

Г.А.ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

95 17

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Г.А.ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

4487



МОСКВА „НЕДРА“ 1985



Твалчрелидзе Г. А. Металлогения земной коры.— М.: Недра, 1985, 160 с., ил.

Охарактеризованы тектоника, магматизм и металлогения различных типов геосинклиналей и орогенных поясов, а также сводово-глыбовых поднятий, траптовых полей, рифтогенных структур (зеленосланцевые пояса архея, протоавлакогены, континентальные и океанические рифты) и платформенных чехлов.

Приведены главнейшие направления развития земной коры, схема эволюции геологических структур, краткий очерк металлогенической эволюции земной коры.

Для геологов, занимающихся изучением вопросов тектоники, магматизма и металлогении.

Табл. 9, ил. 32, список лит.—50 назв.

Рецензент: академик В. И. Смирнов (МГУ им. М. В. Ломоносова)

Георгий Александрович Твалчрелидзе

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Редактор издательства Л. С. Дмитриева

Обложка художника В. В. Евдокимова

Художественный редактор Г. Н. Юрчевская

Технический редактор Л. Я. Голова

Корректор Н. А. Громова

ИБ № 6237

Сдано в набор 20.08.84. Подписано в печать 10.01.85. Т-04710. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 10,0.
Усл. кр.-отт. 10,38. Уч.-изд. л. 11,69. Тираж 1650 экз. Заказ 271/467-4. Цена 1 р. 80 к.

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

Набрано в московской типографии № 13 ПО «Периодика» ВО «Союзполиграфпром»
Государственного комитета СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
107005, Москва, Б-5, Денисовский пер., д. 30.

Отпечатано в московской типографии № 8 ВГО Союзучетиздата при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
107078, Москва, Каланчевский тупик, д. 3/5. Зак. 1554.

Большой объем существенно новой информации о строении и составе океанического дна, полученной за последние 15 лет, стимулировал развитие мобилистских идей в геотектонике, откуда они широко распространились во все другие области геологии. Отношение к этим идеям у исследователей не равнозначное. Одни из них твердо отстаивают основные позиции теории геосинклиналей, прошедшей длительное испытание геологической наукой и практикой, другие— безоговорочно разделяют все положения новой концепции тектоники плит и отказываются даже от применения ряда привычных терминов, рожденных теорией геосинклиналей, третьи — ищут компромиссных путей решения наиболее полемичных проблем современной геологии.

Среди последних наименее изученными являются металлогенические проблемы. Причина этого заключается в некоторой односторонности попыток построения металлогенических моделей на основании, например, только тектонических, петрологических или генетических предпосылок. Сторонники концепции тектоники плит всю сложность проблем закономерностей формирования и размещения в пространстве полезных ископаемых сводят к несложной механистической комбинации геодинамических обстановок, определяемых гипотетичной реконструкцией зон спрединга, субдукции и обдукции. Не так давно эти опыты были критически рассмотрены автором. Что касается металлогении подвижных поясов, базирующейся на известной схеме Ю. А. Билибина, в значительной степени модернизированной в процессе дальнейших исследований, то она не охватывает всего разнообразия геологических структур земной коры. В равной степени это относится и к разработкам, в основу которых положены существенно новые исследования областей тектоно-магматической активизации.

Все сказанное свидетельствует о необходимости дальнейших исследований в области регионального металлогенического анализа и построения мелкомасштабных металлогенических карт. Они должны охватить все разнообразие структурных и петрологических обстановок, с которыми геолог встречается в своей практической деятельности. Такой подход принят в настоящее время творческим коллективом ВСЕГЕИ при формационном анализе и прогнозной оценке рудоносности территории СССР, а также разработке методики составления металлогенической карты СССР. В предлагаемой работе автор по мере возможности использовал имеющийся богатый опыт по металлогеническому анализу территории Советского Союза и некоторых зарубежных стран с целью обоснования принципов, которые, по его мнению, целесообразно использовать в процессе разработки новой схемы металлогенической эволюции земной коры. Подобная попытка, сколь схематичной и предварительной она бы не была, является тем не менее своевременной.

Автор выражает глубокую благодарность академику В. И. Смирнову, внимательно прочитавшему рукопись и сделавшему ряд существенных замечаний по ее содержанию. Все они были приняты при окончательной подготовке книги к печати.

Если первые высказывания о металлогенических эпохах и провинциях в СССР принадлежат В. А. Обручеву и Л. А. Варданянцу, а за рубежом — В. Линдгрёну и относятся они ко времени зарождения науки о рудных месторождениях, то творцами этой новой отрасли геологических знаний по праву считаются Ю. А. Билибин и С. С. Смирнов. Первый из них в послевоенные годы возглавил крупный творческий коллектив — ВСЕГЕИ, которым в предельно сжатые сроки был собран представительный материал по рудоносности ряда регионов Советского Союза — Урала (В. М. Сергиевский), Средней Азии (Е. Д. Карпова), Казахстана (А. И. Семенов), Дальнего Востока (М. М. Василевский, В. Т. Матвеев, Е. Т. Шаталов), Кавказа (В. Г. Грушевой), Армении (И. Г. Магакьян), Украины (Ю. И. Половинкина) и др. На основе полученных материалов им была разработана схема металлогении подвижных поясов, широко обсуждавшаяся на металлогеническом совещании в Ленинграде в 1952 г. Данная схема опубликована во многих работах и пользуется широкой известностью.

Основана схема Ю. А. Билибина на следующих закономерностях, установленных им при анализе материалов по отдельным регионам: 1) в различных районах встречаются сходные разновозрастные рудные комплексы, генетически связанные с определенными интрузивными комплексами; 2) интрузивные и отвечающие им рудные комплексы сменяют друг друга во времени в определенной последовательности; 3) этапам интрузивной деятельности и эндогенной минерализации соответствуют определенные этапы геологического развития; 4) каждый этап развития геологических структур, осадконакопления, магматизма и металлогении проявлен в пределах определенных структурно-металлогенических зон.

Ю. А. Билибин установил, что процессы магматизма и рудообразования закономерно связаны с развитием земной коры и являются деталями этого развития. Тем самым была заложена основа научного металлогенического анализа как основного метода теоретических и прикладных исследований в области металлогении. Во многих последующих критических высказываниях по поводу рассматриваемой схемы нередко забывается эта огромная заслуга Ю. А. Билибина в развитии данной отрасли геологии.

Итогом разработки металлогенической схемы подвижных поясов были методические указания по ее использованию, опубликованные в 1957 г. группой наиболее последовательных приверженцев идей Ю. А. Билибина — Г. С. Лабазиным, В. И. Серпуховым, В. Г. Грушевым и др. В то же время в ряде публикаций были изложены критические замечания, которые, правда, не затраги-

вали принципов построения схемы. Так, Ю. А. Билибин в основу своей схемы положил моноциклическую модель развития подвижных поясов, между тем, каждая геосинклинальная система развивается много сложнее в течение ряда тектонических циклов. Схема Билибина предусматривает пять этапов развития, поскольку при ее разработке использован суммарный фактический материал по ряду провинций. Однако это не соответствует членению тектонических циклов на геосинклинальный и орогенный этапы. Схема Ю. А. Билибина не учитывает разделение геосинклинальных систем и зон на различные типы и подтипы, каждому из которых могут отвечать лишь отдельные сегменты этой схемы. На отмеченные недостатки В. И. Смирнов обратил внимание еще в 1954 г., когда он написал, что по признакам, заключенным в самих месторождениях, невозможно установить этап развития. В своих работах 60-х годов, посвященных вопросам теоретической и региональной металлогении, В. И. Смирнов на территории СССР выделил провинции, принадлежащие различным металлогеническим эпохам (рис. 1).

Геосинклинальные системы В. И. Смирнов по наличию раннего магматизма подразделил на три типа; по характеру магматиз-

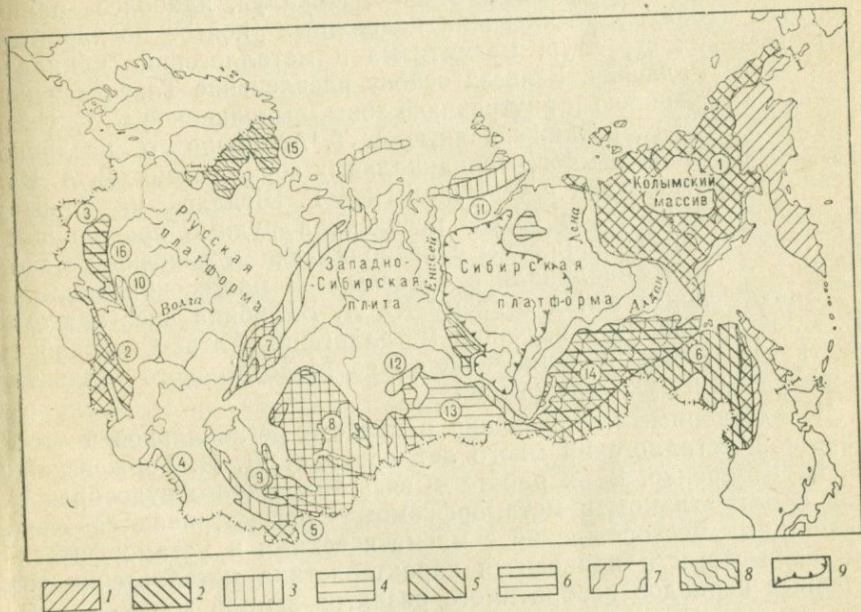


Рис. 1. Схема металлогенического районирования территории СССР. По В. И. Смирнову, 1963 г.; упрощено.

