью обратить внимание исследователей на некоторые особенности минерального состава эндогенных месторождений срединных массивов и их возможные связи с нефтяными месторождениями. Фактического материала по данному вопросу в настоящее время крайне недостаточно, поэтому высказанные предположения следует рассматривать не только как предварительные, а как возможную рабочую гипотезу, нуждающуюся в критическом анализе и всесторонней проверке.

В ряде эндогенных месторождений срединных массивов, преимущественно урановых, возникающих в связи с процессами автономной тектоно-магматической активизации, в составе руд в значительном количестве встречаются твердые битумы. Такие месторождения известны в Чешском и Паннонском срединных массивах и в некоторых месторождениях плато Колорадо. Для битумов доказывается эндогенное происхождение и их тесная парагенетическая связь с рудными минералами [Andronescu, Caticina, 1966]. Это обстоятельство, а также тот факт, что некоторые наложенные на срединные массивы впадины нефтеносны, позволяют предполагать определенную взаимосвязь между этими явлениями и высказать соображения о возможном единстве глубинных источников гидротермальных битумов и нефтяных месторождений. При этом для первых предполагается их связь с развитием мантийных участков тектоносферы [Щеглов, 1968].

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Особое значение для размещения эндогенных рудных месторождений в пределах срединных массивов имеют разрывные нарушения, которые повсеместно отчетливо влияют на локализацию оруденения. Это связано прежде всего с тем, что преобладающее большинство месторождений возникает в процессе тектоно-магматической активизации консолидированных структур срединных массивов, возникновения новых и подновления старых тектонических швов и разломов, к которым обычно приурочены рудоносные интрузии и месторождения.

Как правило, вдоль разломов возникают рудные зоны, представленные цепочками рудоносных интрузий, сопровождаемых

месторождениями, или только месторождениями без видимой связи с разновозрастными магматическими породами. Месторождения, возникающие в процессе отраженной активизации, приурочены, как правило, к внутренним краевым частям срединных массивов, где в их распределении устанавливаются две особенности. К разломам, поперечным краям массива, обычно приурочены непротяженные рудные зоны (15—20 км длиной). В таких рудных зонах наиболее благоприятными являются участки пересечения разломов, определяющие положение рудных узлов и районов, которые иногда оказываются как бы нанизанными на главный разлом (например, Охотский, частично Родопский срединные массивы, где в такой структурной позиции локализуются молибденовые и золоторудные месторождения).

В других случаях магмо- и рудоконтролирующие нарушения развиваются, обрамляя с внутренней стороны жесткие структуры срединных массивов; здесь возникают весьма протяженные рудоносные структуры типа рудных поясов, прослеживающиеся в виде узких полос на многие километры вдоль границ массивов. К таким структурам относится, например, Иранский медно-молибденовый пояс, приуроченный к молодым эффузивам, развитым по периферии массива. Особенно характерна приуроченность эндогенных месторождений к разрывным нарушениям в областях автономной активизации срединных массивов, которые обычно захватывают центральные части массивов, где месторождения, связанные с развитием смежных геосинклинальных прогибов, практически не проявляются. Наиболее контрастно связь месторождений с тектоническими разрывами выявляется на примере низкотемпературных флюоритовых, баритовых, сурьмяных и некоторых полиметаллических месторождений, отдельные тела которых прослеживаются на многие сотни метров. Примером таких рудных тел могут служить полиметаллические месторождения Родопского срединного массива, флюорит-баритовые жилы Чешского массива и Верхнего Рейна, антимонитовые жилы Арморикана и Иранского срединного массива.

В некоторых срединных массивах рудоконтролирующие разломы отчетливо обрамляют наложенные впадины, выполненные терригенными, как правило, угленосными отложениями. В таких случаях месторождения локализуются в главных разломах, обрамляющих впадины, или в оперяющих их разрывах. Такая структурная позиция характерна для флюоритовых месторождений Чешского массива, сурьмяных и флюоритовых рудопоявлений Родопского и Буреинского массивов. Для эпитермальных золоторудных месторождений краевых поднятий Паннонского срединного массива и плато Колорадо характерна своеобразная их приуроченность к крупным разломам, как бы лучами расходящимся от наложенных впадин, развитых в цен-

тральных частях массивов. В пределах таких обрамляющих поперечных разломов месторождения приурочены к вулканическим аппаратам, образующим отчетливо выраженные цепочки палеовулканов, размещение которых в пределах вытянутых зон контролируется пересечением разломов и выходами на дневную поверхность или близким расположением от нее докембрийских пород фундамента массивов.

Эндогенные месторождения, возникающие в процессе автономной активизации, не образуют протяженных рудных поясов и зон; для них более характерны локальные рудные зоны, достигающие 30—40 км в длину и не более 5—10 км шириной. Иногда такие зоны состоят из отдельных рудных участков, разделенных значительными интервалами безрудных площадей. Типичны рудные районы изометричной формы, приуроченные к пересечению разломов различных направлений (Центральный Французский, Кокчетавский, Охотский и другие массивы).

Важное значение для локализации оруденения имеют карбонатные породы, встречающиеся в образованиях фундамента, а также в отложениях осадочного чехла массивов. Особенно заметно влияние карбонатных пород на размещение полиметаллических месторождений, для которых они являются наиболее благоприятной средой для отложения комплексных свинцово-цинковых руд. В Маданском рудном районе Родопского срединного массива своеобразные туннелеобразные залежи полиметаллических руд возникают в мраморах архея вдоль зон разломов, на всем их протяжении вплоть до выклинивания карбонатных прослоев; в ниже- и вышележащих гнейсах и кристаллических сланцах рудные тела представлены кварц-полиметаллическими жилами с пониженным содержанием рудных минералов. В Иранском срединном массиве в мезозойских известняках чехла при пересечении их рудоконтролирующими разломами возникают пластовые тела стратиформного типа, для которых устанавливается строгий тектонический контроль (месторождения Лакан, Хане-Сарме, Шах-Ку, Анджире-Гиран).

Важное значение для размещения докембрийских месторождений фундамента массивов имеют более молодые тектонические нарушения, определяющие положение приподнятых тектонических блоков, к которым приурочены рудные образования. Если для докембрийских месторождений отдельных блоков ведущим фактором их контроля в пространстве является литологический, обуславливающий четкую приуроченность месторождений (исключая пегматитовые) к определенным горизонтам, то положение самих блоков в первую очередь определяется характером разрывных нарушений, дробящих докембрийские породы основания массива на сложную мозаику блоков с различной амплитудой вертикальных движений, предопределяющих характер эрозионного среза и геологию каждого из них.

Таким образом, разрывные нарушения практически определяют все главные особенности размещения эндогенных месторождений срединных массивов, влияя не только на характер локализации месторождений в пределах отдельных структур, но и обуславливая появление рудных зон и районов и реже — рудных поясов.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И РУДНЫЕ ПОЯСА

Одной из своеобразных и характерных особенностей металлогении срединных массивов, придающей этим структурам большой практический интерес, является линейное, поясовое размещение оруденения в краевых частях массивов и в особенности во внешнем их обрамлении, в зонах долгоживущих крупных разломов, ограничивающих массивы от окружающих их геосинклинальных прогибов. В такой структурной позиции возникают многочисленные рудные пояса, нередко протягивающиеся на многие сотни километров. Формирование таких региональных рудоносных структур неразрывно связано с развитием окружающих массивы геосинклинальных прогибов, когда благоприятные структурные условия, возникающие на стыке жестких массивов с мобильными геосинклиналями, определяют линейное размещение месторождений вдоль зон разломов, оконтуривающих стабильные краевые части массивов. В таких случаях мы вправе считать, что срединные массивы имеют для локализации оруденения ведущее значение, не только определяя своей конфигурацией некоторые пространственные особенности размещения оруденения, но, очевидно, обуславливая появление самих месторождений.

Можно выделить несколько типов региональных рудоносных структур или рудных поясов, возникающих в обрамлении срединных массивов и характеризующихся разнообразной и сложной минерализацией. Эти рудные пояса, как правило, весьма контрастно проявлены в общем металлогеническом рисунке регионов и относятся к рудоносным структурам первой категории.

В настоящее время устанавливаются наиболее отчетливо следующие пять типов рудных поясов.

Хромитоносные рудные пояса. Рудные пояса такого типа хорошо проявлены в Средиземноморском геосинклинальном поясе, где они образуют протяженные линейные структуры, отчетливо обрамляющие срединные массивы. Такие рудоносные структуры фиксируются на севере и юге Анатолийского массива, по северной границе Родопского массива, по южному и северному обрамлению Иранской срединной структуры. Особенно характерно размещение хромитовых месторождений в Анатолийском срединном массиве, разбитом на ряд крупных блоков; здесь, на западе

Турции, хромитовые месторождения сплошным кольцом опоясывают Лидийский блок, сложенный метаморфическими породами докембрия. Не менее отчетливо устанавливается приуроченность ультраосновных интрузий к зонам краевых разрывных нарушений в Хасковской зоне на севере Родопского массива в Болгарии.

Среди хромитоносных рудных поясов и зон, располагающихся в обрамлении срединных массивов, выделяются два типа рудоносных структур: а) рудные пояса и зоны, приуроченные к троговым частям узких эвгеосинклиналей, опоясывающих срединные массивы (Восточная Анатолия, Южный Иран), и б) рудные пояса и зоны, приуроченные к краевым разломам на сочленении срединных массивов с геосинклинальными прогибами (Северные Родопы; массив Чагаи в Пакистане). Оба типа рудоносных структур часто встречаются совместно, опоясывая массивы двойным кольцом хромитоносных зон; в целом они образуют крупные, протяженные рудоносные структуры, отдельные звенья которых составляют планетарный хромитовый пояс Тетиса, протягивающийся от Гималаев Западного Пакистана до Альп.

Редкометалльные рудные пояса. Рудоносные структуры, в пределах которых сосредоточены оловянные, вольфрамовые, комплексные оловянно-вольфрамовые месторождения, связанные с гранитными интрузиями, немногочисленны. Типичным представителем таких рудоносных структур является Колымский оловянно-вольфрамовый рудный пояс, окаймляющий с севера и юго-запада одноименный срединный массив и протягивающийся более чем на 1500 км (рис. 11). Как известно, в пределах этого пояса широко развиты линейно вытянутые, как бы повторяющие контур массива, батолитоподобные интрузии кислых и ультракислых гранитов, сопровождаемые высокотемпературным, гидротермальным оловянным и оловянно-вольфрамовым оруденением. На севере этой огромной редкометалльной структуры, непосредственно причлняющейся к Колымскому срединному массиву и частично его захватывающей, широко проявляются месторождения скарнового типа (с молибденовым, вольфрамовым, мышьяковым, кобальтовым оруденением) и широкое развитие молибденовой минерализации при резко подчиненном значении оловянной и в меньшей степени вольфрамовой (Улахан-Сисская зона).

Другим примером сходных региональных редкометалльных поясов, располагающихся в зонах сочленения со срединными массивами, является Гиссарский редкометалльный пояс Южного Тянь-Шаня, приуроченный к северной границе Южно-Гиссарского срединного массива. Здесь, в зоне краевых разломов, обрамляющих с севера эту срединную структуру, в среднем карбоне сформировались сложные и многофазные интрузии Гиссарского

батолита. С его первыми фазами — умереннокислыми гранитами и гранодиоритами — связаны скарновые касситерит-шеелитовые, шеелитовые и арсенопиритовые месторождения; этот комплекс рудных образований сходен с известными в Улахан-Сисской зоне Колымского редкометального пояса. С более позд-

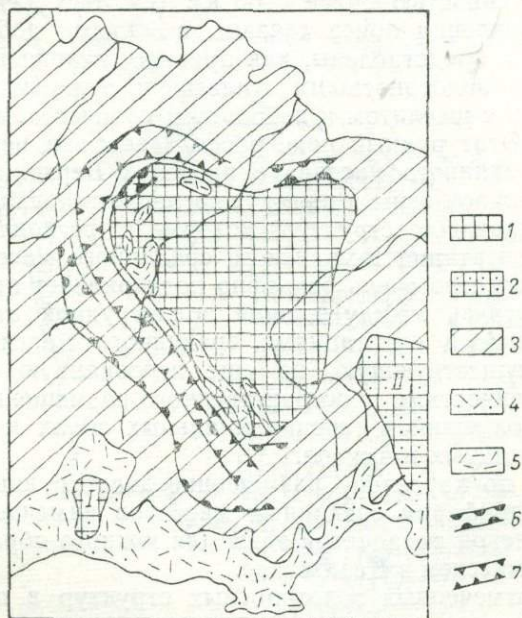


Рис. 11. Расположение рудных поясов в обрамлении Колымского срединного массива.

1 — Колымский срединный массив; 2 — докембрийский кристаллический фундамент Охотского (I) и Омолонского (II) массивов; 3 — складчатое обрамление массивов; 4 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 5 — Уяндинско-Ясачнинский вулканический пояс; 6 — золоторудный пояс с добаботолитовыми месторождениями золота; 7 — оловянно-вольфрамовый рудный пояс.

ними гранитными интрузиями ассоциируют оловоносные пегматиты и оловянно-вольфрамовые месторождения гидротермального типа.

Приуроченность редкометального оруденения к периферии срединных массивов достаточно отчетливо выявляется и на примере Северо-Тонкинского массива во Вьетнаме, где в обрамлении этой структуры известны зоны с оловянно-вольфрамовой минерализацией, связанной с гранитоидами.

На севере Памирского срединного массива в разломах его внутренней краевой зоны локализуется крупная шугнанская гра-

нитная интрузия, вытянутая вдоль тектонических нарушений более чем на 200 км, с ней ассоциируются на всем ее протяжении редкометалльные и хрусталеносные пегматиты.

Золоторудные пояса. Этот тип рудоносных структур наиболее контрастно проявлен в обрамлении Колымского срединного массива, где выделяется огромный Яно-Колымский золоторудный пояс протяженностью более 1100 км (см. рис. 11). Золоторудные месторождения пояса связаны с малыми добабололитовыми интрузиями и представлены, как правило, кварцевыми и кварцальбитовыми золотоносными жилами и реже минерализованными зонами с шеелитом и небольшим количеством сульфидных минералов. Этот рудный пояс располагается на некотором удалении от срединного массива в пределах Верхояно-Колымской геосинклинальной зоны и вытянут согласно генеральному направлению складчатых структур, которые в региональном плане повторяют очертания Колымского срединного массива. Последнее обстоятельство очень рельефно подчеркивает пространственную взаимосвязь между данной золоторудной структурой, ее конфигурацией и очертаниями срединного массива, отражая, очевидно, существующую, но еще непознанную зависимость между особенностями пространственного размещения золоторудных месторождений в геосинклинальных зонах и строением и формой срединных массивов.