Геосинклинальные области распространения месторождений различных металлогенических эпох: 1 — альпийской, 2 — киммерийской, 3 — герцинской, 4 — каледонской, 5 — протерозойской, 6 — архейской; платформенные области распространения месторождений различных металлогенических эпох; 7 — киммерийской, 8 — герцинской; 9 — граница распространения траппов; регионы: 1 — Северо-Восток, 2 — Кавказ, 3 — Карпаты, 4 — Копет-Даг, 5 — Памир, 6 — Приморье, 7 — Урал, 8 — Казахстан, 9 — Средняя Азия, 10 — Донбасс, 11 — Таймыр, 12 — Томь-Колыванская зона, 13 — Алтай-Саянская область, 14 — Забайкалье, 15 — Балтийский щит, 16 — Украинский щит

ма, сопровождающего складчатость, им выделено четыре типа — А, В, С и Д. Во внутреннем строении геосинклинальных систем, по В. А. Николаеву, он различает срединные массивы, внутренние зоны, рвы внутренних зон, периферические зоны, геосинклинальную раму, глубинные разломы, передовые прогибы. По его наблюдениям фанерозойские геосинклинальные системы развились в пределах единых поясов, где герцинские зоны наложены на каледонские, киммерийские — на герцинские и альпийские — на киммерийские.

Эти построения уточнены в четвертом издании книги В. И. Смирнова «Геология полезных ископаемых» — работы, заслужившей мировую известность. Им была предложена новая модель металлогенической зональности, четко выраженной по отношению к зоне Беньюфа.

Систематика геосинклинальных систем по характеру магматизма и металлогении в 1967 г. была подхвачена Е. Т. Шаталовым и А. И. Семеновым, которые предложили именовать зоны по преобладанию в них продуктов основного и кислого магматизма (сиалические, фемические, сиало-фемические и т. д.). Эти наименования широко используются в настоящее время в практике металлогенических работ ВСЕГЕИ. Однако, пожалуй, наиболее ранняя попытка (1959 г.) расчленения подвижных поясов по характеру геологических структур, магматизма и металлогении принадлежит Е. А. Радкевич. Взяв за основу расчленение Тихоокеанского кольца на внешнюю и внутреннюю зоны, выполненное С. С. Смирновым в 1946 г., а также данные А. Т. Асланяна о различной рудоносности эв- и миогеосинклинальных зон Армении, Е. А. Радкевич, в соответствии с терминологией Г. Штилле, на примере большинства регионов СССР расчленила рудные провинции на два контрастных типа: зоны с преобладающим основным магматизмом — эвгеосинклинали и с кислым — миогеосинклинали.

Значительный вклад в схему Ю. А. Билибина внес академик В. А. Кузнецов. При изучении металлогении Алтае-Саянской области он выявил полицикличность ее геологического развития, магматизма и рудообразования.

Плодотворные исследования в области региональной и теоретической металлогении много лет проводят Д. И. Горжевский и В. Н. Козеренко. В их работе «Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом» рассматриваются связи эндогенных месторождений с магматическими и метаморфическими процессами и приводится характеристика металлогении трех главных периодов необратимого развития земной коры — протогея, дейтерогея и неогей.

Автор в течение последних более чем 25 лет также ведет работы в области металлогенического анализа. В частности, в 1956 г. им были установлены на Кавказе месторождения четырех металлогенических эпох и двух провинций. При детальном рассмотрении последнего вопроса высказано предположение, что типы рудных провинций определяются не столько сочетанием

основных и кислых магматических пород в отдельных геосинклинальных системах, сколько соотношением между собой тектонических особенностей структурно-формационных зон. Исходя из этого было развито представление о наличии разнотипной металлогенической зональности рудных провинций.

В результате систематического металлогенического анализа территории Кавказа и всего Средиземноморского складчатого пояса была разработана модель металлогенической эволюции последнего, основанная на значительно модернизированной схеме Ю. А. Билибина [42]. В частности, она предусматривала наличие здесь месторождений четырех металлогенических эпох, расчленяемых, как и соответствующие им тектонические циклы, на два этапа и четыре стадии. Типизация рудоносных территорий осуществлена на тектонической основе, что позволило выделить значительное число разновидностей металлогенических зон и наметить их прогнозную оценку. В дальнейшем это направление было развито по пути более дробного членения наиболее рудоносных эвгеосинклинальных зон, что дало возможность осуществить глобальный анализ размещения месторождений некоторых рудных формаций и их типизацию [43].

Автор не предусматривает изложение в данной работе истории металлогенических исследований в СССР. Приведенные отрывочные сведения относятся к доработке и дополнению схемы Ю. А. Билибина. Сделано это для иллюстрации, с одной стороны, несправедливости критики схемы металлогении геосинклиналей, разработанной в СССР, а с другой — неосновательности построений, производимых только на основе схемы Ю. А. Билибина, без учета последующей ее модернизации советскими геологами.

При утверждении основных вех современной схемы металлогенической эволюции геосинклинальных областей должно сохраниться представление Ю. А. Билибина о закономерной связи образования полезных ископаемых с процессом формирования земной коры. Что касается деталей, то их учесть невозможно — новые факты неудержимо накапливаются и в конце концов ломают каркас ставшей для них тесной теории, что характерно для развития естественных наук вообще.

Схема Ю. А. Билибина, как это он сам неоднократно подчеркивал, относится только к металлогении подвижных поясов. Платформы, как и океаны, в его работах не затрагивались. Между тем геосинклинальные (складчатые) области слагают менее 25% рудоносных территорий, выступающих на поверхности Земли и находящихся на доступных для изучения глубинах, правда, именно в них содержатся многочисленные месторождения полезных ископаемых. Около 75% приходится на долю платформ, зон тектоно-магматической активизации, шельфа.

Первые научные металлогенические обобщения были сделаны во ВСЕГЕИ. Здесь же возникли и другие концепции региональной и теоретической металлогении, основанные на анализе рудоносности областей тектоно-магматической активизации и платформ.

Вначале они развивались изолированно друг от друга, но в настоящее время все больше проявляется тенденция их совместного изучения. Если пристальное внимание к металлогении платформ существовало уже в 50-е годы (Ю. Г. Старицкий, Т. В. Билибина, Н. С. Малич), то работы, посвященные рудоносности процесса тектоно-магматической активизации (А. Д. Щеглов, Е. Д. Карпова, В. И. Казанский, П. М. Хренов), появились на 10 лет позже, но быстро завоевали популярность и почти всеобщее признание. Вместе с тем единого мнения об объеме, характере и геологических границах этого процесса достигнуто не было.

В качестве областей тектоно-магматической активизации выделялись особые геологические структуры, равномасштабные платформам и геосинклиналям, развивающиеся в пределах ранее консолидированных образований — древних или молодых платформ, срединных массивов или областей завершенной складчатости. Возобновление тектонических и магматических процессов обуславливает создание возрожденного горного рельефа, формирование сводово-глыбовых структур, накопление орогенных вулканогенных и угленосных моласс, проявление субаэрального вулканизма и интрузивного магматизма, вначале кислого, а затем щелочного и основного состава. Глубинное строение этих областей также достаточно специфично: они покоятся на утоненном «гранито-метаморфическом» и утолщенном «базальтовом» слоях.

С магматическими проявлениями связаны порой весьма крупные и разнообразные месторождения олова, вольфрама, свинца и цинка, меди и молибдена, ртути, сурьмы, мышьяка, благородных и радиоактивных металлов, барита и флюорита.

При изучении металлогении платформ коллектив ВСЕГЕИ применил те же принципы, что и при исследовании геосинклинально-складчатых областей. Это вполне резонно, поскольку считалось, что нижний структурный этаж платформ по существу возник по геосинклинальной модели. Отличие от фанерозойских подвижных поясов заключается лишь в большей степени метаморфизма древних месторождений. Однако в действительности металлогения докембрия отличается от металлогении фанерозоя, что обусловлено направленным, необратимым характером развития Земли. Помимо этого, в последнее время появляется все большее число данных, свидетельствующих о наличии первичных различий между метаморфическими образованиями щитов и фундамента платформ. В связи с этим нижний структурный этаж, по видимому, представляет собой сложное гетерогенное сооружение. Полигонами для изучения докембрийских месторождений в СССР служили Балтийский, Алданский и Украинский щиты.