Близкое по характеру размещение золоторудных месторождений по периферии срединных массивов намечается в пределах каледонской складчатой зоны для южного обрамления Кокчетавского массива в Казахстане.

Кроме отмеченных золотоносных структур в пределах срединных массивов намечается выделение другого типа рудных поясов, приуроченных к краевым поднятиям массивов, сложенных докембрийскими комплексами. К таким рудоносным структурам мы относим золоторудные пояса краевых поднятий Паннонского и Колорадского срединного массивов. Эти рудные пояса имеют характерные дугообразные очертания, совпадающие с контурами краевых поднятий; в их пределах месторождения располагаются, как правило, в поперечных рудных зонах и связаны с молодыми субвулканическими образованиями. Такие месторождения возникают, по нашим представлениям, в связи с процессами автономной активизации и локализуются в рудоносных структурах, опоясывающих срединные массивы не с внешней, а с внутренней их стороны, располагаясь в пределах краевых поднятий с выведенными на поверхность докембрийскими породами.

Ртутно-сурьмяные рудные пояса. Рудоносные структуры такого типа на территории Советского Союза выявлены только в самое последнее время. К ним относятся ртутно-сурьмяные пояса, обрамляющие с севера и востока Буреинский массив

(рис. 12), и крупная ртутьносная структура, прослеживаемая по северо-западной окраине Колымского массива. За рубежом ртутьно-сурьмяный рудный пояс отчетливо выделяется на юге Анатолийского срединного массива, который протягивается в широтном направлении практически через всю территорию Турции.

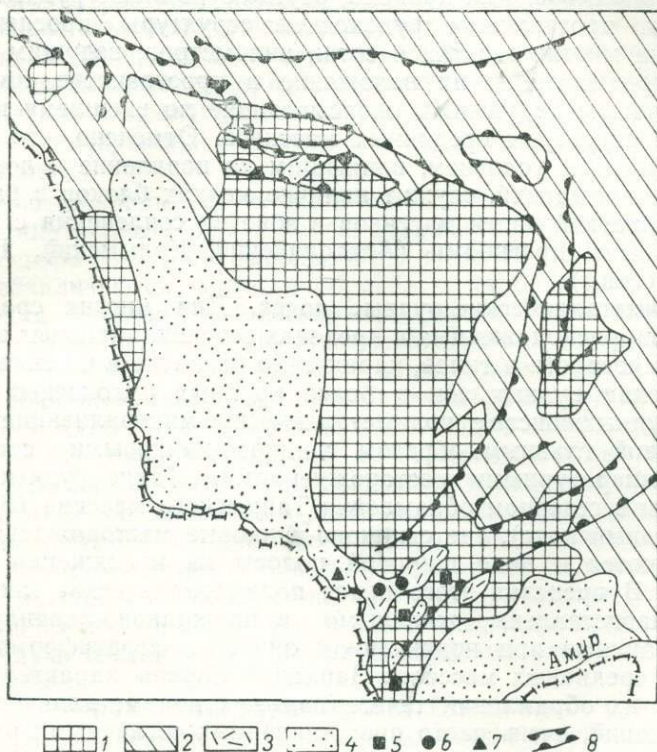


Рис. 12. Схема размещения ртутных рудных поясов в обрамлении Бурейского массива (по З. В. Сидоренко).

1 — кристаллическое основание массива; 2 — складчатое обрамление массива; 3 — поля мезозойских эффузивов; 4 — наложенные депрессии, выполненные континентальными угленосными отложениями; месторождения: 5 — осадочно-метаморфические железорудные; 6 — оловорудные, гидротермальные в связи с меловыми интрузиями гранит-порфиров; 7 — флюоритовые; 8 — ртутные рудные пояса и зоны.

Для указанных ртутоносных структур иногда характерна локализация месторождений в зонах разломов, ограничивающих приподнятые блоки раздробленных краевых частей массивов. Поэтому, например, в Анатолии палеогеновые (?) ртутьно-сурьмяные месторождения часто локализуются среди древних комплексов.

Ртутьно-сурьмяный рудный пояс достаточно отчетливо намечается в юго-восточном обрамлении Иранского срединного мас-

сива [Щеглов, 1969], где небольшие сурьмяные и ртутные месторождения локализуются в протяженных зонах разломов по периферии жесткой структуры массива Чагаи. Сходное структурное положение занимают ртутные месторождения, расположенные в обрамлении Бирманского и Северо-Тонкинского срединных массивов. Как правило, ртутно-сурьмяные рудные пояса образуют протяженные рудоносные структуры, прослеживающиеся на многие десятки и сотни километров; ведущим фактором, определяющим их положение в пространстве, являются тектонические нарушения, опоясывающие по внешнему контуру жесткие структуры срединных массивов. Отмечено, что весьма благоприятным условием, влияющим на появление и локализацию месторождений, служит наличие мелких блоков в раздробленной краевой части массивов в зоне их сочленения с геосинклинальными прогибами (Анатолийский, Қолымский, Бурейнский массивы).

Полиметаллические рудные пояса. Для многих срединных массивов, расположенных в пределах геосинклинальных зон различного возраста и типов, характерно развитие в их складчатом обрамлении рудных зон и более крупных рудоносных структур — рудных поясов с полиметаллической минерализацией, представленной главным образом свинцово-цинковыми средне- и низкотемпературными месторождениями. Такие рудные пояса известны в северном обрамлении Таримского массива (Кашгарский рудный пояс), где свинцово-цинковые месторождения прослеживаются в виде широкой полосы на протяжении более 600 км. В пределах этого пояса полиметаллические месторождения представлены жильными и прожилково-вкрапленными образованиями при подчиненном значении стратиформных тел.

Для срединных массивов Западной Европы характерно развитие в их обрамлении телетермальных полиметаллических месторождений, очень часто представленных согласными рудными залежами. Зоны и пояса с развитием таких месторождений известны в северо-восточном обрамлении Чешского массива (Силезская зона), на северо-востоке Испанской Мезеты (Сантандерская зона) и по периферии Центрального Французского и Армориканского массивов. Как показал П. Лаффит [1969], вокруг жестких структур Центрального Французского массива выделяется практически сплошной пояс развития телетермальных месторождений.

В некоторых случаях полиметаллические месторождения телетермального типа возникают в осадочном чехле срединных массивов, в их опущенных блоках, имеющих двухъярусное строение. К таким месторождениям принадлежат полиметаллические месторождения Иранского массива, в ряде случаев представленные телетермальными образованиями стратиформного типа. Эти месторождения локализуются в относительно небольших по раз-

мерам рудных зонах, положение которых контролируется разрывными нарушениями.

По своим тектоническим особенностям полиметаллические рудные пояса в обрамлении срединных массивов подразделяются на две различные группы. В первую группу входят рудоносные структуры, возникающие в связи с процессами развития окружающих массивы геосинклинальных прогибов. К таким рудным поясам относится полиметаллический рудный пояс Кашгарии (Северо-Восточный Тарим), полиметаллические рудные зоны в обрамлении Бирманского массива, тесно связанные с развитием соответствующих складчатых зон, опоясывающих срединные массивы.

Совершенно иное структурное положение занимают полиметаллические рудные зоны и пояса, возникающие вокруг срединных массивов Западной Европы, в пределах которых месторождения локализуются главным образом в карбонатных отложениях чехла Западно-Европейской платформы. Ранее нами было показано [Щеглов, 1968], что эти месторождения связаны с процессами автономной активизации, захватывающими прилегающие к срединным массивам зоны, и что в обрамлении срединных массивов в карбонатных вмещающих породах возникают месторождения стратиформного типа с согласными рудными залежами, тогда как в песчаниково-сланцевых отложениях формируются крупные по размерам рудные тела жильного типа.

Таким образом, сходные по «набору» металлов полиметаллические месторождения, локализующиеся по периферии срединных массивов и образующие крупные рудоносные структуры типа рудных поясов возникают в различных тектонических условиях, будучи связанными с разными стадиями развития срединных массивов.

Медно-молибденовые рудные пояса. В отличие от рудоносных поясов, рассмотренных выше, эти рудоносные структуры возникают в срединных массивах в пределах их внутренних краевых зон непосредственно на жестком основании массивов. Формирование таких рудоносных структур связано с развитием вулканических поясов, которые образуются в краевых частях массивов на их сочленении с геосинклинальными прогибами. Такие рудоносные структуры, возникающие в жестких рамках геосинклиналей, которыми и являются срединные массивы, имеют значительные размеры, определяемые параметрами соответствующих вулканических поясов. Наиболее отчетливо они фиксируются в пределах Иранского срединного массива, где огромный медно-молибденовый пояс прослеживается по юго-восточной кромке массива из районов Пакистана до Армении; его менее отчетливая северная ветвь протягивается параллельно складчатым сооружениям Эльбурса в широтном направлении. В пределах Иранского срединного массива медные и молибденовые месторожде-

ния связаны с субвулканическими, трещинными интрузиями монцонит-гранодиоритового состава, входящими в состав сложной интрузивно-вулканической серии пород, слагающих вулканические пояса и возникающих в континентальных условиях на жестких структурах массивов.

Сходная минерализация появляется в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, отчетливо накладывающемся на консолидированные сооружения Охотского и Омолонского массивов, где молибденовые месторождения локализируются в относительно непротяженных рудных зонах.

Медно-молибденовые рудные пояса, возникающие в пределах срединных массивов, немногочисленны и изучены еще недостаточно; наиболее контрастным их представителем является Южно-Иранский медно-молибденовый рудный пояс, совпадающий в своих очертаниях с вулканическим поясом, протягивающимся на многие сотни километров вдоль южного и юго-западного краев Иранского срединного массива.

Таким образом, срединные массивы являются теми своеобразными тектоническими структурами, которые в пространстве неразрывно связаны с крупными линейными рудоносными структурами или рудными поясами, располагающимися на их периферии. Характерно, что рудные пояса формируются вокруг массивов во все этапы развития прилегающих геосинклинальных прогибов. В раннюю, собственно геосинклинальную, стадию возникают хромитовые пояса; в ту же стадию, но в связи с развитием геосинклиналей иного типа формируются золоторудные пояса с добатолитовыми месторождениями золота. Со средней стадией развития геосинклинальных прогибов, соответствующих главным фазам складчатости и внедрению гранитных интрузий, связаны редкометальные, оловянно-вольфрамовые пояса; в обрамлении прогибов, в жестких структурах срединных массивов в эту стадию возникают региональные медно-молибденовые рудоносные структуры; наконец, в позднюю стадию развития, когда происходит отмирание геосинклинального режима, наступает консолидация складчатых структур и резко возрастает роль разрывных нарушений, образуются, по-видимому, полиметаллические и сурьмяно-ртутные рудные пояса. Для этапа автономной тектономагматической активизации характерно возникновение вокруг массивов поясов и зон с полиметаллической минерализацией телетермального типа.

Установлено, что в связи с развитием геосинклинальных прогибов сиалического профиля, для которых характерно образование песчаниково-сланцевых толщ и развитие гранитоидных пород, происходит формирование вокруг срединных массивов золотых и оловянно-вольфрамовых рудных поясов (Колымский, Южно-Гиссарский, Северо-Тонкинский массивы), тогда как с развитием прогибов симатического профиля, где широко рас-

пространены карбонатно-вулканогенные субмаринные комплексы и ультрабазитовые интрузии (Иранский, Анатолийский массивы), связано возникновение хромитовых поясов. Если для указанных рудных поясов такая связь с прогибами разного типа является постоянной, то ртутно-сурьмяные рудные пояса возникают по периферии массивов в случае их обрамления геосинклинальными прогибами как симатического, так и сиалического профилей.

В некоторых случаях происходит частичное совмещение и наложение рудоносных структур разных типов; иногда наблюдается как бы многократное опоясывание срединных массивов разновозрастными и разнотипными рудными поясами. Так, например, в южном обрамлении Анатолийского массива устанавливается частичное перекрытие хромитового рудного пояса ртутно-сурьмяным. На северо-западе Колымского массива оловянно-вольфрамовый пояс совмещен на некоторых участках с ртутным. Для Колымского массива отчетливо устанавливается смена оловянно-вольфрамового пояса, непосредственно прилегающего к массиву, золоторудным поясом, располагающимся на большем удалении от него. Для Иранского массива характерно параллельное расположение медно-молибденового и хромитового, а на юго-востоке — медно-молибденового и сурьмяно-ртутного рудных поясов.

Причины развития региональных рудоносных структур по периферии срединных массивов недостаточно ясны. Однако одно обстоятельство является совершенно несомненным, что на сочленении жестких, консолидированных структур массивов со структурами развивающихся геосинклинальных прогибов возникают крупные разрывные нарушения, которые придают зоне сочленения срединных массивов с геосинклиналью своеобразное блоковое строение. Это при одновременном развитии глубинных разломов и определяет, очевидно, в совокупности ту благоприятную обстановку, которая обуславливает не только локализацию, но и появление эндогенных месторождений. Тот факт, что ртутно-сурьмяные рудные пояса известны в обрамлении массивов, окруженных различными по своему характеру геосинклинальными прогибами, свидетельствует косвенно о том, что ртутно-сурьмяные месторождения, возможно, не связаны с развитием конкретных геосинклиналей, а их возникновение обусловлено эволюцией более глубоких рудогенерирующих очагов, располагающихся ниже уровня геосинклинальных трогов, и вскрываемых краевыми разломами, которые являются не только рудо-контролирующими и рудолокализирующими структурами, но и структурами рудогенерирующими и обуславливающими появление оруденения в верхних структурных этажах геосинклинальных зон на их сочленении с консолидированным субстратом срединных массивов.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Проблема вулканических поясов в последние годы привлекает пристальное внимание. Изучение этих структур в пределах СССР стало особым предметом широких научных исследований. Это обусловлено не только спецификой самих вулканических структур, но и прежде всего тем, что с ними ассоциируют разнообразные месторождения полезных ископаемых. Из комплекса многих вопросов, связанных с изучением вулканических поясов, нами будут ниже очень кратко рассмотрены только два из них: структурная позиция некоторых вулканических поясов и относительное время их возникновения. Причем эти вопросы будут проанализированы в аспекте их связи со срединными массивами, на примере которых, по нашему мнению, могут быть освещены дополнительно отдельные стороны указанной проблемы.