Одним из важных и пока далеко не решенных вопросов в металлогении древних щитов служит периодизация их геологической истории. В настоящее время, когда сделано уже достаточно большое число изотопных измерений, корреляция архейских и протерозойских комплексов осуществляется довольно уверенно по главным эпохам складчатости. Такие главнейшие периоды и при-

нял В. И. Смирнов в своей работе [40] расчленив их на 11 металлогенических эпох. Однако многие детали, определяющие характер и тип развития различных структур, остаются неясными. В связи с этим число докембрийских металлогенических эпох, так же как и содержание этого термина для древнейших времен, не установлено и решается для каждого щита автономно.

Иные принципы и методы металлогенического анализа были разработаны при изучении полезных ископаемых платформенного чехла, где в качестве эталона выступила Сибирская платформа. Здесь были выделены плитные структурные ярусы и подъярусы, а также структурно-формационные единицы разного масштаба. Было установлено соответствие этапов развития платформ тектоническим циклам сопредельных геосинклинальных областей, осуществлено разделение их на стадии, выделены и систематизированы структуры чехла платформ — филократоны, хатакратоны, авлакогены, приорогены и перикратоны, а также разного масштаба складчатые структуры [21].

В процессе региональных металлогенических исследований в пределах геосинклинально-складчатых, активизационных и платформенных областей основным методом в настоящее время является формационный анализ. Истоки этого метода опираются на классические труды Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Н. М. Страхова, Ю. А. Кузнецова, С. С. Смирнова; развитию метода способствовали исследования В. Е. Хаина, В. И. Драгунова и др.; в области рудных месторождений эту работу возглавил В. А. Кузнецов. В результате появились объективные данные, позволяющие определить тип и характер изучаемой геологической структуры, потенциальную рудоносность развитых в ней магматических проявлений, а следовательно, обосновать прогнозную оценку ее потенциальных перспектив. Последние аспекты формационного анализа нашли наиболее убедительную трактовку в двух крупных обобщениях творческого коллектива ВСЕГЕИ [33, 36].

Океаны занимают почти $\frac{3}{4}$ поверхности планеты. До относительно недавнего времени они вообще не входили в сферу геологии. Отнесение их к абстрактным образованиям под названием «талассократон», по существу, ни к чему не обязывало. Однако все возрастающие технические возможности позволили геологам не только закартировать рельеф дна, осуществить драгирование, но и достичь с помощью бурения океанической коры.

Таким образом, проблема разработки схемы металлогении земной коры распадается на отдельные составные части, каждая из которых предусматривает построение самостоятельной схемы, при условии соблюдения общего принципа закономерной связи рудообразования с геологическим развитием коры. Состояние изученности макроструктур коры — геосинклинально-складчатых, активизационных, платформенных и океанических областей — различное. Поэтому поневоле металлогения каждого из этих типов структур исследована с неодинаковой степенью детальности. Тем не менее, подвести первые итоги вполне целесообразно.

В основу теории геосинклиналей, зарождение которой связано с именами Д. Холла и Д. Дэна, положена идея перманентности континентов и океанов. Именно она предопределила дальнейшие фиксистские пути развития геотектоники в течение 100 лет. Относительно кратковременную остановку такого развития заставила сделать лишь гипотеза дрейфа континентов А. Вегенера, захватившая воображение многих геологов своей наглядностью, образностью, разносторонностью, увлеченностью и убедительностью. В этой гипотезе особенно привлекала безупречная логика в объяснении мезо-кайнозойской региональной геологии и стратиграфии континентов. Однако данная гипотеза не смогла опровергнуть устоявшиеся представления о незыблемости глубинных слоев Земли и невозможности движения хрупкого шала по плотной симе и не оказала большого влияния на многие вопросы. Новая информация о структурах дна океанов, полученная в настоящее время, возродила уже забывшиеся мобилистские идеи на более устойчивом, надежном каркасе, уходящем корнями в астеносферу.

Концепция тектоники плит — пожалуй, наиболее логичная и стройная из родившихся в современный период распространения мобилизма. Тем не менее, это — не единственное выражение новых идей в области геотектоники. Среди них успешно развиваются также представления о расширяющейся Земле (Ю. В. Чудинов), пульсационном изменении величины радиуса Земли (Е. Е. Милановский, В. П. Казаринов) и особенно плодотворно — концепция о рождении континентальной коры по модели геосинклинального процесса (А. В. Пейве и его сотрудники).

Многочисленные металлогенические модели, построенные на концепции тектоники плит, не отражают необратимую дифференциацию земной коры, ведущую к последовательному усложнению ее состава. Лишь конкретные геологические структуры определяют особенности магматизма и возникших в связи с ним рудных месторождений. Их подмена сочетанием различных геодинамических обстановок лишает нас возможности определить перспективные площади и осуществить в их пределах прогнозирование на отдельные виды полезных ископаемых. Это тем более очевидно, что рудоносные структуры могут быть выделены без нарушения мобилистских принципов [44].

В Геологическом институте АН СССР под руководством А. В. Пейве последние 15 лет развивается новое мобилистское направление в тектонике, основные положения которого отражены в юбилейном издании ГИНа [45]. В этой работе А. В. Пейве возражает против основных положений тектоники плит: «Геология свидетельствует о большой текучести материала литосферы,

о ее реологической неоднородности, что противоречит одной из главных предпосылок концепции тектоники плит о жесткости и твердости огромных литосферных плит».

Н. А. Штрейс, М. С. Марков и А. А. Моссаковский отмечают, что «... в результате исследований, проведенных тектонистами Геологического института под руководством А. В. Пейве, было выдвинуто и разработано новое научное направление в изучении строения и эволюции земной коры палеоокеанов и континентов. Это направление, развивающее идеи мобилизма в геологии, включает в себя главные достижения геосинклиналиальной теории развития земной коры и ряд положений новой концепции тектоники плит... геосинклиналиальное развитие понимается как совокупность тектонических, седиментационных, магматических и метаморфических процессов, вызывающих структурное и вещественное преобразование океанической коры в континентальную» [45].

Отмеченное направление получило признание значительного числа исследователей и оно в большей степени может служить основой металлогенического анализа, чем концепция тектоники плит.

Таким образом, главное содержание геосинклиналиального процесса не большая мощность осадков, как это считал Д. Дэна, а рождение континентальной коры. Последняя, по простейшей модели, состоит из трех слоев — осадочного, «гранитно-метаморфического» и «базальтового», покоящегося уже на верхней мантии. Более сложная схема предусматривает выделение дополнительно «диоритового» слоя. Наименование слоев после результатов, полученных по сверхглубокой Кольской скважине, стало еще более условным, чем предлагалось ранее, так как они соответствуют не составу слагающих их горных пород, а их физическому состоянию, обеспечивающему определенные скорости распространения в них сейсмических волн. Средняя мощность континентальной коры под платформами примерно 40 км, а под складчатыми поясами — 50 км. Возраст древнейших горных пород на щитах платформ превышает 3,8 млрд. лет.

Земная кора современных океанов подавляющим большинством геологов (кроме, пожалуй, А. А. Пронина) противопоставляется коре континентальной. Она является значительно более молодой (мезо-кайнозойской), маломощной и имеет простой состав. В ее строении также выявляются три слоя: первый — маломощный осадочный, второй базальтовый, третий — ультраосновного состава, представляющий, по-видимому, верхи верхней мантии. Общая мощность океанической коры 5 км, но на отдельных участках она резко возрастает и может достигать 20 км.

На дне океанов современными исследованиями выявлены разнотипные тектонически активные структуры, в том числе рифтовые срединно-океанические хребты или зоны спрединга, где рождается океаническая кора, секущие протяженные трансформные разломы, вулканические постройки, а также система структур на активном сопряжении с окраиной континента — глубоководные

желобы, островные дуги, интрадуговые бассейны, окраинные моря. Именно в пределах активных окраин континента предполагается трансформация океанической коры в континентальную [45].

Геосинклинальный процесс по своей сущности — это процесс прогрессивный, конструктивный, ведущий к созданию сложного из простого — рождение многокомпонентной мощной континентальной коры с развитым сиалическим слоем, построенным силикатными минералами, обладающими сложными кристаллическими решетками. Исходным материалом для поверхностных оболочек Земли служит ее мантия приближенно хондритового (ультраосновного) состава. Возможны различные механизмы переработки основных силикатов океанической коры в кислые породы континентальной коры — начиная от дегазации мантии путем зонной плавки (А. П. Виноградов) до ликвации коматиитового расплава (А. А. Маракушев). Геосинклинальное развитие сопровождается процессами обильного морского осадконакопления, последующей литификации осадков, активного магматизма, эволюционирующего гомодромно от ультраосновного через основной к кислому, а также интенсивной тектонической деформации горных пород и их метаморфизма. Все они в сумме и обеспечивают рождение и дальнейшее развитие сиалической оболочки Земли — континентальной коры.