Выше отмечалось, что в пределах некоторых срединных массивов по границе с окружающими геосинклинальными прогибами возникают вулканические пояса, иногда прослеживаемые на многие сотни километров. Такие структуры наиболее четко установлены в пределах Иранского, Анатолийского и Колымского срединного массивов. На Омолонский и Охотский массивы вулканические образования Охотско-Чукотского пояса накладываются с резким поперечным несогласием, почти полностью перекрывая эти структуры. Во всех случаях срединные массивы, независимо от их размеров и положения по отношению к геосинклинальным прогибам, могут рассматриваться как бортовые части последних. Именно в бортовых частях геосинклиналей в условиях консолидированных структур обрамления, представленных краевыми частями срединных массивов, и возникают вулканические пояса.

Это отчетливо видно на примере крупного Иранского массива, который с севера и юго-запада оконтурен узкими зонами вулканических поясов, образующихся в краевых частях массива на сочленении с альпийскими геосинклинальными прогибами. Сходное структурное положение имеет Уяндинско-Ясачнинский вулканический пояс, возникающий в юго-западной краевой части Колымского срединного массива вдоль крупных разломов на сочленении с Верхояно-Колымской складчатой областью. Таким образом, на примере указанных массивов достаточно очевидно устанавливается, что вулканические пояса возникают в обрамлении геосинклиналей, в их жестких устойчивых рамах, и их положение в пространстве определяется положением геосинклинальных прогибов, параллельно которым и располагаются вулканические пояса.

В Омолонском и Охотском массивах, где имеет место наложение вулканического пояса на эти структуры, мы не встре-

чаем какое-либо исключение, хотя эти массивы не являются срединными по отношению к кайнозойской геосинклинальной зоне, а представляют только один из элементов ее жесткой рамы, образованной мезозойскими складчатыми сооружениями с впадинами в них указанными срединными структурами. Поэтому и в данном случае Охотско-Чукотский вулканический пояс возникает в сходной структурной обстановке в обрамлении кайнозойских геосинклинальных прогибов на консолидированных мезозойских структурах Верхояно-Колымской складчатой области [Устиев, 1965; Шейнман, 1968].

Во времени вулканические пояса в пределах срединных массивов формируются синхронно с развитием смежной геосинклинальной области. На примере южной части Иранского массива установлено, что развитие юго-западной части Иранского вулканического пояса в пределах Пакистана синхронно развитию геосинклинальных прогибов. Так, когда в раннюю, собственно геосинклинальную, стадию развития в пределах геосинклинального прогиба происходит формирование субмаринных вулканогенных комплексов и ультраосновных и основных интрузий, в жестких структурах обрамления в пределах массива возникают покровы наземных основных и кислых эффузивов, входящих в состав вулканического пояса. Формирование последнего происходит и далее синхронно с развитием геосинклинали; особенно интенсивно проявляются интрузивные образования трещинного типа в пределах вулканического пояса в среднюю стадию развития геосинклинальных прогибов, в период главных фаз складчатости. Сходное развитие предполагает В. Т. Матвеев [1968] и для Уяндинско-Ясачнинского вулканического пояса Колымского срединного массива.

Таким образом, на примере срединных массивов могут быть дополнительно освещены некоторые вопросы формирования вулканических поясов, которые образуются во внутренних краевых частях массивов в виде протяженных наложенных структур, сложенных разнообразными по составу и строению вулканическими образованиями, возникающими в континентальных условиях жесткого обрамления геосинклинальных прогибов и по времени сопоставимыми с ранней и средней стадиями развития геосинклиналей.

С вулканическими поясами срединных массивов связан пестрый комплекс эндогенных полезных ископаемых, для многих из которых устанавливается парагенетическая и генетическая связь с трещинными, обычно умереннокислыми интрузиями. Наиболее значительной по масштабам является медно-молибденовая минерализация, интенсивно проявившаяся в пределах вулканических поясов срединных массивов Ирана и Анатолии. Это орудование встречается часто совместно, но только один из указанных элементов, как правило, дает промышленные концентрации;

в пределах Ирана ведущим элементом является медь. С вулканическими поясами срединных массивов связаны рудопоявления высокоглиноземного сырья, железа, вольфрама, урана и золота.

Возникновение в пределах некоторых крупных по размерам срединных массивов вулканических поясов является их характерной чертой и может рассматриваться как один из признаков неразрывной связи, существующей между развитием геосинклинальных прогибов и заключенными среди них срединными жесткими структурами.

Следует отметить, что вулканические пояса могут образовываться в разных тектонических условиях и рассмотренный выше пример формирования вулканических поясов в срединных массивах, хотя и показывает очень важную особенность этих структур, а именно: их формирование в бортовых зонах геосинклинальных прогибов, отражает только одну, очевидно, из многих возможных благоприятных структурных обстановок, в которых возникают наземные вулканические пояса.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И ПРОЦЕССЫ ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Своеобразные особенности геологического строения, тектонического положения и металлогении срединных массивов позволяют на их примере рассмотреть некоторые вопросы, связанные с проявлением процессов тектоно-магматической активизации, попытаться более отчетливо, чем это было сделано ранее, осветить характер и связь процессов отраженной и автономной тектоно-магматической активизации между собою и увидеть их металлогенические отличия. Срединные массивы и заключенные в них месторождения полезных ископаемых являются теми благоприятными объектами, изучение которых позволяет сделать выводы, касающиеся не только этих структур. Последнее связано с тем, что срединные массивы практически всегда могут рассматриваться, с одной стороны, как самостоятельные структуры первого порядка, а с другой — как структуры, являющиеся неотъемлемым элементом строения геосинклинальных прогибов и представляющих их краевые части или рамы геосинклиналей.

Такая двойственность развития срединных массивов приводит к тому, что в пределах этих структур проявляются совместно процессы отраженной и автономной тектоно-магматической активизации. Первые имеют развитие главным образом в пределах консолидированных рам геосинклинальных прогибов и неразрывно связаны с их эволюцией; эти процессы обычно захватывают относительно узкие краевые зоны срединных массивов. Вторые проявляются в срединных массивах независимо от гео-

синклинальных прогибов, которые к этому времени уже закончили свое развитие и превратились в жесткие консолидированные сооружения, близкие по своему структурному состоянию к срединным массам. Оба типа процессов имеют ряд общих особенностей, главной из которых является их проявление на консолидированном субстрате с возникновением наложенных структур и магматизма.

Процессы тектоно-магматической активизации, происходящие в рамках геосинклиналей, многие исследователи называют отраженными, подчеркивая тем самым их зависимость и обусловленность от процессов развития самих геосинклинальных прогибов. Эти процессы, как правило, захватывают узкие вытянутые вдоль бортовых частей геосинклинальных прогибов зоны. Процессы автономной активизации, названные нами [Щеглов, 1968] так с целью подчеркнуть их самостоятельное значение и отсутствие связей с геосинклинальными явлениями, охватывают практически всю территорию срединных массивов, а иногда и их складчатое консолидированное обрамление. С процессами отраженной и автономной тектоно-магматической активизации связано образование различных месторождений полезных ископаемых, которые в зависимости от их принадлежности к той или иной группе характеризуются и специфическими особенностями своего проявления и генезиса. Последние могут служить своеобразными диагностическими признаками при установлении принадлежности месторождений к минеральным образованиям, возникающим в связи с различными процессами тектоно-магматической активизации.

Здесь следует отметить, что еще совсем недавно представления о процессах тектоно-магматической активизации были достаточно неопределенными и требовались не столько точные термины, определяющие эти процессы, сколько необходима была прежде всего разработка единых взглядов на существо этих сложных и разнотипных явлений, изучение которых привлекало с каждым годом все большее и большее внимание исследователей. В настоящее время благодаря тому, что в познании процессов тектоно-магматической активизации и регионов, в которых они проявляются наиболее отчетливо, достигнуты определенные успехи и собран новый фактический материал, у большинства исследователей выработалось достаточно общее отношение к рассматриваемым явлениям, несмотря на все еще существующие значительные разногласия в толковании отдельных сторон процессов тектоно-магматической активизации и применяемую неодинаковую терминологию для их определения.

Это единство взглядов на процессы тектоно-магматической активизации обусловлено прежде всего тем, что большинство исследователей под данными процессами понимает сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений,

проявляющихся на консолидированных структурах платформ и их щитов, областей завершённой складчатости или срединных массивов с выведенным на поверхность кристаллическим основанием. Наложенный характер процессов тектоно-магматической активизации и их развитие на консолидированных разнотипных структурах являются той общей и главной их стороной, которая выделяет эти процессы в особую группу и позволяет, употребляя, казалось бы, неопределённый термин «тектоно-магматическая активизация», характеризовать специфические геологические процессы, отличные от происходящих в геосинклиналях.

Указанные выше процессы отражённой тектоно-магматической активизации очень широко проявляются в срединных массивах в пределах их внутренних краевых зон, представляющих собою активизированные рамы геосинклинальных прогибов. Такие активизированные зоны в бортах геосинклиналей, в которых проявляются магматические образования и рудные месторождения, синхронные и сходные с соответствующими образованиями, возникающими в смежных геосинклинальных прогибах, имеют незначительные размеры по ширине, не превышающие обычно 80—100 км. Для зон отражённой активизации очень характерна линейная, вытянутая вдоль бортов геосинклиналей форма. В срединных массивах отчетливо устанавливаются две группы зон отражённой активизации. В первую группу входят зоны, возникающие в бортовых частях геосинклинальных прогибов, в пределах которых развиты интрузивные породы и месторождения, известные в пределах окружающих массивы геосинклинальных прогибов. Ко второй группе зон отражённой тектоно-магматической активизации относятся активизированные рамы геосинклиналей, в пределах которых проявляются магматизм и эндогенные месторождения, неизвестные в смежных геосинклинальных прогибах, но по времени синхронные с определенными стадиями развития последних.

В процессе эволюции геосинклиналей и превращения их в складчатую область срединные массивы реагируют на развитие прилегающих прогибов главным образом широким проявлением разрывных нарушений, дробящих на отдельные блоки краевые части массивов. В зонах разломов, непосредственно обрамляющих массивы и часто проникающих в их внутренние, более удаленные части, известны ультраосновные интрузии, сопровождаемые хромитовым оруденением. Такие интрузии, приуроченные к зонам разломов, известны в Иранском и Родопском массивах; в первом из них они представлены дайкообразными телами, вытянутыми вдоль разломов; с такими интрузиями связаны небольшие хромитовые месторождения.

В средние стадии развития геосинклиналей, в момент складчатости и формирования крупных интрузий, в ряде срединных

массивов, по-видимому, возникают значительные по размерам массивы гранитоидного состава, сопровождаемые слабой редкометальной минерализацией. Установлено, что в ряде срединных массивов такие тела гранитоидов имеют сложный интрузивно-метасоматический генезис (Буренский, Родопский массивы); природа их возникновения и возраст являются предметом широких дискуссий. Наиболее интенсивно в пределах активизированных краевых частей срединных массивов проявляются интрузии и месторождения, соответствующие поздним стадиям развития геосинклиналей. Это обычно трещинные интрузии гранитового и гранодиоритового составов, отчетливо приуроченные к зонам разрывов, часто локализующиеся в пределах последних и образующие четкие цепочки интрузий, которые располагаются перпендикулярно к краю срединных массивов. Такие интрузии сопровождаются главным образом молибденовым и реже полиметаллическим, а иногда вольфрамовым (шеелитовым) оруденениями. Они известны в краевых частях Родопского, Паннонского, Восточно-Алтайского, Охотского, Кокчетавского и Омолонского массивов.

Отмечается преобладающая связь с такими трещинными интрузиями молибденовой минерализации при резко подчиненном значении иного оруденения. В некоторых срединных массивах в их краевых зонах на сочленении с геосинклинальными прогибами в результате проявления процессов отраженной тектоно-магматической активизации возникают магматические образования и месторождения, неизвестные в пределах геосинклинальных прогибов. К таким наложенным образованиям прежде всего относятся вулканические пояса в краевых частях срединных массивов, сопровождаемые умереннокислыми интрузиями с медной и молибденовой минерализацией. Примером таких зон отраженной активизации являются рассмотренные в предыдущих разделах вулканические пояса Иранского массива.

В других массивах синхронно с развитием окружающих их геосинклиналей возникают своеобразные расслоенные перидотит-пироксенитовые и пикритовые интрузии, сопровождаемые медно-никелевым оруденением. Такие интрузии наиболее детально изучены на примере Кокчетавского срединного массива Н. П. Михайловым [1968], показавшим, что для их возникновения наиболее благоприятны блоки докембрийского субстрата, характеризующиеся значительным вертикальным перемещением вдоль крупных зон разломов. Сходные по составу интрузии, проявляющиеся в близких структурных условиях, установлены в Бирманском срединном массиве.

Кроме ультраосновных интрузий в связи с процессами отраженной тектонической активизации массивов в их пределах возникают иногда щелочные и нефелиновые сиениты, сопровождаемые редкоземельной минерализацией. Таким образом, с явле-

ниями отраженной тектоно-магматической активизации, обусловленными развитием геосинклинальных прогибов, в пределах срединных массивов, как правило, в их краевых узких зонах, подвергающихся наиболее интенсивно дроблению на блоки, связано возникновение разнообразных рудных месторождений, которые по характеру связи с магматизмом и генезису во многом сопоставимы с месторождениями, известными в геосинклиналиях. К таким рудным образованиям в первую очередь относятся хромитовые и молибденитовые месторождения, возникающие соответственно на ранних, средних и поздних стадиях развития геосинклинальных прогибов. В то же время в связи с процессами тектонической активизации срединных массивов под влиянием развивающихся геосинклиналей происходит образование магматических комплексов и сопутствующего им оруденения, которые неизвестны в геосинклинальных зонах. К таким наложенным образованиям относятся вулканические пояса с медно-молибденовой минерализацией, а также своеобразные ультраосновные интрузии с медно-никелевым оруденением и щелочные породы, сопровождаемые редкоземельной минерализацией. Магматизм и оруденение последних двух типов во многом сходны с проявляющимися на платформах, что подчеркивает определенные черты сходства в металлогении платформ и срединных массивов.

В проявлении процессов отраженной тектонической активизации в пределах срединных массивов в настоящее время не выявляется значительных отличий от сходных процессов, фиксируемых в консолидированных складчатых областях, причленяющихся к геосинклинальным прогибам. Исключение составляют только перидотит-пироксенитовые и норитовые комплексы с медно-никелевой минерализацией, не свойственные другим активизированным рамам геосинклиналей. Поэтому следует допустить, что в общем случае процессы отраженной тектоно-магматической активизации проявляются в обрамлении срединных массивов в таком же виде и с такой же интенсивностью, как и в прочих активизированных рамах геосинклинальных зон.

В отличие от процессов отраженной активизации процессы автономной тектоно-магматической активизации связаны с особой формой развития тектоносферы, проявляющейся в послеплатформенную, континентальную стадию развития земной коры. Эти процессы не обусловлены развитием геосинклинальных прогибов и не являются их своеобразным отражением. Аргументация указанных общих положений нами была дана ранее в ряде опубликованных работ [Щеглов, 1967, 1968], поэтому в данном исследовании она не приводится.

Однако нельзя не отметить, что в настоящее время нет еще единой точки зрения по вопросу об автономном характере процессов тектоно-магматической активизации. Некоторые исследователи по-прежнему полагают, что и эти процессы в своем

развитии связаны с эволюцией тектонических движений, происходящих в смежных геосинклинальных областях, и что тектонические процессы в геосинклиналиях являются практически единственными, обуславливающими образование наложенных на консолидированные сооружения платформ и складчатых областей новых структурных форм [Шаталов, 1968; Пушаровский, 1969]. Следует подчеркнуть, что в последние годы представления о самостоятельном характере развития областей автономной активизации (некоторые исследователи их называют сводово-глыбовыми) приобретают все больше и больше сторонников, а всесторонний анализ нового фактического материала по геологическому строению и закономерностям размещения эндогенных месторождений ряда регионов позволяет считать, что признание автономности определенной группы процессов тектоно-магматической активизации не только имеет право на существование, но и ведет к более правильной интерпретации геологических явлений, а также к новому решению практических задач.

По нашему мнению [Щеглов, 1968], процессы автономной активизации проявляются в послеплатформенную, континентальную стадию развития земной коры и не связаны с эволюцией геосинклинальных прогибов; они охватывают огромные площади и часто проявляются одновременно на территории различных структур — разновозрастных складчатых зон и платформ, складчатых зон и срединных массивов, щитов и примыкающих к ним складчатых сооружений. Такое наложение процессов активизации на различные структуры свидетельствует о самостоятельном характере этих процессов и отсутствии их непосредственной связи со структурами, на которых они развиваются. Процессы автономной активизации представляют собою сложный комплекс геологических явлений, приводящих к образованию новых тектонических форм, среди которых совершенно особую роль играют разрывные нарушения, обуславливающие формирование наложенных локальных прогибов, выполненных обычно вулканогенными и терригенными, часто угленосными, образованиями [Щеглов, 1968].

Процессы автономной тектоно-магматической активизации охватывают, как правило, всю площадь срединных массивов; в особенности эти процессы характерны для срединных массивов с обнаженным докембрийским основанием, где они проявляются наиболее отчетливо. Установление в срединных массивах автономности, независимости процессов тектоно-магматической активизации представляет большие сложности, чем в других структурах, так как срединные массивы располагаются среди подвижных геосинклинальных прогибов, развитие которых во времени часто очень близко к моменту проявления процессов автономной тектоно-магматической активизации. Более широкое сопоставление этих процессов со сходными явлениями, происхо-

дящими в областях завершенной складчатости, платформах и на их щитах, показывает, что эти процессы имеют много общего и их проявление обусловлено одними причинами, кроющимися, очевидно, в особенностях развития тектоносферы в послеплатформенную стадию эволюции этих структур [Щеглов, 1968]. Особенности развития отдельных срединных массивов, к которым в первую очередь относятся срединные массивы Западной Европы, показывают, что процессы автономной тектоно-магматической активизации проявляются после превращения окружающих массив геосинклинальных прогибов в складчатые области, после их полной консолидации и перехода в платформенное состояние. Примерами таких массивов могут служить Центральный Французский, Армориканский, Верхне-Рейнский, частично Чешский срединные массивы. В пределах ряда срединных массивов процессы автономной тектоно-магматической активизации проявляются в образовании отчетливо выраженных наложенных структур, возникающих при ведущем значении разрывных нарушений. К таким структурам относятся наложенные впадины, выполненные континентальными вулканогенными образованиями (I стадия) и угленосные депрессии с континентальными терригенными отложениями (II стадия). Примером таких областей активизации могут служить Буренский, Чешский и Родопский срединные массивы, в пределах которых отчетливо выделяются разновозрастные наложенные структуры указанных двух типов.

В первую стадию активизации обычно возникают многочисленные трещинные субвулканические интрузии, сопровождаемые разнообразным эндогенным оруденением. Важно отметить, что в зависимости от состава интрузий и характера вулканогенных пород, слагающих впадины, намечается определенная специализация оруденения: с кислыми эффузивами и интрузиями гранит-порфиров ассоциируют оловянные месторождения; с основными — полиметаллические.

Не во всех срединных массивах наложенные структуры первой и второй стадий активизации проявляются в одинаковом развитии; обычно структуры одного определенного типа выражены четче другого. В некоторых срединных массивах преобладающее развитие имеют только впадины, выполненные угленосными терригенными отложениями; в таких случаях представляется возможным выделить особый тип областей автономной тектоно-магматической активизации с развитием только наложенных структур второй стадии (Испанская Мезета, Центральный Французский массив).

В других срединных массивах процессы автономной активизации проявляются в ведущем развитии разрывных нарушений, как правило, без наложенных структур (Анатолийский, Иранский, Кокчетавский, Бирманский массивы). Иногда вдоль круп-

ных зон разломов происходит образование мелких, локальных приразломных впадин, выполненных вулканогенными и терригенными породами; однако эти структуры не имеют определяющего значения в развитии таких областей активизации (например, Армориканский массив). Для таких срединных массивов очень характерно оживление древних разломов и структурных швов, происходящее, как правило, неоднократно. Вдоль разломов наблюдается перемещение крупных масс, а весь срединный массив представляет собою, по существу, мозаику тектонических блоков, характеризующихся специфической и различной для каждого амплитудой движений. Характерно возникновение «пучков» разломов, а также систем разломов «лестничного» типа.

С процессами автономной тектоно-магматической активизации срединных массивов связан пестрый спектр месторождений полезных ископаемых, которые крайне сходны между собою, хотя проявляются в разобщенных между собою на многие сотни километров структурах.

В первую стадию активизации и связи с трещинными интрузиями лейкократовых гранитов и гранит-порфиров возникают оловянные и оловянно-вольфрамовые (Буреинский, Чешский, Центральный Французский и другие массивы) и реже молибденовые (Центральный Французский) месторождения. Как правило, эти рудоносные интрузии тесно ассоциируют с полями кислых эффузивов (Бурея, Чешский массив). В эту же стадию в некоторых срединных массивах формируются полиметаллические, золоторудные и, по-видимому, месторождения «пятиэлементной» формации (Чешский, Иранский, Центральный Французский и другие массивы). В некоторых массивах устанавливается связь полиметаллического оруденения с трещинными интрузиями гранодиоритов и гранодиорит-порфиров. На примере полиметаллических месторождений Родопского срединного массива намечается их связь со средними и основными эффузивами, что позволяет говорить о двух линиях развития минерализации в пределах срединных массивов: полиметаллической, ассоциирующейся с основными и средними магматическими образованиями, и редкометальной — оловянно-вольфрамовой, проявляющейся в связи с кислыми магмами.

Во вторую стадию автономной тектоно-магматической активизации в пределах срединных массивов возникают разнообразные эпитермальные месторождения, контролирующиеся протяженными зонами разрывных нарушений; среди них широко развиты флюоритовые, баритовые, реже сурьмяные и полиметаллические месторождения. Месторождения киновари единичны. В некоторых массивах возникают своеобразные жильные месторождения марганца. Эти месторождения встречаются в пространственной связи с основными — щелочными интрузиями,

с которыми связаны, очевидно, парагенетически (Чешский, Родопский массивы). Рассматриваемые месторождения практически являются самыми молодыми рудными образованиями в пределах срединных массивов, их возраст колеблется в разных массивах от позднего мела до неогена. Все месторождения этой группы крайне сходны по своим генетическим особенностям и представлены, как правило, низкотемпературными приповерхностными рудными образованиями, иногда с признаками современной гидротермальной деятельности (минерализованные горячие источники; рудные гели в пустотах и т. д.).

Эпитермальные месторождения образуют часто между собою постепенные переходы, что устанавливается особенно отчетливо в некоторых срединных массивах Западной Европы; здесь наиболее часто флюоритовые месторождения переходят в полиметаллические или баритовые; такие переходы известны в Испанской Мезете и Верхне-Рейнском массиве; месторождениях Рудных гор в Чешском массиве.

Удивительное сходство рудных месторождений срединных массивов, возникающих при процессах автономной тектоно-магматической активизации, подчеркивает принадлежность этих месторождений к особой группе рудных образований, возникающих в специфических тектонических условиях, происходящих в условиях консолидированных сооружений вне связи с развитием геосинклинальных прогибов, окружающих срединные массивы. Наглядным примером последнего положения могут служить срединные массивы Западной Европы с кайнозойскими эпитермальными месторождениями.

О СООТНОШЕНИИ ПРОЦЕССОВ ОТРАЖЕННОЙ И АВТОНОМНОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Вопрос о характере и причинах тектоно-магматической активизации дискусионен, а в указанной постановке он практически обсуждается впервые. Большинство исследователей, говоря о процессах тектоно-магматической активизации, воспринимают их как следствие развития геосинклинальных прогибов, признавая существование только явлений отраженной активизации [Кормилицын, 1969; Пушаровский, 1969; Шаталов, 1968]. В то же время И. Н. Томсон и М. Ф. Фаворская [1969] полагают, что выделять процессы активизации, сопряженные с развитием соседних геосинклиналей, нет оснований.

Е. Т. Шаталов [1968] склонен к выводу о неправомочности выделения процессов автономной тектоно-магматической активизации, считая, что отраженная активизация имеет ведущее значение в ряде процессов тектонического оживления консоли-

дированных структур и представляет собою одну из стадий развития тектоно-магматического цикла складчатых областей.

Правомерность выделения процессов автономной тектоно-магматической активизации нами была показана ранее [Щеглов, 1968] и в настоящей работе нет необходимости приводить всю аргументацию данного вопроса. В предыдущих наших работах отмечалось, что для областей автономной активизации характерна минерализация западноевропейского типа, выделенная, как известно, Ю. А. Билибиным для конечных стадий развития геосинклинальных зон. Нами указывалось, что эта минерализация, весьма интенсивно развитая в Западной Европе и проявляющаяся главным образом во вторую стадию автономной активизации, никакого отношения к развитию складчатых областей не имеет, что в последние годы однозначно доказано многими европейскими исследователями [Baumann, 1967, 1968; Borchert, 1967; Chart и др., 1968; Satran, Cadek, 1967; Junta de Energia Nuclear, 1968; Löttsch, 1968; Thadeu, 1965]. Е. Т. Шаталов [1968], однако, полагает, что этот вывод не может быть понятен и что «читатель-скептик тем более будет считать, что все осталось на своем месте, никакой автономной активизации нет, так как описанные особенности минерализации тождественны даже, по А. Д. Щеглову, конечным стадиям развития складчатых областей» (Шаталов, 1968; стр. 125).

Такой подход к решению вопроса об автономной активизации практически только канонизирует представления Ю. А. Билибина и заранее отвергает новейший фактический материал о возрасте и особенностях проявления рудных месторождений, которые Ю. А. Билибин относил к рудным образованиям западноевропейского типа. Основной вопрос и заключается в том, что по новым данным эти месторождения оказываются не связанными с развитием геосинклинальных зон, проявляются независимо от них, являются весьма молодыми по возрасту и тесно в пространстве и во времени ассоциируют с процессами тектоно-магматической активизации, проявляющимися в пределах Западной Европы в консолидированных структурах срединных массивов и окружающих их складчатых областей.

Ю. А. Билибин [1948] прозорливо предвидел возможность проявления таких месторождений в особую послеплатформенную стадию развития и в связи с этим отмечал, что для западноевропейского типа минерализации очень характерна специфическая особенность, которая не отмечается в других типах. Эта особенность заключается в том, что минерализация западноевропейского типа «продолжается с сохранением многих своих характерных отличий и после перехода орогена в платформенное состояние» [Билибин, 1948, стр. 56]; он отмечал, что такие месторождения «нередко проникают в горизонтально лежащие

породы верхнего структурного яруса, перекрывающие более раннюю складчатую структуру». Таким образом, Ю. А. Билибин уже в начале своих металлогенических обобщений допускал возможность выделения месторождений западноевропейского типа в особую группу рудных образований, формирующихся в специфических тектонических условиях послеплатформенного развития, соответствующих, по его мнению, режиму шельфа. К сожалению, впоследствии эта плодотворная идея не получила своего развития в последующих трудах Ю. А. Билибина, в которых западноевропейский тип минерализации был признан характерным для конечных стадий эволюции геосинклинальных зон.

По нашим представлениям, как было показано выше, среди процессов тектоно-магматической активизации консолидированных структур, которые всегда являются наложенными на жесткие консолидированные сооружения, отчетливо выделяются две группы процессов: а) связанных с развитием геосинклиналей (отраженная активизация) и б) независимых от последних и представляющих особый комплекс геологических процессов, обусловленных специфическими процессами развития тектоносферы (автономная активизация). На примере срединных массивов удается достаточно отчетливо выявить взаимоотношение этих процессов и их отличия.

Процессы отраженной тектоно-магматической активизации всегда проявляются в сравнительно узких краевых зонах срединных массивов, прилегающих к геосинклинальным прогибам. В пределах таких краевых зон развиваются тектонические нарушения и магматические образования (интрузивные и эффузивные) по времени всегда синхронные с определенными стадиями развития геосинклиналей. В подавляющем большинстве случаев с процессами отраженной активизации связано формирование магматических образований и рудных месторождений, аналогичных известным в геосинклиналях. Для зон отраженной активизации обязательно проявление наложенного магматизма в последовательности от основных пород к кислым (в пределах одного тектоно-магматического цикла).

Области автономной тектоно-магматической активизации охватывают в отличие от зон отраженной активизации не только бортовые части геосинклиналей; процессы автономной активизации проявляются по всей площади срединных массивов и в общем случае — весьма интенсивно в их центральных районах.

В развитии областей автономной активизации совершенно особую роль играют тектонические нарушения, в которых не только локализуются магматические и рудные образования, но которые по существу определяют весь ход развития регионов: возникновение тех или иных наложенных структур, проявление и размещение интрузий и месторождений. Совершенно очевидно, что широкое развитие разломов разных порядков, их мно-

гократные пересечения и подновления обуславливают мозаично-блоковое строение областей активизации, когда каждый крупный блок имеет свои особенности развития.