Процесс этот многоступенчатый (полициклический), однако смена во времени одного тектонического цикла другим означает не круговорот — возврат в исходное положение, — но необратимое поступательное развитие. Таким образом, трансформация континентальной коры осуществляется путем последовательного перемалывания все новых и новых океанических образований через долгоживущие геосинклинальные системы. Принципы, положенные в основу металлогенической схемы Ю. А. Билибина, так же как сама схема с учетом ее дальнейшей модернизации, применимы при металлогеническом анализе геосинклинально-складчатых областей.

Обратное направление развития земной коры носит деструктивный, регрессивный характер и заключается в разламывании зрелой континентальной коры и рождении на ее месте примитивной океанической. Этот процесс сопровождается магматизмом, эволюционирующим антидромно от кислых пород через средние к океаническим толеитовым базальтам. В отдельных случаях имеет место резко выраженная щелочная тенденция магматизма.

Автор склонен обратное направление развития земной коры связывать с тектоно-магматической активизацией. Этот термин пока не имеет четкого определения. Некоторые авторы области тектоно-магматической активизации приравнивают по масштабу к платформам и геосинклиналям. Пока не установлены их геологические границы. Не достаточно ясно и время проявления этих процессов в истории геологического развития Земли от раннего докембрия. Многие исследователи склонны выделять раннепроте-

розойскую «протоактивизацию», другие считают, что активизация впервые охватила древние платформы и консолидированные подвижные пояса лишь в позднем протерозое.

Процесс тектоно-магматической активизации по своей направленности противоположен геосинклинальному, поскольку ведет к разрушению, а не созданию континентальной коры. Он проявляется в пределах древних и молодых платформ, а также областей завершённой складчатости, предварительно прошедших эпиплатформенное развитие. Поэтому выделение такого рода областей в качестве самостоятельных геологических структур, сопоставляемых по рангу с платформами и геосинклиналями, видимо, неправомерно.

В процессе тектоно-магматической активизации формируются структуры двух типов: 1) сводово-глыбовые поднятия, чередующиеся с пологими впадинами, выполненными угленосной, терригенной или вулканогенной молассой; 2) рифтогенные структуры. В поднятиях широко развиты вулканоплутонические формации кислого и умеренно-кислого состава. Их характер, по имеющимся данным, обусловлен составом фундамента, метаморфическая мобилизация которого и спровоцировала интрузивный и эффузивный магматизм периода активизации. Можно предполагать, что конечным итогом развития сводово-глыбовых структур, сопровождающегося утонением «гранитного» слоя континентальной коры за счет увеличения мощности «базальтового» слоя, служат изометричные океанические впадины типа внутренних и окраинных морей. Об этом свидетельствует повсеместная их приуроченность к активизированным срединным массивам (Черное, Каспийское, Тирренское, Охотское, Японское и другие моря). Так, А. Л. Яншин с соавторами [1] отмечают заложение морских впадин на платформах и срединных массивах. Первой стадией они считают поднятие этих стабильных участков, второй — резкие погружения и некомпенсированное осадконакопление. Возникновение подобных структур справедливо связывается ими с активизацией.

Континентальные рифты служат объектами исследований последних лет, но степень изученности их тектонической природы, магматизма, и особенно металлогении, пока остается невысокой. Так, некоторые исследователи заведомо геосинклинальные структуры именуют рифтогенными. Н. А. Логачев и С. И. Шерман считают, что рифтогенез и эпигеосинклинальный орогенез несоместимы — рифты и геосинклинали находятся на противоположных ступенях эволюционного ряда. Е. Е. Милановский [26] начал типичного рифтогенеза в истории развития земной коры относит к позднему протерозою; в палеозое геосинклинальный процесс превалировал над рифтогенезом; в мезо- и кайнозое наблюдается максимальное развитие рифтов. По его мнению, рифтогенез антагонистичен геосинклинальному развитию, с которым он находится в динамическом равновесии.

Можно считать, что прямое и обратное развитие земной коры сопровождается всю длительную историю ее формирования, начи-

ная с древнейших времен, и проявляется в деталях различных геологических структур.

К структурам первого типа относятся геосинклинально-складчатые области, обладающие определенным, свойственным только им набором магматических и металлогенических проявлений. Второй тип охватывает большее разнообразие структур — это сводово-глыбовые сооружения, возникшие на платформах и областях завершенной складчатости под воздействием повторного орогенеза, континентальные и океанические рифты. Первые две категории структур обладают большой сложностью и должны быть подразделены на ряд типов. Что касается третьей категории, то она также достаточно сложна, но в настоящее время практически не изучена. Автор склонен формировать всех структур второго типа связывать с процессом тектоно-магматической активизации, учитывая их вторичный характер и возникновение в результате обратного развития.

Как видно, в приведенном наборе структур земной коры отсутствуют наиболее крупные их представители — платформы. Это связано с концентрацией в их пределах структур разного типа. Если фундамент платформы и щиты возникли преимущественно под воздействием геосинклинального (или сходного с ним) процесса, то они, тем не менее, содержат фрагменты структур, возникших в силу эпизодических проявлений деструкции. К ним, в частности, относятся разного масштаба и возраста докембрийские зеленокаменные пояса и зоны, а также авлакогены. Значение их в развитии древнейших магматизма и металлогении трудно переоценить.

В собственно платформенный период развития этих структур, слагающих континентальный блок Земли, эндогенные процессы уже полностью обусловлены тектоно-магматической активизацией. Устойчивые, не активизированные блоки платформ практически лишены проявлений магматизма и эндогенной минерализации. Эндогенная активизация наблюдается в зонах раскола континентальной коры — рифтогенных структурах, вдоль которых и транспортируются в верхние слои земной коры продукты платформенного магматизма и оруденения. Масштабы последних представляют прямую функцию степени активизации платформ.

Опыт систематики геологических структур по принадлежности их к конструктивным или деструктивным образованиям затрудняется следующим обстоятельством: процесс тектоно-магматической активизации континентального блока Земли следует в направлении рождения океанической коры. Однако далеко не повсеместно он достигает своего конечного результата. Напротив, по видимому, в большинстве случаев при смене растяжения сжатием процесс этот прекращается совсем или испытывает длительные перерывы. Поэтому и имеется возможность наблюдать разновозрастные реликты рифтогенных структур, запаянные в панцире платформ и фундаменте геосинклинально-складчатых областей.

По мнению А. В. Развальяева [35], типичный рифтогенез проявился в новейшее время, а всю предысторию данной части земной коры он считает дорифтовой стадией. При этом воздымание, сопровождаемое проявлением щелочно-ультраосновного магматизма, им связывается с тектоно-магматической активизацией, а последующее раскрытие грабеновых структур — с собственно рифтовой стадией.

Приведенные и другие примеры, по мнению автора, свидетельствуют о длительности континентального рифтогенеза, который лишь при благоприятных условиях ведет к формированию океанических бассейнов, а обычно проявляется эпизодически, прерывисто под влиянием смены этапов расширения и сжатия.

Характеристика разновидностей структур аккреции и деструкции требует рассмотрения взаимоотношений процессов тектоно-магматической активизации и регенерации геосинклиналиного режима.

По существу, различие между процессами регенерации и тектоно-магматической активизации, каждый из которых сопровождается периодами перестройки структурного плана Земли, следует искать в конечных их результатах — в структурах, возникающих под воздействием этих процессов. Регенерация геосинклиналиного режима в начальной стадии сходна с рифтогенезом. Она проявляется в условиях деструкции континентальной коры срединных массивов, а возможно и платформ, под влиянием растяжения. Возникшие морские бассейны заполняются вулканогенными и терригенными осадками большой мощности. Дальнейшая история развития бассейнов протекает по геосинклиналиной схеме: в условиях сжатия, спровоцированного сближением остаточных континентальных массивов, оконтуривающих бассейн, происходит складкообразование осадков, их метаморфизм и инфильтрация магматическими расплавами. В результате возникает молодая континентальная кора, цементирующая разобщенные блоки древней коры. Таким образом, здесь опять наблюдается аккреция (рождение) коры, следующая по сложному возвратно-поступательному пути.

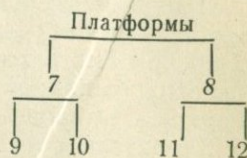
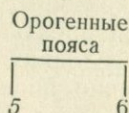
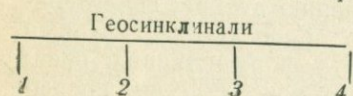
Иные результаты получаются при развитии процесса тектоно-магматической активизации, полное проявление которого неизбежно приводит к рождению океанической, а не континентальной коры. Что касается промежуточных структур — сводово-глыбовых поднятий и рифтов, то их формирование содействует потере монолитности, утонению, раздвигу и деструкции континентального блока. При этом даже в местах, где рифтинг проявлен слабо, без крупных раздвигов и новообразований океанических структур, мощность фундамента платформ все равно резко уменьшается.

Таким образом, геосинклинали и континентальные рифты — это действительно структуры, противоположные по характеру своего развития, строению и составу вулканогенно-осадочного выполнения. Еще более разительно отличаются свойственные им магматизм и металлогения.