Процессы автономной тектоно-магматической активизации всегда моложе процессов отраженной активизации, они накладываются на последние. Автономная активизация независима от окружающих срединные массивы геосинклинальных прогибов, что, в частности, хорошо иллюстрируется на примере Армориканского массива, расположенного в окружении палеозойских складчатых зон, в пределах которого известны неогеновые депрессии, наложенные на докембрийский субстрат и обрамленные зонами разломов; к последним приурочены крупные полиметаллические месторождения, проникающие в третичные отложения. Другим примером могут служить олигоценовые флюоритовые и баритовые месторождения Шварцвальда или меловые полиметаллические и урановые месторождения Португалии (западная часть Испанской Мезеты).

В приведенных выше кратких характеристиках металлогении срединных массивов эта особенность процессов автономной активизации была, на наш взгляд, достаточно полно иллюстрирована, поэтому в данном разделе фактический материал по этому вопросу не рассматривается. Следует особо подчеркнуть, что в областях автономной активизации развиты месторождения, неизвестные в пределах складчатых областей, окружающих срединные массивы. Другой важной особенностью областей автономной активизации является своеобразная последовательность проявления магматизма: от кислых пород к основным и основным с повышенной щелочностью.

Эндогенные месторождения, проявляющиеся в пределах срединных массивов, в связи с процессами автономной активизации крайне сходны с рудными образованиями других областей автономной активизации, развивающимися на складчатых областях, платформах и их щитах [Щеглов, 1968]. Это обстоятельство подчеркивает общность в развитии рудных процессов в областях проявления независимой тектоно-магматической активизации. В связи с этим становится понятным появление в пределах некоторых срединных массивов, казалось бы, экзотических месторождений, неизвестных в складчатом обрамлении. Например, развитие месторождений «пятиэлементной» формации в Иранском срединном массиве или флюорито-антимонитовых с киноварью рудопроявлений в центральных частях Буреинского массива. Здесь могут быть упомянуты также антимонитовые и полиметаллические значительные по масштабам месторождения, известные в Армориканском массиве и т. д. Возникновение таких месторождений в пределах срединных массивов трудно объяснить с позиций устоявшихся концепций об обязательной их связи с развитием геосинклинальных зон; скорее, наоборот,

отрицание такой связи открывает новые пути решения сложной проблемы закономерной приуроченности эндогенного оруденения к определенным этапам развития земной коры и, в частности, совершенно особому периоду ее развития — постконсолидационной (послеплатформенной) тектоно-магматической активизации.

Важно отметить, что в отличие от зон отраженной активизации области автономной активизации характеризуются определенным разрезом тектоносферы, для которой типично резкое уменьшение сиалического слоя за счет увеличения базальтового при общей незначительной мощности земной коры и относительно малых глубинах залегания верхней мантии. Имеются основания полагать, что для развития областей автономной активизации большое значение имеют процессы, протекающие в верхней и, возможно, в нижней мантиях, непосредственно происходящие под областями активизации и определяющие их эволюцию [Щеглов, 1968]. В этом отношении области автономной активизации резко отличаются от областей отраженной активизации, которые характеризуются обычно мощной сиалической корой с погруженной и инертной (?) мантией. Указанные особенности строения тектоносферы в областях автономной активизации свидетельствуют в пользу того, что их тектоно-магматическое развитие не связано с жизнью геосинклинальных прогибов и латеральным перемещением масс в глубинных частях тектоносферы, осуществляемым по хорде область активизации — геосинклиналь, а обусловлено специфическими процессами развития мантии, происходящими непосредственно под областями активизации и являющимися первопричиной тектоно-магматического развития этих областей.

Таким образом, процессы отраженной и автономной тектоно-магматической активизации представляют несвязанные между собой генетически явления так же, как возникающие при этих процессах эндогенные месторождения являются представителями двух принципиально различных групп рудных образований, формирующихся в принципиально различной тектонической обстановке. Отраженная активизация практически всегда проявляется в срединных массивах: или в образовании зон разломов, или в становлении трещинных интрузий и возникновении месторождений, или в формировании наложенных вулканических поясов и т. д. Срединные массивы всегда активно реагируют на развитие смежных геосинклиналей в первую очередь проявлением многочисленных разрывных нарушений и образованием краевых активизированных зон. Однако процессы автономной активизации устанавливаются не во всех массивах, и имеются основания полагать, что эти процессы могут быть выявлены только в массивах с определенным строением тектоносферы.

Изложенное выше отражает точку зрения автора о том, что процессы тектоно-магматической активизации различны по своей природе, различны и связанные с ними эндогенные месторождения. Эти процессы не могут противопоставляться орогенному этапу развития геосинклиналей, тем более отождествляться с ним [Томсон, Фаворская, 1969, стр. 103]. Если формирование геосинклиналей и их превращение в складчатый пояс характеризуются строго направленным развитием со сменой одних периодов эволюции другими вплоть до перехода в платформенное состояние (эти процессы протекают часто в границах одной площади, последовательно во времени сменяя друг друга), то для процессов тектоно-магматической активизации всегда характерно наложение на уже сформированные и консолидированные структуры, которые до проявления процессов активизации закончили геосинклинальное развитие и превратились в жесткие сооружения. В этом одно из принципиальных отличий процессов тектоно-магматической активизации от процессов геосинклинальных, формирующих складчатые зоны. Не менее важно и то, что рассматриваемые нами процессы отраженной и автономной тектоно-магматической активизации не ведут к формированию складчатых зон, которые, наоборот, подвергаясь воздействию этих процессов разрушаются с образованием мозаично построенных сводово-глыбовых областей.

На примере срединных массивов, особенно тех, которые имеют значительные размеры, удастся проследить, правда, в самом общем виде, соотношение рудных процессов в областях отраженной и автономной активизаций. Среди таких массивов может быть рассмотрен Иранский массив, где отчетливо выделяются в его бортовых частях вулканические пояса, образующиеся в связи с процессами отраженной активизации на ранних и средних стадиях развития окружающих массив альпийских геосинклиналей; в центральных частях массива в связи с зонами молодых разломов известны полиметаллические, флюоритовые, ртутные, баритовые и сурьмяные месторождения, а также месторождения «пятиэлементной» формации, которые обусловлены процессами автономной активизации. Такие месторождения в альпийских геосинклиналях не известны. Месторождения, связанные с процессами автономной активизации, широко распространены в Родопском срединном массиве и срединных массивах Западной Европы. Все они достаточно близки между собой по особенностям проявления, по возрасту всегда моложе месторождений, которые возникают в связи с процессами сопряженной (или отраженной) активизации.

Отнесение процессов автономной активизации к конечным стадиям развития складчатых областей, как это делает Е. Т. Шаталов [1965, 1968], неправомерно, так как противоречит всему известному фактическому материалу, указывающему однознач-

но на значительный отрыв во времени процессов автономной активизации от завершающих этапов развития складчатых областей. Весь характер проявления западноевропейского типа минерализации, или, как его называют немецкие геологи, саксонской минерализации, однозначно свидетельствует о самостоятельном характере этого оруденения в тесной связи с германотипной тектоникой, взламывающей консолидированные палеозойские сооружения платформенного типа в позднем мелу и кайнозое. Х. Борхерт [Borchert, 1967], рассматривая особенности металлогении германотипных областей, указал на ее связь с подкоровыми областями и базальтовыми магмами, формирующимися ниже поверхности Мохоровичича, для которых предполагается генетическая связь с мезозойскими полиметаллическими и кобальт-никель-баритовыми месторождениями.

Таким образом, краткое рассмотрение характера взаимоотношений отраженной и автономной тектоно-магматической активизации, особенностей проявления этих процессов, месторождений, связанных с ними, специфических черт строения тектоносферы в различных областях активизации свидетельствует о том, что эти процессы, имея некоторые общие черты, прежде всего наложенный характер развития, в то же время существенно различны, что позволяет относить их к двум обособленным группам тектонических процессов, имеющих принципиально иную природу своего развития. В. В. Белоусов [1966] показал, что области автономной тектонической активизации следует относить к особому типу структур, для которых очень характерно специфическое строение тектоносферы, отличающиеся от известного в геосинклиналях и платформах. Это очень важное обстоятельство позволяет с учетом других особенностей области автономной активизации рассматривать в одном ряду с геосинклиналями и платформами, относя их к структурам одного ранга [Щеглов, 1968]. Области отраженной активизации в пределах срединных массивов являются элементами геосинклиналей, их своеобразными краевыми частями, возникающими в условиях стабилизированных структур жестких рам подвижных поясов.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ — ОСОБЫЙ ТИП МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Срединные массивы, как следует из вышеизложенного материала, представляют собою своеобразный, особый тип металлогенических провинций, характеризующийся специфическими чертами эндогенного оруденения, несущими признаки, свойственные минерализации платформ, геосинклинальных зон и областей автономной тектоно-магматической активизации. В этом

отношении металлогенические провинции срединных массивов не имеют себе подобных и по этому признаку резко отличаются от металлогенических провинций других структур.

Сходство металлогении различных срединных массивов давно привлекало внимание исследователей [Захаров, 1959; Константинов, Куликова, 1960; Лаффит, 1969]. Эта их черта отчетливо проявляется на примере срединных массивов Западной Европы. Однако, как показали дальнейшие исследования, наряду с таким сходством в металлогении разных срединных массивов наблюдаются и хорошо выраженные отличия, что позволяет выделить среди них несколько металлогенических типов. Своеобразие рудных процессов, проявляющихся в пределах срединных массивов, наглядно выражается в сочетании на одних и тех же площадях месторождений, связанных с разными периодами развития этих структур и резко различных по возрасту.

Месторождения срединных массивов весьма разнообразны как по минеральному составу и генезису, так и по условиям своего проявления, при этом каждому периоду развития массивов свойствен свой строго определенный комплекс месторождений. С периодом формирования кристаллического фундамента массивов связаны в основном метаморфические месторождения, представленные пестрой гаммой минеральных образований — от графитовых месторождений разных типов до осадочно-метаморфических месторождений железа и высокоглиноземистого сырья. Эти месторождения известны на древних щитах, и их наличие в срединных массивах сближает их с этими структурами. На примере Кокчетавского и Бирманского срединных массивов удастся наметить связи эндогенного оруденения платформ с металлогенией срединных массивов, проявляющиеся в формировании в этих структурах сходных никеленосных перидотит-норитовых интрузий и щелочных массивов, сопровождаемых месторождениями карбонатитового ряда.

С развитием геосинклинальных прогибов, окружающих срединные массивы, связано формирование главным образом медно-молибденовых, молибденовых и реже полиметаллических месторождений в краевых частях массивов. Такие месторождения формируются, как правило, независимо от возраста окружающих геосинклинальных прогибов, что в значительной степени подчеркивает определенную общность проявления данных рудных процессов в пределах срединных массивов. Наконец, с процессами автономной активизации связан сложный и многогранный комплекс эндогенных месторождений, проявляющихся в условиях полной консолидации массивов и сопредельных с ними геосинклиналей. Особенности развития рудных процессов в срединных массивах хорошо отражают общую эволюцию рудообразования в земной коре: от метаморфических месторождений к магматическим и гидротермальным с образованием в завер-

шающие стадии эпitherмальных и телетермальных месторождений.

Некоторые срединные массивы представляют собою очень крупные рудные провинции; потенциальные возможности других еще не раскрыты. Однако уже сейчас достаточно очевидно, что перспективы выявления новых рудных месторождений в их пределах весьма благоприятны. Особенности металлогении срединных массивов отражают в полной мере и специфические особенности геологического развития этих структур. Сочетание оруденения, принадлежащего складчатому основанию массива, возникающего в связи с развитием геосинклиналей, и проявляющегося в связи с процессами автономной активизации, придает срединным массивам особый металлогенический облик и позволяет выделять их в самостоятельный тип металлогенических провинций, характеризующийся разнообразным комплексом рудных месторождений. Важно подчеркнуть, что такие провинции отличаются от окружающих территорий особенностями геологического строения, тектонического развития и характерным разрезом тектоносферы, что в совокупности со спецификой проявления рудных процессов отвечает всем признакам самостоятельных крупных металлогенических единиц, по рангу сопоставимых со сложными полиметалльными металлогеническими провинциями. Выделение таких самостоятельных провинций на прогнозных и металлогенических картах имеет важное практическое значение и необходимо для правильной оценки перспектив многих регионов.

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО НАПРАВЛЕНИЮ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Срединные массивы в пределах СССР изучены недостаточно, и их перспективы полностью еще не раскрыты. Между тем в ряде регионов эти структуры представляют собою очень интересные рудные провинции с многочисленными месторождениями полезных ископаемых.

Всестороннее познание металлогении этих структур, без сомнения, позволит выявить в их пределах новые, главным образом эндогенные, месторождения различных металлов. Выше было показано, какое важное металлогеническое значение имеют зоны разломов, обрамляющие срединные массивы, к которым приурочены отчетливо выраженные рудные пояса, располагающиеся во внешней краевой зоне срединных массивов. Поэтому изучение рудоносности срединных массивов не ограничивается территориально только жесткими структурами, а обязательно должно охватывать прилегающие к ним территории.

Большой интерес для выявления новых месторождений представляет Колымский срединный массив, наиболее крупный из известных на территории Советского Союза. Здесь возможно выявление разных месторождений, свойственных этим структурам. С точки зрения открытия новых месторождений привлекает внимание Уядинско-Ясачнинский вулканический пояс, где возможно открытие медно-молибденовых и золотых месторождений. Эта структура изучена крайне недостаточно, но ее характерное положение во внутренней краевой зоне срединного массива не может не обратить на себя внимания и не вызвать сопоставлений со сходными структурами, например, Иранского срединного массива, в пределах которых выявлены медные и молибденовые месторождения. В краевых поднятиях массива, сложенных докембрийскими образованиями, возможно открытие приповерхностных месторождений низкотемпературного золота в связи с субвулканами и приповерхностными интрузиями. Эти месторождения, как правило, не сопровождаются крупными россыпями и могли быть пропущены при региональных поисковых работах. По-видимому, комплекс эпитермальных месторождений, локализующихся в зонах разломов, обрамляющих Колымский срединный массив, может быть расширен. Здесь кроме уже известных месторождений ртути и сурьмы (иногда с золотом), могут быть проявлены флюоритовые, баритовые и марганцевые месторождения. При поисках месторождений в пределах Колымского массива особое внимание следует уделять поперечным рудоконтролирующим разломам, в особенности в зонах краевых поднятий, сложенных докембрийскими породами. Наконец, как справедливо отмечал ранее В. Т. Матвеевко, в карбонатных породах чехла массива возможно выявление полиметаллических месторождений телетермального типа.

Важным вопросом практических работ является открытие крупных промышленных месторождений ртути в зонах разломов в обрамлении Буреинского и частично Ханкайского массивов. По-видимому, особенно благоприятными здесь будут районы соприкосновения молодых разломов с мелкими блоками докембрийских пород во внешней краевой зоне массивов. Поля развития кислых эффузивов в пределах Ханкайского массива привлекают внимание с точки зрения связи с ними трещинных оловоносных интрузий. Еще не выявлены полностью потенциальные возможности Буреинского массива, где кроме уже известных оловянных месторождений среди молодых эффузивов могут быть открыты новые, возможно, не выходящие на поверхность или только вскрываемые эрозией месторождения. Поэтому важной задачей поисковых работ на олово в Буреинском массиве является своевременная оценка рудопроявлений на глубину. В этом массиве не исключено открытие месторождений «пятиэлементной» формации, проявляющихся в различных своих

модификациях и характеризующихся невыдержанным «набором» ведущих элементов.

В зонах тектонических нарушений, оконтуривающих внутренние наложенные впадины, возможно открытие эпитермальных месторождений флюорита, ртути, сурьмы и золота.

Перспективы Омолонского и Охотского срединных массивов связаны главным образом с наложенными на них структурами Охотско-Чукотского вулканического пояса, в которых в последнее время выявлен пестрый спектр полезных ископаемых с ведущим значением эпитермальных золоторудных месторождений. В этих массивах, в вулканических образованиях, перекрывающих их, возможно открытие флюоритовых месторождений жильного типа.

Очень слабо изучены срединные массивы каледонской Алтае-Саянской складчатой области. Нам кажется, что для этого региона значение срединных структур типа срединных массивов в геологическом развитии области недооценивается. Недостаточно исследован Сангеленский массив, в пределах которого возможно выявление редкоземельных месторождений разных типов в связи с наложенными щелочными интрузиями. Пока являются безрудными зоны тектонических швов, обрамляющих этот массив, в которых могут локализоваться флюоритовые и ртутно-сурьмяные месторождения. Во многом еще неясны металлогенические особенности своеобразного Восточно-Алтайского срединного массива, очень сильно раздробленного движениями, происходящими в смежных геосинклинальных прогибах. Здесь еще в полной мере не оценена молибденовая минерализация, проявившаяся в массиве в связи с наложенными трещинными умереннокислыми интрузиями. Со сходными интрузиями в других массивах связаны молибден-урановые и полиметаллическо-урановые месторождения с флюоритом; следует иметь в виду, что этот комплекс месторождений может проявиться в Омолонском и Охотском массивах. В зонах молодых разрывных нарушений, не только обрамляющих Восточно-Алтайский массив, но и дробящих его центральные части, возможно открытие низкотемпературных флюоритовых, ртутных, сурьмяных и баритовых месторождений.

В Южно-Гиссарском массиве наиболее благоприятными для открытия месторождений являются его приподнятые блоки, в пределах которых развиты континентальные эффузивы, сопровождаемые пестрым спектром трещинных интрузий. С последними ассоциирует интенсивная полиметаллическая минерализация, во многом сходная с проявляющейся в других срединных массивах (Родопском, Иранском массивах). Перспективы поисковых работ на такие месторождения весьма благоприятны.

В отложениях чехла массива, в зонах молодых разломов возможно открытие новых и более крупных, чем известные, место-

рождений ртути, сурьмы, полиметаллов и флюорита. Не исключено, что в карбонатных породах чехла могут сформироваться телетермальные месторождения свинца, цинка и флюорита стратиформного типа; это обстоятельство требует при изучении незначительных рудопроявлений жильного типа оценивать характер разреза осадочных комплексов с целью выявления наиболее благоприятных для локализации оруденения стратиграфических горизонтов, среди которых особое внимание должны привлекать пласты доломитов и доломитизированных пород, а также горизонты пород с повышенной трещиноватостью.

Кокчетавский срединный массив выделяется среди остальных подобных структур развитием в его пределах стратифицированных ультраосновных интрузий с медно-никелевой минерализацией. Вполне вероятно, что по аналогии с Бирманским массивом на контакте таких интрузий с карбонатными породами могут возникать своеобразные скарноподобные образования с драгоценными камнями; этот вопрос, естественно, нуждается в дополнительном анализе.

Для поисков месторождений весьма перспективны краевые части Кокчетавского срединного массива; здесь возможно выявление месторождений с полиметаллической и редкометалльной минерализацией, а также флюоритовых и других низкотемпературных месторождений. Не исключено, что на северо-западе массива в молодых комплексах Тургайского прогиба могут быть выявлены телетермальные полиметаллические руды.

Срединные массивы на территории СССР занимают относительно небольшую площадь, тем не менее уже сейчас очевидно, что к ним приурочено значительное число месторождений. Общие перспективы этих структур в отношении выявления новых рудных концентраций достаточно благоприятны; в особенности это относится к зонам разрывных нарушений, обрамляющих массивы, которые в настоящее время вырисовываются как весьма перспективные рудоносные структуры. Изучение таких краевых разрывов по периферии массивов является одной из важных задач поисковых и металлогенических работ.

Общий анализ особенностей проявления минерализации в срединных массивах позволяет несколько иначе оценить некоторые районы, расположенные на территории Родопского, Чешского и других массивов за рубежом. В частности, в Родопском массиве поля развития кислых олигоценовых эффузивов следует проревизовать на оловянное оруденение, возможности выявления которого в пределах наложенных вулканогенных прогибов достаточно реальны; в этом плане пристального внимания заслуживают покровы кислых пермских эффузивов в пределах Чешского массива, развитые на территории ГДР. В тектонических зонах обрамления Чешского срединного массива, в особенности на северо-востоке и севере, возможно открытие флюо-

ритовых, баритовых и ртутно-сурьмяных месторождений. Благоприятные перспективы в отношении открытия месторождений, в том числе и новых, еще неизвестных в его пределах типов, имеет Иранский срединный массив.

Таким образом, срединные массивы в настоящее время все с большей очевидностью вырисовываются как своеобразные и крупные рудные провинции, обладающие значительными потенциальными возможностями.

О ПОИСКОВОМ ЗНАЧЕНИИ ЖЕСТКИХ БЛОКОВ ДОКЕМБРИЯ

С рассматриваемыми выше вопросами тесно соприкасается вопрос о поисковом значении жестких блоков докембрия, которые встречаются во многих складчатых областях Советского Союза. Это обычно небольшие устойчивые блоки докембрийских образований, зажатые среди складчатых структур разного возраста. Эти блоки нельзя рассматривать в полной мере как блок-антиклинории; это, скорее всего, небольшие по размерам срединные массивы, обрамленные со всех сторон зонами разломов; складчатые структуры вокруг таких блоков меняют простираемость, как бы приспособляясь к очертанию блоков. Поэтому такие блоки, сложенные метаморфическими породами докембрия, по своим тектоническим особенностям ближе всего стоят к срединным массивам, хотя и отличаются от последних размерами и отсутствием наложенных впадин, выполненных вулканогенными и терригенными образованиями. Такие блоки особенно широко распространены в раннепалеозойских складчатых областях Советского Союза, которым они нередко придают мозаично-блоковое строение (Саяны, Западное Забайкалье).

Особенностью таких докембрийских блоков являются их тектонические контакты с окружающими породами по зонам разломов, которые, как правило, неоднократно подновляются и «чутко» реагируют на все тектонические движения, особенно на происходящие в связи с процессами тектоно-магматической активизации [Щеглов, 1966]. В ряде регионов к таким подновленным разломам на участках их контакта с древними блоками приурочены эндогенные месторождения. Причем такая структурная и пространственная связь более молодых по возрасту месторождений с блоками докембрия крайне отчетливо выражена и является закономерной, что придает особое поисковое значение таким блоковым структурам и позволяет выделять локальные районы и участки для поисков месторождений, ограничивая их площадями соприкосновения молодых разломов с докембрийскими комплексами.

Хорошим примером этому является каледонская складчатая область Западного Забайкалья, в пределах которой известны

многочисленные блоки, сложенные метаморфическими породами докембрия. В этом регионе меловые флюоритовые месторождения, которые локализуются в зонах разломов, обрамляющих наложенные депрессии, как правило, приурочены именно к тем участкам молодых разломов, которые контактируют с блоками докембрийских метаморфических пород. Такое структурное положение характерно для флюоритовых месторождений, располагающихся южнее и севернее Заганского блока, для месторождений, локализуемых в нижнем течении р. Джиды и т. д. Сходные особенности размещения некоторых месторождений устанавливаются в Горном Алтае и в других регионах.

Таким образом, намечается общая закономерность в локализации эндогенных месторождений по периферии блоков, сложенных докембрийскими породами, независимо от размеров блоков. Вокруг срединных массивов в такой структурной позиции возникают протяженные рудные пояса и зоны, а в мелких блоках — рудные районы и отдельные месторождения. Эта закономерность имеет очень важное поисковое значение, в особенности для складчатых областей, где проявлены процессы автономной тектоно-магматической активизации, так как в этом случае блоки докембрийских пород, ограниченные зонами молодых разломов, представляют собой наиболее благоприятные районы для локализации месторождений и требуют постановки первоочередных поисковых работ. Причины такого закономерного развития рудоконтролирующих тектонических нарушений вокруг стабильных жестких структур, сложенных докембрийскими образованиями, кроются, очевидно, не только в различной степени компетентности пород жестких блоков и окружающих их складчатых сооружений, но, по-видимому, обусловлены и более глубинными факторами, связанными с особенностями развития тектоносферы под жесткими стабильными блоками, даже если они имеют относительно незначительные размеры, и самим характером разломов, очевидно, достигающих во время проявления процессов тектоно-магматической активизации подкоровых мантийных очагов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше фактический материал и сделанные из его анализа некоторые выводы имеют главную цель привлечь внимание исследователей к еще очень слабо освещенному в отечественной и зарубежной литературе вопросу металлогении срединных массивов — своеобразному и крайне интересному тектоническому элементу земной коры, отражающему в своем развитии специфику эволюции и металлогенические особенности одновременно трех крупных структур: платформ, геосинклиналей и областей автономной активизации.

А. Л. Яншин [1965] справедливо отмечал, что необходимо ограничить содержание термина «срединный массив», полагая, что срединными массивами следует называть «участки земной коры, являющиеся остатками той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальные прогибы данной складчатой области». По нашему мнению, понятие «срединный массив» должно быть еще более ограничено и конкретизировано; под срединными массивами следует понимать только структуры, выделенные В. Е. Хаинном и Ю. М. Шейнманном [1960] как срединные массивы первого рода, т. е. к срединным массивам должны относиться только такие срединные структуры, фундамент (основание) которых сложен древними докембрийскими сооружениями, а сами они представляют собою обломки древних платформ, сохранившиеся среди геосинклинальных поясов разного возраста. Выше было показано, что только такие структуры являются в полной мере срединными массивами и характеризуются определенными, выдержанными и крайне сходными особенностями своего геологического и металлогенического развития. Срединные массивы в таком понимании представляют очень интересные металлогенические провинции, характеризующиеся рядом специфических особенностей. Многие срединные массивы являются крупными рудными районами, имеющими важное экономическое значение. Последнее обстоятельство придает металлогеническому анализу срединных массивов практическое значение, а изучение самих массивов непосредственно связано с оценкой перспектив и расширением минерально-сырьевых ресурсов.

В пределах срединных массивов известны многочисленные минеральные месторождения, среди которых рудные эндогенные преобладают. В соответствии с основными периодами геологического развития срединных массивов в них выделяются месторождения трех резко различных по особенностям своего проявления групп. В первую группу входят месторождения фундамента массива, связанные с докембрийскими комплексами; среди них ведущее значение имеют осадочно-метаморфические месторождения, из них наиболее распространены месторождения железа. Кроме последних с докембрийскими породами связаны месторождения графита, марганца, высокоглиноземистого сырья, флогопита, реже золота и полиметаллов (?), хрома, магнезита и талька, а также многочисленные пегматитовые месторождения с мусковитом, редкими минералами и драгоценными камнями.

В связи с развитием окружающих массивы геосинклинальных прогибов в их пределах возникают многочисленные гидротермальные месторождения, среди которых главную роль играют молибденовые и медно-молибденовые месторождения; реже проявляются вольфрамовые (главным образом, шеелитовые) и полиметаллические месторождения, которые локализуются, как правило, в относительно узких внутренних краевых зонах массивов.

В отдельных срединных массивах в этот период возникают своеобразные месторождения платформенного типа, представленные медно-никелевыми рудами в стратифицированных ультраосновных плутонах и карбонатитами в связи со щелочными интрузиями. Эти месторождения не известны в окружающих геосинклинальных прогибах и формируются только в пределах срединных массивов, как бы подчеркивая элементы платформенного характера данных структур. В других массивах, особенно развитых в пределах Средиземноморского подвижного пояса, известны хромитовые месторождения, связанные с трещинными интрузиями гипербазитов.

Особенно интенсивно эндогенная минерализация проявилась в срединных массивах в связи с процессами автономной тектоно-магматической активизации, когда образуются многочисленные месторождения олова и вольфрама, свинца и золота, месторождения «пятиэлементной» формации, флюорита, барита, сурьмы, марганца и др. Особенностью этих месторождений является их проявление на всей площади массивов, без обязательной приуроченности к краевым зонам. Такие месторождения, как правило, строго контролируются зонами молодых тектонических нарушений, взламывающих консолидированные сооружения субстрата.

В развитии магматизма в зонах отраженной и автономной активизации отчетливо намечается противоположная направ-

ленность: если магматизм, связанный с развитием геосинклиналей, проходит эволюцию от ультраосновных к кислым магмам (породам), то при процессах автономной активизации развитие магматизма начинается с проявления кислых пород и заканчивается становлением основных — щелочных интрузий.

В связи с тем, что различная минерализация проявляется на территории разных массивов с неординаковой полнотой, а отдельные типы месторождений или преобладают, или неизвестны вообще, представляется возможным выделить несколько металлогенических типов срединных массивов, характеризующихся определенными комплексами месторождений. Такую специализацию срединных массивов на то или иное оруденение необходимо учитывать при проведении поисковых работ.

Специфической и очень своеобразной особенностью металлогении срединных массивов является развитие в их складчатом обрамлении рудных поясов и зон, которые иногда практически почти полностью окружают массивы. В пределах таких рудных поясов часто сосредоточены весьма крупные месторождения, имеющие важное промышленное значение. Достаточно напомнить, что вокруг срединных массивов Западной Европы расположены пояса развития телетермальных месторождений, для срединных массивов Средиземноморья характерна приуроченность к периферии массивов хромитовых месторождений, вокруг Колымского срединного массива, в зонах, повторяющих его очертания, находятся золоторудные, редкометальные и ртутно-сурьмяные месторождения. На общем фоне складчатых структур устойчивые срединные массивы выступают как крупные рудоносные структуры, в пределах которых и вокруг них концентрируется разнообразное и разновозрастное оруденение. В планетарном плане многие срединные массивы отчетливо выделяются как своеобразные «очаги минерализации», отличающиеся от смежных территорий наиболее интенсивным проявлением эндогенных месторождений.