Таким образом, можно выделить следующий ряд структур земной коры, металлогенический анализ которых и представляет главное содержание данной работы.

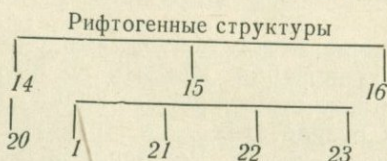
Схема развития главных рудоносных структур земной коры

Аккреционные структуры

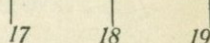


Деструктивные структуры

Сводово-глыбовые структуры



Структуры океанического дна



- 1 — первичные эвгеосинклинали (внешние островные дуги);
- 2 — вторичные эвгеосинклинали (внутренние островные дуги);
- 3 — миктогеосинклинали;
- 4 — миеогеосинклинали (области шельфа);
- 5 — раннеорогенные пояса;
- 6 — пояса повторного орогенеза;
- 7 — древние стабильные платформы;
- 8 — молодые платформы;
- 9 — щиты древних платформ;
- 10 — чехлы древних платформ;

- 11 — массивы молодых платформ;
- 12 — чехлы молодых платформ;
- 13 — краевые и внутренние моря;
- 14 — авлакогены, перикратоны, передовые прогибы;
- 15 — континентальные рифты;
- 16 — области траппового магматизма;
- 17 — срединно-океанические хребты;
- 18 — трансформные разломы;
- 19 — вулканические острова;
- 20 — синеклизы;
- 21 — рифты складчатых областей;
- 22 — рифты молодых платформ;
- 23 — рифты древних платформ и щитов.

Не отражены в схеме процессы регенерации геосинклинального режима, хотя структуры, возникающие в данном случае, показаны (вторичные эвгеосинклинали). На схеме не приведены срединные массивы и некоторые другие составные части геосинклинально-складчатых областей (разного типа геоантиклинали, краевые массивы и др.).

Заслуживают более детальной систематики рифтогенные структуры, но этот вопрос пока далек от своего решения, и попытки в этом направлении могут иметь лишь самый предварительный характер. Особое место в схеме занимают области платформенного траппового магматизма. Их расшифровка также является объектом самостоятельных исследований, уходящих корнями в полемический узел тектонических воззрений на природу континентов и океанов.

КРАТКИЙ ОЧЕРК МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Эволюция металлогенических процессов, сопровождавших развитие земной коры, начиная с древнейших времен, анализировалась довольно многими исследователями. К ним принадлежат работы С. Д. Туровского, Д. В. Рундквиста, В. С. Домарева, В. М. Сеницына, В. И. Смирнова, Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко, А. И. Тугаринова, Г. А. Твалчрелидзе, Г. В. Войткевич и Г. И. Лебедевко и некоторых других советских геологов. Из зарубежных авторов этому вопросу уделяли внимание Ф. С. Тернер, Р. Э. Фолинсби, Р. В. Хатчинсон, Д. Р. Дерри, П. Рутье и другие. В подавляющем большинстве случаев на основании анализа тектонических, петрологических, палеоклиматических и геохимических факторов и представлений о необратимости развития земной коры делается вывод о направлении металлогенической эволюции по пути все большего увеличения числа рудных формаций, усложнения их состава и генетических особенностей месторождений.

4487 В истории геологического развития Земли, в основном следуя Г. Штилле, выделяют три главных этапа, которым соответствуют различные наименования и возрастные рубежи. Некоторые авторы не приводят даже возраст этапов, характеризуя их суммой типичных геологических признаков и считая, что возраст на разных континентах может варьировать в широких пределах. Другие предпочитают рассматривать металлогенические особенности континентального блока Земли в рамках главнейших тектонических эпох (мегациклов). При этом количество таких эпох и их возрастные рубежи в самых общих чертах принимаются сходными для всех континентов, так же как и металлогеническая характеристика каждой из них.

В. И. Смирнов в одной из недавних работ [40] выделил следующие шесть главных периодов в металлогенической эволюции Земли: лунный (5000—3800 млн. лет), нуклеарный (3800—2800), протогеосинклинальный (2800—1800), интрагеосинклинальный (1800—1500), геосинклинальный (1500—100), рифтовый (100—0). В первый период ввиду отсутствия дифференциации базальтовых магм рудообразование не отмечается. Во второй период впервые произошло разделение магматизма на базальтовую и гранитную серии, с которыми связаны наиболее древние рудные месторождения. В третий период заложились три типа региональных геологических структур — протогеосинклинали, протоплатформы и протоактивизации. В протогеосинклиналях возникли преимущественно колчеданные месторождения, железистые кварциты и пегматиты, а в протоплатформах — уникальные хромитовые, платиноидные, медно-никелевые, редкометальные месторождения, месторождения золото-урановых конгломератов, медистых песчаников.

Интрагеосинклинальный период знаменуется замыканием протогеосинклиналей и формированием мощного сиалического блока Земли (Мегагея Г. Штилле). После перерыва, продолжавшегося

300 млн. лет, отмечается возрождение геосинклинального режима, протекавшего в рамках пяти этапов неогей. Расцвет геосинклинального процесса совпадает с герцинским этапом, после чего он постепенно затухает. Соответственно, в ранние этапы этого периода превалировал базальтоидный магматизм, а в поздние — гранитоидный. По интенсивности платформенный магматизм в зонах активизации уступал геосинклинальному. В последний рифтовый период, начиная с позднего мела, резко усилился континентальный и океанический рифтогенез, а также распространились вулканоплутонические пояса и разломы, контролирующие области молодой тектоно-магматической активизации.

В рамках отмеченных периодов В. И. Смирнов выделяет 11 металлогенических этапов — гренландский, кольский, беломорский, карельский, готский, гренвильский, байкальский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский — продолжительностью от 1200 до 100 млн. лет. В начале этапов формируются мантийные базальтоидные магматические породы и ассоциирующие с ними рудные месторождения, а в конце — коровые гранитоидные.

В эволюции магматизма отмечается консерватизм: выдержанная повторяемость в течение каждого этапа ранних базальтоидов, сменяющихся поздними гранитоидами. Коматииты замещались нормальными, щелочными и кислыми базальтоидными вулканиитами, а метасоматические гранитоиды — магматическими; возрастает степень их дифференцированности. При качественной неизменности генетических групп рудных месторождений намечаются количественные сдвиги.

В предлагаемом здесь схематичном очерке металлогенической эволюции Земли принято четырехчленное деление ее истории: ранний докембрий (катархей и архей), ранний и средний протерозой, рифей и фанерозой. Эти периоды в основных чертах отвечают заложению и отмиранию главных типов геологических структур и знаменуют их направленное развитие.

В сжатом виде рассмотрим развитие металлогении в разрезе принятых принципов исследований — по разнотипным структурам земной коры.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

Считалось, что раннедокембрийская (3,8—2,6 млрд. лет) история формирования земной коры не сопровождалась образованием крупных рудных месторождений. Однако новейшие исследования в этой области, а также результаты изотопных определений абсолютного возраста горных пород и руд свидетельствуют, что такой взгляд на рудоносность раннего докембрия необходимо откорректировать.

Наиболее древними образованиями земной коры являются так называемые «серые гнейсы», возраст которых сопоставим с возрастом горных пород Луны (3,8—3,7 млрд. лет). М. С. Марков [32] связывает их формирование с выплавкой непосредственно из

архейского протомантийного субстрата. По петрографическому и петрохимическому составу серые гнейсы соответствуют тоналитам, трондьемитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам. Они слагают гранито-гнейсовые купола, длительное время внедрявшиеся в раннедокембрийские толщи. По существу, это «зародыши» будущих континентальных массивов — первичной земной коры, сходные с ее средним составом. Гранито-гнейсовые купола послужили материалом для последующего формирования «гранитного» и «базальтового» слоев коры.

Естественно, что в катархее и архее геосинклинальных и рифтовых структур еще не существовало, однако чарнокит-гранулитовым и зеленокаменным поясам уже были присущи признаки этих образований, нашедших в дальнейшем четкое структурное выражение. Гнейсовые массивы диаметром в сотни километров обрамляются поясами, сложенными чарнокитовыми гранулитами, вмещающими железистые кварциты, гипербазиты и анортозиты. Длина их достигает 1000 км, а ширина 100—200 км. По мнению Е. Е. Милановского [32], эти образования отвечают глубоким частям протоконтинентальной коры. Чарнокит-гранулитовые пояса послужили каркасом, вдоль которого в дальнейшем протекали процессы тектоно-магматической активизации, а в позднем протерозое заложились планетарные геосинклинальные пояса. Таким образом, когда древние гнейсовые массивы в конце архея преобразовались в жесткие, устойчивые блоки, эти пояса явились аккумуляторами тектонической энергии.