На территории Советского Союза срединные массивы изучены недостаточно, в некоторых регионах их выделению, по-видимому, не придавалось должного значения, между тем эти структуры, как было показано выше, крайне интересны с позиций выявления в их пределах рудных месторождений, а следовательно, изучение закономерностей размещения эндогенных месторождений срединных массивов в настоящее время превращается в один из важных научных вопросов, с решением которого связана правильная и своевременная оценка перспектив крупных территорий. Обратив внимание на благоприятные потенциальные возможности срединных массивов в отношении выявления новых месторождений полезных ископаемых было одной из задач настоящего исследования, предложенного автором для критического рассмотрения строгому читателю.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Об особенностях развития срединных массивов. Сов. геология, № 8, 1963.

Агентов В. Б. и др. Интрузивные комплексы и эндогенные рудные формации Индокитайского полуострова. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 3, 1968.

Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85, 1963.

Аникеев Н. П., Титов В. А. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. В кн. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.

Аникеев Н. П., Драбкин И. Е., Титов В. А. О геологическом строении и металлогении Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. В кн. Рудоносность вулканог. образцов. Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.

Архипов И. В., Перфильев А. С. К вопросу об эволюции структуры и эндогенного рудообразования складчатых областей Евразии. Геотектоника, № 3, 1968.

Атанасов А. Н. Первичная вертикальная зональность полиметаллического месторождения Маджарово (Восточные Родопы, Болгария). Sympos. probl. of postmagmat. ore deposition, vol. 11. Prague, 1965.

Атанасов А. Н. О причинах формирования первичной зональности полиметаллического оруденения восточной части Родопской рудной области (Болгария). Sympos. probl. of postmagmat. ore deposition, vol. 11. Prague, 1965.

Бабкин П. В. Генезис и закономерности размещения ртутнорудных формаций в Северо-Восточной ртутной провинции. В кн. Вопросы металлогении ртuti. Наука, 1968.

Байков А. И., Лукьянов В. Н. Медно-никелевая минерализация срединного Камчатского массива метаморфических пород. В кн. Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморф. комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.

Баратов Р. Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение «Дониш». Душанбе, 1966.

Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.

Бедерке Э. К вопросу геологии и геофизики глубин. В сб. Вопросы совр. зарубеж. тектоники. ИЛ, 1960.

Белоусов В. В. Явление тектонической активизации в развитии земной коры. В кн. Активизиров. зоны земной коры. М., Наука, 1964.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.

Белый В. Ф. и др. Тектоническая карта Северо-Востока СССР (масштаб 1:2500 000). Тр. СВ КНИИ, вып. 11. Магадан, 1967.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенной эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. Избр. тр., том 3. Изд-во АН СССР, 1961.

Блюман Б. А. Петрология метаморфических комплексов восточной части Горного Алтая. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Л., 1968.

Богданов Б. Д. Причины обратной пульсационной зональности в Маданском рудном районе (Болгария). Sympos. probl. of postmagmat. ore deposition, vol. 11. Prague, 1965.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. Тр. ГИН, вып. 99. Изд-во АН СССР, 1963.

Бубнов С. Геология Европы. ОНТИ, 1935.

Будай Т. и др. Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ, 1960.

Ванечек М. Обзор геологического строения и металлогенического районирования Чешского массива. В кн. Некоторые рудн. месторожд. Чешского массива. Прага, 1963.

Ванечек М. Закономерности размещения и промышленная оценка полиметаллических месторождений Чешского массива. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени д-ра наук. М., 1966.

Василевский Б. Ф. Схема эндогенной металлогении Юго-Западных Гиссар и некоторые вопросы генезиса гидротермальных месторождений района. Науч. тр. Ташкент. ун-та, нов. сер., вып. 249, геол. науки, 21. Ташкент, 1964.

Вельдяков Ф. Ф. и др. Новый тип эпитермального золото-серебряного месторождения. В кн. Рудоносность вулканог. образ. Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967.

Власов Г. М. и др. Основные черты магматизма северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн. Геология и металлогения сов. сектора ТРП. Изд-во АН СССР, 1963.

Гамалеев И. Е. Основные черты металлогении юго-западной части Южного Тянь-Шаня. В кн. Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1968.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Недра, 1965а.

Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского срединного массива. Сов. геология, № 12, 1959.

Громов Ю. Я. Кайнозойские наложенные мульды Уссури-Ханкайского срединного массива в Южном Приморье. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 27, 1960.

Громов Ю. Я. Основные структурные элементы вулканогенно-осадочных покровов срединных массивов. Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Громов Ю. Я. Краевые прогибы срединных массивов. Тр. ВСЕГЕИ, т. 83, 1963.

Димитров Д. К. Геология и генетические особенности свинцово-цинковых месторождений Маданского рудного поля в Болгарии. Автореф. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Изд-во МГУ, 1968.

Добрев Т. Б., Шукин Б. К. Исследование земной коры и природа сейсмичности Карпато-Балканского региона. Сов. геология, № 5, 1967.

Доков Р. Д. Структурные условия локализации свинцово-цинкового оруденения в рудоносной зоне Верба-Куршев дол и некоторых других зонах Маданского рудного района Народной Республики Болгарии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. М., МГРИ, 1967.

Доков Р. Д., Попов А. Г. О некоторых особенностях зональности размещения минеральных ассоциаций в Маданском рудном районе. Sympos. probl. of postmagmat. ore deposition, vol. 1. Prague, 1963.

Дымков Ю. М. Урановая минерализация Рудных гор. М., Атомиздат, 1960.

Жеффрау Ж. Гидротермальная металлогения и изменения руд, связанные с восходящими растворами в Лозере. В кн. Рудн. регенерир. месторожд. М., ИЛ, 1957.

Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 1. М., Наука, 1959.

Иванов Ю. Г., Томашунас Э. В. Минерагенция Ханкайского рудного района Приморского края. В кн. Геология и металлогения сов. сектора ТРП. Изд-во АН СССР, 1963.

Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. Магматизм и некоторые вопросы металлогении юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, 1962.

Ицксон Г. В. Эволюция форм связи оловянного оруденения с магматизмом в процессе развития позднемезозойского вулканогенного комплекса Малого Хингана. В кн. Рудоносность вулканоген. формаций. М., Недра, 1965.

Ицксон Г. В., Лови Б. И., Чеботарев М. В. История геологического развития и магматизма Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 55, 1961.

Ицксон Г. В. и др. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 27, 1959.

Ицксон М. И. и др. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геология рудн. месторожд., № 1, 1960.

Ицксон М. И. Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР. В кн. Геология и металлогения сов. сектора ТРП. Изд-во АН СССР, 1963.

Ицксон М. И. Глубинные процессы, определяющие особенности подвижных поясов северо-западной части Тихоокеанского пояса. Мат-лы совещ. Общие закономерности геол. явлений, вып. 1. ВСЕГЕИ, 1965.

Ицксон М. И., Тихомиров Н. И., Шаталов Е. Т. Основные черты магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. *Соврем. пробл. металлогении*. Наука, 1967.

Иовчев Й. Основы геологии и полезные ископаемые территории НР Болгарии. София, 1965.

Калинин П. В., Роненсон Б. М. Геолого-структурные особенности и генезис Слюдянских флогопитовых месторождений. Сов. геология, 58, 1957.

Казанский В. И. Новые структуры земной коры. Природа, № 9, 1965.

Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активированных платформ и их металлогения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1968.

Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.

Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Карпова Е. Д. Средняя Азия. В кн. Геол. строение СССР, т. 4. Недра, 1968а.

Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн. *Пробл. регион. металлогении и эндогенного рудообразования*. Тр. ВСЕГЕИ, т. 155, 1968б.

Кетин И. Тектонические структуры Анатолии. Геотектоника, № 3, 1966.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных тектонических структур Восточной Азии. (Тезисы докл. совещ. по пробл. тектоники). М., Наука, 1962.

Константинов М. М., Кулцкова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.

- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Корыткин А. А., Серых В. А., Подольский А. М. Каледонские гранитоидные интрузивные комплексы Кокчетавской глыбы. В кн. Магматизм и метаморфизм Вост. Казахстана. Алма-Ата, 1965.
- Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1958.
- Красный Л. И., Кропоткин П. Н., Волорovich Г. П. Основные черты геологического строения северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. В кн. Геология и металлогения сов. сектора ТРП. Изд-во АН СССР, 1963.
- Красный Л. И. (ред.). Геологическое строение Северо-Западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Недра, 1966.
- Кришнан М. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1959.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 7. Наука, 1964.
- Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогении ртути. В кн. Вопросы металлогении ртути. Наука, 1968.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. Геология и геофизика, № 10, 1967.
- Кутина Я. Свинцово-цинковые рудные жилы Пыршибрамского рудного поля. В кн. Некоторые рудные месторожд. Чешского массива. Прага, 1963.
- Лаффит П. Металлогения Франции. Вестн. МГУ, № 1, 1969.
- Лукьянов В. Н. Медно-никелевая минерализация срединного Камчатского массива метаморфических пород. Вопр. геол., петрол. и металлогении метаморф. комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Малахов А. А. Строение, магматизм и гипогенная металлогения Балкано-Анатолийского участка Альпийской геосинклинали. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Масайтис В. Л. Очерк тектоники и истории геологического развития Корейского полуострова. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 100, 1963.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85, 1963.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Структуры «дива» Восточной Азии. В кн. Строение и развитие земной коры. Наука, 1964.
- Матвеев В. Т. Основные черты металлогении Северо-Востока СССР. В кн. Геология и металлогения сов. сектора ТРП. Изд-во АН СССР, 1963.
- Матвеев В. Т. Полезные ископаемые и закономерности их размещения в областях мезозойской складчатости. Северо-Восток СССР. Геол. строение СССР, т. 4. Недра, 1968.
- Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 1. Наука, 1958.
- Материков М. П. Новый генетический тип промышленных месторождений плавикового шпата. Минеральное сырье, вып. 2, 1960.
- Машка М. Основные особенности структуры и развития Чешского массива. В кн. Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ, 1963.
- Мещеряков Е. П., Крылов Н. И. К вопросу формирования рудоуправляющих структур месторождения Хандиза. В кн. Некоторые закономерности размещ. эндоген. оруденения в Узбекистане. Ташкент, изд. Ташкентск. Гос. ун-та, 1966.
- Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного ядра. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 3—4, 1940.
- Михайлов Н. П. Магматические формации ультраосновных и основных пород Восточного Казахстана и их минерогения. Автореф. дисс. Л., 1966.

Михайлов Н. П. Казахстанская складчатая область. Зоны допалеозойской консолидации. В кн. Геол. строение СССР, т. 3. М., Недра, 1968.

Мрня Ф. Месторождения Ag—Bi—Co—Ni руд в Яхимове. В кн. Некоторые рудные месторожд. Чешского массива. Прага, 1963.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. Геотектоника, № 2, 1969.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Нечев А. Д. Находка геля фтористого кальция на месторождении Славянка в БНР. Сов. геология, № 11, 1960.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов Земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.

Николаевский А. А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика. Тр. СВ КНИИ, вып. 11. Магадан, 1964.

Обручев В. А. Рудные месторождения. М., ОНТИ, 1935.

Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов. В кн. Вопросы металлогении ртути. М., Наука, 1968.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. ИЛ, 1960.
Павлова И. Г. О сферолитовых агрегатах топаза. Зап. ВМО, № 2, 1959.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1960.

Перес Д. Современное положение и перспективы развития урановой горной промышленности Испании. В кн. Тр. II Междунар. конфер. по мирному использов. атома. Энергии. М., Атомиздат, 1959.

Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 16. Магадан, 1963.

Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд-во САГУ, 1960 (Тр. Ташкентск. гос. ун-та им. В. И. Ленина, нов. сер., вып. 17, геол. науки, кн. 14).

Попов В. И. Ядра роста материков и развитие земной коры. В кн. Строение и развитие земной коры. М., Наука, 1964.

Постельников Е. С. Краткий очерк тектоники Индокитая. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1960.

Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды северо-востока Азии. В кн. Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пушаровский Ю. М., Афрамова Р. М. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе. Геотектоника, № 1, 1967.

Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, № 1, 1969.

Радкевич Е. А. Металлогения Южного Приморья. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Радкевич Е. А. К вопросу о типах металлогенических провинций и рудных районов. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Радкевич Е. А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ. В кн. Геология и металлогения советского сектора ТРП. Изд-во АН СССР, 1963.

Радкевич Е. А. Полицикличность оруденения и явления активизации в металлогенических провинциях Восточной Азии. В кн. Вопросы металлогении. М., Недра, 1965.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья. Тр. ИГЕМ, вып. 58, 1962.

Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. Геол. строение СССР, т. 5. М., Недра, 1969.

Семенов А. И., Старичкий Ю. Г., Шаталов Е. Т. Типы металлогенических провинций на территории СССР и распределение рудной минерализации в процессе их геологического развития. В кн. Совр. пробл. металлогении. Изд-во АН СССР, 1967.

Серых В. И. Геология и геохимия позднекаледонских гранитоидов юго-восточной части Кокчетавского массива. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Изд-во МГУ, 1966.

Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока. В кн. Вопросы металлогении ртути. Наука, 1968.

Синицын В. М. К истории Таримского стабильного массива. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1948.

Синицын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов в Альпийской геосинклинальной области. Науч. докл. Высш. школы, № 2, 1958а.

Славин В. И. О срединном Паннонском массиве Карпат. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5—6, 1958б.

Славин В. И., Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. МГК, 21 сессия, пробл. 18, Изд-ва АН СССР, 1960.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 5. Изв. АН СССР, 1962.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей. В кн. Вопросы металлогении. Недра, 1965.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Недра, 1969.

Спижарский Т. Н. Режим срединных массивов. В кн. Геол. строение СССР, т. 2. М., Недра, 1968.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. В кн. Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 7. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., Недра, 1966.

Тильман С. М. Тектоническое строение Приколымья. Мат-лы по геологии и полезн. ископ. СВ СССР, вып. 13. Магадан, 1958.

Тильман С. М., Белый В. Ф., Шило Н. А. По поводу статьи А. П. Шпетного «О новой тектонической карте Северо-Востока СССР». Сов. геология, № 11, 1968.

Толпегин Ю. Г. Особенности металлогении золота районов развития структур древней консолидации Омолонского и Колымского массивов. Колыма, № 7, 1968.

Томсон И. Н., Кравцов В. С. О возрасте оловянного оруденения в Восточно-Азиатском секторе Тихоокеанского рудного пояса и его связи с процессами активизации. В кн. Генет. типы, условия образ. и закономерности размещ. месторожд. олова и вольфрама сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, Изд-во СО АН СССР, 1966.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Глубинная блоковая тектоника, магматизм и оруденение. В кн. Пробл. геологии минеральных месторожд., петрологии и минералогии, т. 1. М., Наука, 1969.

Трофимов В. А. Гранит-гранодиоритовый комплекс Восточно-Алтайской структурно-формационной зоны. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Л., 1969.

- Умитбаев Р. Б. Геологическое строение Охотского рудного района. Автореф. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Л., ВСЕГЕИ, 1969.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Устиев Е. К. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вуланического пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.
- Фаворская М. А. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., Недра, 1969.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., ИЛ, 1965.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1964.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, № 7, 1965.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестн. Моск. ун-та, сер. 4, геология, № 6, 1968; № 1 и 3, 1969.
- Хренов П. М. и др. О вулcano-плутонических поясах юга Восточной Сибири. ДАН СССР, т. 160, № 6, 1965.
- Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. ИЛ., 1958.
- Чень Го-да. Область дива — послеплатформенная подвижная область нового типа. Sci. Sinica, vol. 14, № 10, 1965.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского среднего массива. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1967.
- Шаталов Е. Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). В кн. Изучение закономерностей размещ. минерализации при металлоген. исследованиях рудн. районов. Недра, 1965.
- Шаталов Е. Т. О книге А. Д. Щеглова. Геология рудн. месторожд., № 6, 1968.
- Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. Сов. геология, № 1, 1958.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.
- Шлыгин Е. Д. Сравнительная характеристика Молданубской глыбы Чехословакии и Кокчетавской глыбы Казахстана. В сб. Орогенич. пояса. Наука, 1968.
- Шнейдерхён Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе. В кн. Рудные регенерир. месторожд. М., ИЛ, 1957.
- Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.
- Шпетный А. П. О новой тектонической карте Северо-Востока СССР. Сов. геология, № 4, 1968.
- Штемпрок М. Оловянно-вольфрамовое и литиевое месторождения Циновец. В кн. Некоторые рудн. месторожд. Чешского массива. Прага, 1963.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. Недра, 1966.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968.
- Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана. Геология рудн. месторожд., № 3, 1969а.
- Щеглов А. Д. Флюоритовые месторождения — индикаторы процессов тектоно-магматической активизации. ДАН СССР, т. 188, № 2, 1969б.
- Щеглов А. Д., Розиннов М. И. О признаках связи эпitherмальной минерализации Западного Забайкалья с посленижнемеловыми субщелочными интрузиями. В кн. Металлоген. специализация магмат. комплексов. Недра, 1964.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии. Геотектоника, № 2, 1967.

Юдин С. С., Юдина В. Н., Красильников А. А. Основной тип рудоконтролирующих структур Центральной части Охотского вулканогенного пояса. ДАН СССР, т. 176, № 6, 1967.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. Геотектоника, № 5, 1965а.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 5, 1965б.

Ahmad M. I. Mineral localities in the Chagai Koh Marani Area, West Pakistan, GSP. Miner. inform. circular, № 13, 1962.

Andronescu A., Catilina R. Asupra prezentei polimerilor organici superiori (hidrocarburi solide) in unele recaminte de uraniu si surifere. Rev. minelor, № 17, 1966.

Armstrong R. L., Hansen E. Cordilleran infrostructure in the eastern Great Basin. Amer. j. sci., vol. 264, № 2, 1966.

Атанасов Б. и др. Малките интрузии в източните Родопи и тяхното металлогенично значение. Трудове върху геологията на България. Болг. АН, т. 4, 1963.

Bariand P., Issakhanien V., Sadrzadeh M. Preliminary metallogenic map of Iran. Geol. surv. Iran, Report 7, 1965.

Baumann L. On the zonal distribution of mineralization in the ore veins of the Freiberg ore district. Sympos. probl. of postmagmat. ore deposition, vol. 11, Prague, 1965.

Baumann L. Zur Frage der varistischen und postvaristischen Mineralisation im sächsischen Erzgebirge. Freiburger Forschungsh., C., № 209, 1967.

Baumann L. Die Mineralparagenesen des Erzgebirges-Charakteristic und Genese. Freiburger Forschungsh., C., № 230, 1968.

Bleahu M. и др. Harta Geologica a Republicii Sosnsliste Romania 1 : 1 000 000. Bucuresti, 1967.

Bloot C., Wolf L. C. M. Geological features of the Panasqueira tintungsten ore occurrence (Portugal). Bol. soc. Geol. Portugal, vol. 11, 1953.

Borchert H. Genetische Unterschiede zwischen varistischen und soxonischen Lagerstätten Westdeutschlands und deren Ursachen. Freiburger Forschungsh., № 209, 1967.

Bostrom K., Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. Econ. geol., № 7, 1966.

Bouladon J. Sur les mineralisation en plomb-zinc et en antimoine de la peripherie du Mont-Lozere. Bull. soc. Geol. France. Ser. 7, t. 2, 1960.

Бояджиев Ст. Магматичните скали в Западните Родопи. Годишник на управлението за геологика проучивания, т. 10, 1959.

Боянов Ив., Маврудчиев Б. Палеогенският магматизъм в североизточните Родопи. Годишник на Софийския Университет, т. 67, 1959—1960.

Chanris L. L'influence des facteurs structuraux sur la repartition des minéralisations en Armorique. C. r. Acad. sci., № 12, 1968.

Chen Guo-da. Examples of activizing regions in the Chinese platform with special reference to the «Cathasia» problem. Acta geol. Sinica, № 36, 1956.

Chen Guo-da. Characteristics and nature of the Seutha stern Coastel region of China. Acta geol. Sinica, № 2, 1960.

Chart I. и др. Räumliche und zeitliche Beriengen der endogenen Mineralisation der Böhnsichen Masse zu Magmatismus und Bruchtektonick. Zs. angew. Geol., Bd. 14, Hft. 7, 1968.

Dalmer K. Über das Alter der jungeren Gangformationen des Erzgebirges. Z. prakt. Geol., S. 1—6, Jan., 1896.

Damon P. E., Mauger R. L. Epeirogeny — orogeny viewed from the Basin and Range Province. Zrans. AIME, № 235, 1966.

Димитров Д. К. Редки и разсени елементи в сульфидните руди на Маданските полеметалически месторождения. Трудове върху геологията на България, Болг. АН, т. 14, 1963.

- Galkiewicz T. Slasko-krakowskie złota cynkowo-olowiowe. *Probl. Geol. i surowc. gornoslack. Okregu Przemysl., Cz. 1. Katowice, 1964.*
- Ginsca D. и др. Neogene Volcanism and ore deposits in the Apuseni Mts. *Guide to Excursion 48 IGC., 1968.*
- Helve A. The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district. *Turkey econ. geol., № 6, 1962.*
- Hewett D. F. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the Southwestern United States. *Econ. geol., vol. 59, № 8, 1964.*
- Janovici V. и др. Harta metalogenetica a României. *St. cerc. geol. geof. geogr., ser. geol., t. 2, № 2, 1966.*
- Junta de Energia Nuclear. Structural and tectonic synthesis of central province of Portugal. 23 secc. IGC, proc. 7. Prague, 1968.
- Повчев И. Полезни изкопаеми на НР България. Кн. 1—5. София, Техника, 1960—1961.
- Khadem N. Types of copper ore deposits in Iran. *Sympos. mining geol. and base metals, Ankara, 1964.*
- Константинов К., Димитров Р. Полезните изкопаеми на Средните Родопи. Трудове върху геологията на България. *Болг. АН, т. IV, 1963.*
- Kovenko V. Gites de chromite et roches chromifères de l'Asie Mineure. (Turquie). *Mem. soc. Geol. Fr., t. 28, Fasc. 4, 1949.*
- Laffitte P. La metallogenie de la France. *Bull. soc. Geol. Fr., s. 7, t. 8, 1966.*
- Lötzsch F. Zur metallogenetischen analyse des Südens der DDR. *Zs. angew. Geol. Bd. 14, Hft. 7, 1968.*
- Lovering T. C. The origin of the tungsten ores of Boulder Country, Colorado. *Econ. geol., № 3, 1941.*
- Lovering T. S., Tweto O. Geology and ore deposits of the Boulder Country tungsten district, Colorado. *Profess. pap. geol. surv. Wasch. № 245, 1953.*
- Maucher A. Die Antimon-Wolfram-Quecksilber Formation un ihre Beriehungen zu Magmatismus und Geotektonik. *Freiberger Forschungsh., № 136, 1965.*
- Moravek P. A contribution to the study of zonal structure of gold-bearing veins. *Sympos. probl. postmagmat. ore deposition., vol. 1. Prague, 1963.*
- Öcal N. De: Anfbau der Erdkruste in Anatolien. *Zs. Geophysik, № 5, 1963.*
- Pakiser L. C. Structure of the crust and upper mantle in the Western United States. *J. geophys. res., vol. 68, № 20, 1963.*
- Réunion de la carte Geologique de L'Amerique dusud 1 : 5 000 000 Brazil, 1963.
- Sattran V. и др. Problémy metalogenese Ceského masívu. *Sb. Geol. veb, UUG, sv. 8, 1966.*
- Sattran V., Cader I. Zur räumlichen Verbreitung varistischer, saxo-nischer und noch Süngerer Mineralisationen im Böhmischem Massiv. *Freiberger Forschungsh., C-209, 1967.*
- Sole Sabaris R. Sobre el concepto de Meseta Espanola su descubrimiento «Homenaje D. A. Melon y Ruiz de Gordejnela». Zaragoza, 1966.
- Spenser I. Note on a quartz-fluorite rock from the Ngaka Coalfield, Songea district. *Records Geol. surv. Mangannyika, vol. 11, 1955.*
- Stemprok M., Veinar Z. Genese fluoritových žil u Jilového v severních Cechách. *Sb. UUG, 25, Praha, 1959.*
- Stemprok M. Sulfidische Vererzung auf der Erzlagerstätte Cínovec (Zinnwald) im Erzgebirge. *Sb. UUG, 27, 1960.*
- Stemprok M. Genetický výzkum plochých žil na rudním ložisku Cínovec v Krušných horách. *Sb. UUG, sv. 26, Praha, 1961.*
- Stemprok M. Ložiska cínu a wolframu ve Francii. *Vestn. UUG, roc. 40, c. 4, 1965.*

Stöcklin I. Structural history and tectonics of Iran. The Amer. assoc. petrol. geol. bull., vol. 52, № 7, 1968.

Tectonic map of North America 1:5 000 000 compiled by F. King. Report U. S. Geol. surv., prof. paper, 628, 1969.

Thadeu D. Geologia de Conto Mineiro da Panasqueira. Lisboa, 1951a.

Thadeu D. Geologia e jarigos de chumbo zinco da Beira-Baixa. Bol. soc. Geol. Portugal, vol. 9, 1951b.

Thadeu D. Carte minière du Portugal (noticia expliactive). Lisboa, 1965a.

Thadeu D. Características da mineralizacae hipogenica estano-volframita Portuguesa. Mem. da Ordem dos Engenheiros, № 204, Lisboa, 1965b.

Thompson G. A. The rift system of the western United States. Paper. geol. surv., № 14, 1966.

U. S. Geological Survey Res. Prof. paper, 501-A, 1964.

U. S. Geological Survey Res. Prof. paper, 525-A, 1965.

Watznauer A. Die erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie, 3, № 617, 1954.

Wells I. Geology of the Eldorado Springs Quadrangle Boulder and Jefferson Counties, Colorado. Geol. surv. bull., 1221-A, US, 1967.

Wendel Clarence A. A unique mineral assemblage in Turkey. Econ. geol., № 2, 1967.

Wimmenauer W. Metaleogenie de la Foret Noire. Chronique des mines. recherche miniere, № 313, 1962.



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. О некоторых особенностях геологического развития срединных массивов	5
Предварительные замечания	5
Об особенностях развития срединных массивов	9
Глава II. Металлогения срединных массивов	17
Срединные массивы протерозойских геосинклинальных областей	18
Срединные массивы палеозойских геосинклинальных областей	20
Кокчетавский массив	21
Восточно-Алтайский массив	23
Сангеленский массив	26
Южно-Гиссарский массив	27
Таримский массив	29
Испанская Мезета	32
Центральный Французский массив	35
Армориканский массив	39
Верхне-Рейнский массив (Шварцвальд и Вогезы)	41
Чешский массив	43
Срединные массивы Средиземноморского геосинклинального пояса	49
Родопский массив	49
Паннонский массив	56
Анатолийский массив	59
Иранский массив	61
Памирский массив	68
Индосинийский и Бирманский массивы	69
Срединные массивы Тихоокеанского геосинклинального пояса	71
Буреинский массив	72
Ханкайский массив	75
Охотский массив	77
Омолонский массив	79
Колымский массив	81
Срединный массив плато Колорадо	83
Патагонский массив	87
Глава III. Специфические черты металлогении срединных массивов	
О главных металлогенических особенностях срединных массивов	88

	Стр.
Металлогенические типы срединных массивов	90
О генетических типах эндогенных месторождений срединных массивов	93
Особенности пространственного размещения рудных месторождений срединных массивов	98
Срединные массивы и рудные пояса	101
Срединные массивы и вулканические пояса	110
Срединные массивы и процессы тектоно-магматической активизации	112
О соотношении процессов отраженной и автономной тектоно-магматической активизации	120
Срединные массивы — особый тип металлогенических провинций	126
Некоторые практические рекомендации по направлению поисковых работ	128
О поисковом значении жестких блоков докембрия	132
Заключение	134
Литература	137

Алексей Дмитриевич Щеглов

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ
СРЕДИННЫХ
МАССИВОВ**

Ведущий редактор **Т. М. Пономарева**

Технический редактор **Н. П. Старостина**

Корректор **Е. А. Смирнова**

Обложка художника **Ю. И. Прошлецова**

М-26011.	Сдано в набор 11/XI 1970 г.	Подписано к печати 7/1 1971 г.
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Печ. л. 9 ¹ / ₄ .	Уч.-изд. л. 9,73. Изд. № 171.
Тираж 1800 экз.	Бумага № 1. Заказ № 904.	Индекс 1—4—1—Л. Цена 97 коп.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. Ленинград, С-171.

Фарфоровская ул., 12.

Ленинградская картфабрика ВАГТ

5790

97 коп.

Н Е Д Р А · 1 9 7 1