Отмеченные две категории древнейших структур земной коры почти полностью стерильны на эндогенное оруденение. В связи с этим катархей и архей были отнесены к периоду, не продуктивному в металлогеническом отношении. Однако в последнее время появляется все большее число сведений о наличии в недрах ядер платформ месторождений ряда рудных формаций, в том числе крупных, имеющих промышленное значение. Так, В. И. Казанский [38] справедливо связывает металлогению архея с зеленокаменными поясами — третьим типом древнейших геологических структур земной коры, которые он именует «супракрустальными» поясами, тогда как Е. Е. Милановский [32] — «зеленокаменными зонами».

Они представляют собой короткие и узкие, извилистого очертания синклинальные зоны, сложенные слабометаморфизованными (до зеленосланцевой, реже амфиболитовой ступени) толщами вулканогенно-осадочных пород ультраосновного (коматиты), основного (толеитовые базальты), в меньшей степени кислого (андезитодациты, риолиты) состава. Лавы сопровождаются пирокластолитами, кварцитами (в том числе железистыми), карбонатными породами и конгломератами с гальками гнейсов. Отложения эти обычно прорваны более молодыми гранитами.

Зеленокаменные пояса на первой стадии своего развития сходны с рифтами — они образуют глубокие (10 км и более) прогибы. Однако в последующей истории они испытывают сжатие, склад-

чатость и метаморфизм и припаиваются к оконтуривающим их гнейсовым куполам. Нет прямого сходства у них и с эвгеосинклиналями неогей, поскольку в них отсутствует набор составных структурных элементов геосинклинальной системы (нет внешних миогеосинклинальных зон, моласс и т. д.). Эти структуры, как считает Е. Е. Милановский [32], моложе чарнокит-гранулитовых поясов. Их образование связано с периодами растяжения, имевшими место в раннем и среднем архее и вызванными дроблением первичной протоконтинентальной коры. Можно считать, что данные зоны содержат элементы как рифтогенных, так и геосинклинальных структур, чему соответствуют и особенности их металлогении.

В. И. Казанский [38] приводит характеристику поясов Исуа в Гренландии, Уилуна Норсман в Австралии и Абитибиды в Канаде. В первом из них развиты наиболее древние из пока известных месторождения железистых кварцитов и проявления медно-полиметаллического оруденения. В Западной Австралии древнейшие месторождения золота, свинца и цинка, железистых кварцитов, медно-никелевых и медно-цинковоколчеданных (Тевтоник, Бор и др.) руд, а также редкометалльных пегматитов обнаружены в блоках Пилбара и Йилгари. Стратиформные полиметаллические залежи месторождения Биг Стаббиды приурочены к вулканогенной толще, сложенной коматитами и толеитовыми базальтами, перекрытыми средними и кислыми туфами. Возраст оруденения 3,4 млрд. лет, пегматитов Кулгарди — 2,64 млрд. лет. Никелевые месторождения района Камбалда оригинального пластообразного типа согласно залегают в низах толщ перидотитовых коматитов, переходящих выше в базальты. Прожилково-вкрапленные месторождения золото-кварцевого и золото-сульфидного с теллуридами типа расположены вблизи медно-никелевых, но залегают преимущественно в базальтах (Калгурли). Они более молодые (2675 млн. лет), но также не выходят за пределы архея.

На Канадском щите А. М. Гудвин [31] устанавливает архейские гранитные, осадочные и вулканические породы. Они сосредоточены в провинциях Супериор и Слейв, тогда как зеленокаменные пояса провинции Черчилл испытали наложенный протерозойский метаморфизм. Протяженность архейских зеленокаменных поясов составляет сотни километров; длина наиболее крупного из них Абитибиды 750 км, ширина 250 км. Они сложены перидотитовыми лавами (коматиты), толеитовыми базальтами, андезитами и риолитами (соотношение последних трех разновидностей пород 5,5:3:1,5), встречаются базитовые и ультрабазитовые, а также более поздние гранитные плутоны. В верхах разреза, имеющего мощность 10—17 км, развиты граувакки, туфы и железистые кварциты. Последние сосредоточены в пределах семи железорудных бассейнов провинции Супериор, двух провинций Черчилл и одной провинции Слейв (рис. 2). Их длина 400—650 км.

Наиболее крупные в провинции Супериор зеленокаменные пояса (с севера на юг): Ухи, возраст 2950 млн. лет; Киватин —

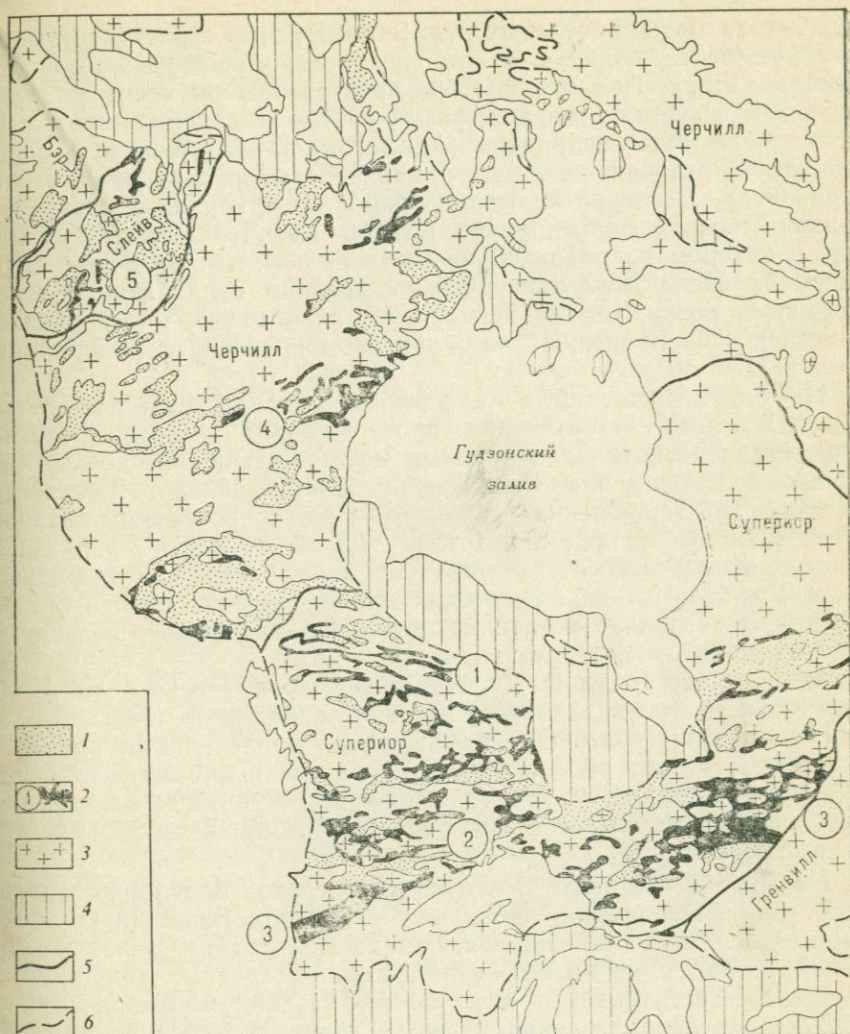


Рис. 2. Архейские зеленокаменные пояса Канадского щита. По А. М. Гудвину [31]; упрощено.

1 — архейские осадочные породы; 2 — архейские зеленосланцевые пояса: 1 — Ухи, 2 — Абитиби, 3 — Вабигуун, 4 — Рекин-Эннадай, 5 — Йеллоунайф; 3 — архейские породы гранитного состава; 4 — протоплатформенный чехол; 5 — тектонические границы провинций; 6 — граница платформенного чехла

2800 млн. лет; Абитиби — 2750 млн. лет. В провинции Черчилл выявляется пояс Ренкин — Эннадай, а в провинции Слейв — пояса Йеллоунайф и Камерон-Ривер. Возраст гранитов, секущих вулканогенно-осадочное выполнение поясов, 2,6—2,4 млрд. лет. К кислым вулканитам базальтоидных комплексов тяготеют крупные и богатые медно-цинковоколчеданные месторождения (Норанда, Флин-Флон и многие другие). В коматиитах залегают

проявления медно-никелевых руд. Золоторудные стратиформные и жильные месторождения, в том числе уникальные (Поркьюпайн, Керкленд-Лейк, Йеллоунайф), распространены по всему разрезу поясов. В результате метаморфизма убогих по содержанию полосчатых железистых кварцитов (Адамс) возникли крупные и богатые месторождения железных и марганцевых руд провинции Онтарио и др. В южной части провинции Супериор находится пояс редкометалльных гранитных пегматитов Кэт-Лейк—Виннипег-Ривер, в котором расположен крупнейший пегматитовый пояс Берник-Лейк. Пегматиты приурочены к древним вулканитам зеленокаменного пояса. Состав пегматитов альбитовый, они содержат литиевую, бериллиевую и тантало-ниобиевую минерализацию [13].

На Балтийском щите архейская металлогеническая эпоха (3,5—2,8 млрд. лет) отвечает протогесинклинальному режиму [23], когда не возникало крупных месторождений, поскольку типичных зеленокаменных поясов здесь не выявлено. Главными являются месторождения железа кварц-гиперстен-магнетитовой (Половинное) и джеспилитовой (Оленегорское) формаций. К древнейшим относятся также метаморфогенные сульфидные руды с кобальтом в амфиболитах. Предполагается, что в архейскую эпоху возникли источники металлов, захваченные последующими циклами рудообразования.

В последнее время В. Д. Слюсарев и др. [8] в пределах Балтийского щита установили оруденение, характерное для зеленокаменных поясов архея. Оно представлено проявлениями хромита, ильменита, магнетита с ванадием, кобальта с цинком, колчеданных руд и железистых кварцитов. Вызывают интерес проявления высокованадиевой магнетитовой минерализации в архейских габброамфиболитах.

На Украинском щите Восточно-Европейской платформы архейская металлогеническая эпоха не была продуктивна на крупные промышленные месторождения, однако здесь отмечается накопление металлов в первичных вулканогенно-осадочных толщах, послуживших источниками для более поздних метаморфических процессов рудообразования. В архее возникли небольшие месторождения железистых кварцитов в Приднепровской и Приазовской зонах, а также в Одесско-Белоцерковской зоне. Они, по данным Я. Н. Белевцева и Ю. М. Епатко [8], расположены в древних ядрах щита, имеющих возраст 3,5—2,7 млрд. лет. Известны также проявления никелевого, кобальтового, медного и золотого оруденения.

Железистые кварциты широко распространены также в архейском глубокометаморфизованном фундаменте Воронежского массива (Курская магнитная аномалия). Здесь известно 10 групп относительно небольших промышленных месторождений железа. Они, как отмечает Д. А. Михайлов [8], уступают по масштабам месторождениям, развитым в пределах железорудных районов, приуроченных к протерозойским протоавлакогенам.

Архейская металлогеническая эпоха на Алданском щите Сибирской платформы ознаменовалась образованием метаморфогенных месторождений в первично вулканогенно-осадочных толщах [6]. Главные из них — месторождения железа и флогопита, которым сопутствуют проявления меди, молибдена, никеля, хрома а также графита, кианита, корунда и других металлов. Месторождения железа относятся к формациям магнетитовых кварцитов, гиперстен-кварц-магнетитовой и особенно магнетитовых скарноидов, возникших в условиях ультраметаморфизма. Более молодые месторождения флогопита возникли на амфиболитовой ступени метаморфизма.

В Африке древнейшие образования протоплатформы расположены в южной части континента (Каапваальский и Родезийский щиты). В их пределах выделяется большое число зеленокаменных поясов архея. Среди этих сходных между собой структур более детально изучен зеленокаменный пояс гор Барбертон, сложенный мощной толщей вулканитов архейской системы Свазиленд. В низах широко развиты коматииты группы Онвервахт возраста 3,5 млрд. лет, сменяющиеся выше основными и далее кислыми лавами и их пирокластолитами. Вулканиты, общая мощность которых превышает 15 км, перекрываются граувакками и кремнистыми сланцами, переходящими в мелководную вулканогенно-осадочную толщу [13]. На древние протоплатформенные структуры Южной Африки наложены протогеосинклинальные пояса возраста 2 млрд. лет. Промежуточные цифры характеризуют возраст верхних членов зеленокаменных поясов и образований протоплатформенного чехла.

Возраст древнейших осадочно-метаморфических месторождений железа, возникших по итабиритам, 3—3,3 млрд. лет. К архею также относятся стратиформные сульфидно-золоторудные поля Зимбабве и Трансвааля и хромитовые месторождения в ультрабазитах. Наиболее древние (3,4—3 млрд. лет) редкометалльные провинции гранитных пегматитов расположены в Зимбабве, где преимущественно развита литиевая минерализация, и в Трансваале — месторождения берилла, отчасти тантало-ниобатов, урана и редких земель (рис. 3).

В южной части Индии в пределах зеленокаменных поясов Южно-Деканского массива расположены золоторудные районы Колар, Хатти и др. Согласно пластообразные рудные залежи локализованы в амфиболитах. Помимо свободного золота широко распространены его теллуриды.

Подводя итоги изучения материалов по древнейшей рудоносности Земли, имевшей место в катархее и архее, следует отметить, что утвердившееся среди геологов мнение о слабом проявлении процессов рудообразования в течение раннедокембрийского периода развития земной коры, охватывающего 800 млн. лет, действительно заслуживает пересмотра. В результате современного изучения древних ядер платформ выявлено много месторождений определенных рудных формаций, в том числе промышлен-

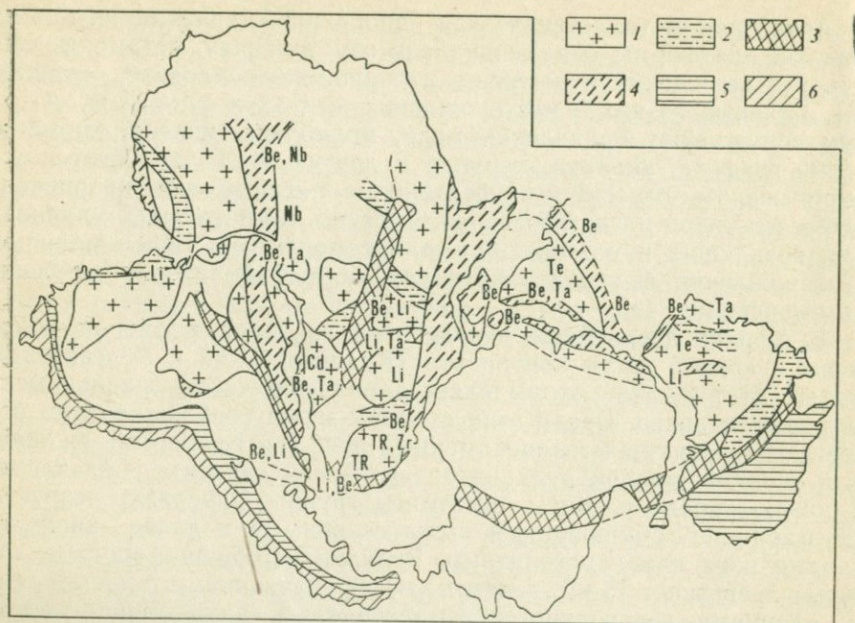


Рис. 3. Схема размещения докембрийских редкометалльных провинций Гондваны.
По [13]; упрощено.

1 — древние щиты (4—2,5 млрд. лет); 2 — пояса эбурнейского цикла (2,2—1,8); 3 — то же, позднепротерозойские (1,4—0,9); 4 — позднерифейские области активизации; 5 — варисциды; 6 — альпиды

ных. Все они, как правило, локализованы в пределах зеленокаменных поясов, представляющих собой своеобразные деструктивные образования, развитие которых сопровождалось длительной активностью ультраосновной и основной ювенильных магм.

Древнейшая металлогения наибольшей продуктивностью обладает в пределах зеленокаменных поясов Западно-Австралийского, Каапваальского, Родезийского и Канадского щитов. По данным И. И. Абрамовича и И. Г. Клушина [24], рудоносные вулканы этих поясов обладают наиболее низкими содержаниями калия (0,2—0,3%), слабой окисленностью железа (15—20%), малыми концентрациями железа и высокими алюминия. Эти щиты отличаются также относительно небольшой мощностью земной коры (36 км). Что касается Балтийского, Украинского и Алданского щитов, то вулканы развитых здесь зеленокаменных поясов содержат в два раза больше калия и меньше алюминия при повышенной концентрации железа и преобладании закисного железа над окисным. Мощность земной коры в них значительно выше. Индостанский щит занимает промежуточное положение между этими двумя группами.

И. И. Абрамович и И. Г. Клушин [24] объясняют отмеченное различие щитов разными стадиями их зрелости. Появлению базальтов на европейских щитах предшествовало более длительное

геологическое развитие, в течение которого произошла дифференциация мантийного вещества. С этим обстоятельством они связывают отсутствие здесь коматиитов и большую мощность земной коры.

Более интенсивную рудоносность архейских зеленокаменных щитов Канады, Австралии и Африки, чем сходных образований Восточно-Европейской и Сибирской платформ, естественно связать с первичной дифференциацией верхней мантии и отсутствием последующего метаморфизма. В этом случае не исключается возможность возникновения раннеархейских месторождений и на европейских щитах, уничтоженных в процессе следовавших метаморфизма и гранитизации.

Подавляющее большинство архейских рудных месторождений относится к стратиформному типу и является вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями. Лишь более поздние пегматитово-редкометалльные месторождения, связанные с гранитоидами, секущими вулканогенно-осадочные накопления зеленокаменных поясов, являются метаморфогенными. Наконец, в архее возник широкий фронт рассеяния рудных элементов как в пределах первичной континентальной коры, так особенно в вулканитах супракрустальных и чарнокит-гранулитовых поясов, выступающих в качестве резерва рудного вещества для образования последующих месторождений.

РАННЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Стратиграфическая шкала докембрия после совещания, состоявшегося в 1977 г. в г. Уфе, была значительно изменена — приняты новые геохронологические рубежи. В частности, для протерозоя было установлено двучленное деление за счет отнесения раннепротерозойской эпохи к архею, а среднепротерозойской — к раннему протерозою. Между тем существующая терминология стала привычной в геологической практике, вследствие чего она сохраняется даже в новейших работах [6, 21, 23, 32 и др.]. Поэтому автор также пользуется старой геохронологической схемой, лишь ранне- и среднепротерозойский периоды объединены в одну эпоху (2,6—1,65 млрд. лет).

В конце архея зеленокаменные пояса — аккумуляты древнейших рудных месторождений Земли — были полностью консолидированы в качестве составных частей протоплатформ. Последние, по данным Е. Е. Милановского [32], в раннем протерозое на большей своей площади испытывали поднятие, а в локальных прогибах формировался протоплатформенный чехол. Одновременно возникли первые протогесинклинальные зоны, более крупные, чем архейские зеленокаменные пояса, но несравненно менее значительные по размерам, чем геосинклинальные пояса неогей. В течение раннего и отчасти среднего протерозоя эти зоны испытали полное геосинклинальное развитие, складчатость, гранитоидный магматизм, после чего припаялись к протоплатформам. Послед-

ние выступают в виде грандиозного по размерам континентально-го блока, возможно, единого на поверхности Земли. Этот период Г. Штилле назвал «альгомской консолидацией» (рис. 4).

Наравне с отмеченными структурами в протоплатформах Е. Е. Милановский намечает узкие шовные зоны, подвергшиеся значительному погружению и активному магматизму. При этом вначале здесь обычно изливались вулканогенные породы умеренно-кислого состава, которые позже сменились основными и ультраосновными мантийными лавами. Время образования этих зон, названных «проторифтовыми», совпадает с заложением протогеосинклиналей, но их развитие следует по иному пути. Одни из проторифтовых зон развивались в режиме растяжения, в других растяжение сменялось сжатием, обеспечившим деформацию осадков и их метаморфизм в зеленосланцевой ступени.

Металлогенические особенности раннепротерозойских протогеосинклиналей, протоплатформенного чехла и проторифтовых зон различные. Первые из них достаточно широко развиты в пределах всех древних платформ. Так, на Северо-Американской платформе к ним принадлежат зоны Ист-Арм, п-ова Лабрадор; на Африканской — пояс Лимпопо, разделяющий Родезийский и Каапваальский щиты, Эбурнейский пояс Западной Африки, пояса Кибали, Убений и Лукоши в Центральной Африке, а также более молодой пояс Кибара — Бурунди — Анколе (1400—900 млн. лет), занимающий трансафриканское положение (рис. 5); в Австралии — пояс Маунт-Айза (среднепротерозойский); на Восточно-Европейской платформе — складчатые системы свекофеннокарелид и т. д.

Металлогения этих структурных элементов относительно однообразна. С собственно геосинклинальным этапом связано образование среднепротерозойских колчеданных месторождений, приме-

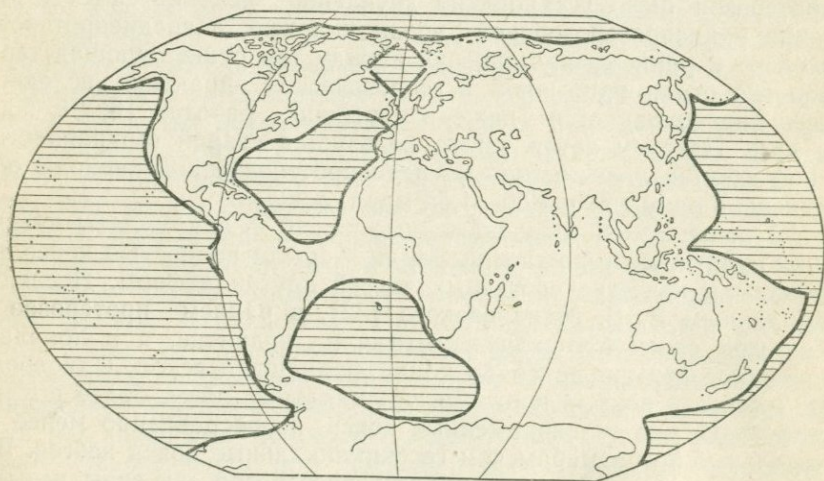


Рис. 4. Мегаяга Г. Штилле.

Заштрихованы отдельные впадины древнейших океанов

ром которых могут служить рудные районы Карелии (Хаутоваара и др.) с их серноколчеданной минерализацией, а также Финляндии и Швеции (Оутокумпу, Болиден и др.).

Эти метаморфизованные серно- и медно-цинковоколчеданные месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным толщам раннего протерозоя и относятся к полигенетическим вулканогенно-осадочным и гидротермально-метасоматическим рудным залегам уральского типа [43]. Их образование характерно для первичных эвгеосинклинальных зон, заложенных на океанической коре и служащих, по мнению Г. М. Власова, аналогами внешних островных дуг.

В среднем протерозое возникают первые в истории развития земной коры уникальные по масштабам месторождения свинца и цинка, относящиеся к колчеданно-полиметаллической формации. Они локализованы в аргиллитогенных (с различной по объему примесью вулканического материала) толщах. Широко развиты эти гидротермально-осадочные месторождения в зонах определенного типа, которые сопоставляются с современными окраинными морями. Среднепротерозойские их представители известны на Австралийской платформе, их возраст 1,8—1,4 млрд. лет (Брокен-Хилл, Маунт-Айза). В этих месторождениях сосредоточены крупные запасы свинца, цинка, отчасти меди и других металлов. Так, на месторождении Брокен-Хилл с 1883 г., когда оно было открыто, добыто 120 млн. т серебро-свинцово-цинковой руды с содержанием суммы металлов свыше 25%. Оруденение приурочено к интенсивно метаморфизованным — до гранулитовой ступени — породам первично вулканогенно-осадочного характера. По простираению оруденение прослежено на 7,3 км, при ширине 250 м и протяженности на глубину 850 м. Нижне-среднепротерозойская геосинклиналь Маунт-Айза (северо-западная часть Квинсленда) сложена интенсивно дислоцированными и метаморфизованными породами, вмещающими разновозрастные интрузивные тела. В западной ее части расположены медное и серебро-свинцово-цинковое месторождение Айза-Майн и серебро-свинцово-цинковое Хиктон-Майн. Начиная с 1931 г. здесь добыто свыше 40 млн. т руды с содержанием меди 3% и 32 млн. т — с содер-

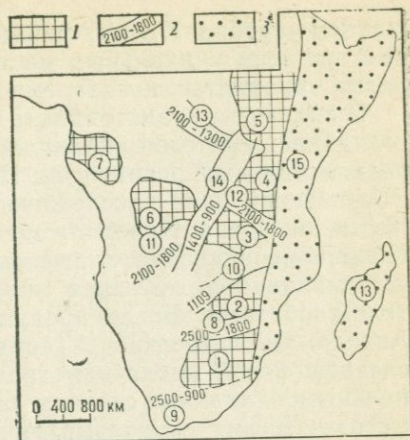


Рис. 5. Щиты и платформы Южной Африки. По [13].

1 — щиты: 1 — Каапваальский, 2 — Родезийский, 3 — Замбийский, 4 — Танзанийский, 5 — Западного Нила, 6 — Касайский, 7 — Гвинейский; 2 — складчатые пояса (цифры — возраст в млн. лет): 8 — Лимпопо, 9 — Намакский, 10 — Ирумиды, 11 — Лукоши, 12 — Убендий, 13 — Кибали-Буганда, 14 — Кибара — Бундунди—Анколе; 3 — область активизации 15 — (Восточно-Африканская)

жанием серебра 178 г/т, свинца 7,4% и цинка 5,8% [30]. Полные аналоги этих уникальных месторождений известны и в более молодых складчатых поясах, вплоть до мезозойских.

С обильным гранитоидным магматизмом, ознаменовавшим консолидацию протогеосинклиналей, связаны многочисленные поля редкометальных пегматитов. По данным С. Е. Колотухиной [13], Эбурнейский пояс прослеживается через Мали и Берег Слоновой Кости, откуда его продолжение улавливается на Гвианском щите Южно-Американской платформы. Повсеместно в пределах пояса устанавливается литиевая минерализация с сопутствующими танталом-ниобатами. Более продуктивен пояс Кибара — Бурунди — Анколе. Он пересекает Уганду, Руанду, Бурунди и Заир. С последней фазой внедрения гранитоидов, тяготеющих к антиклинальным складкам, связаны оловоносные и редкометальные пегматиты. В них обрабатывается бериллий, попутно — танталит, микролит и амблигонит, местами (Руанда, Бурунди, Заир) — касситерит.

В Австралии в поясе Маунт-Айза возраст гранитов от 1800 до 1400 млн. лет. С ними связана уран-редкоземельная минерализация (Мэри-Катлин). В южной части этой провинции пегматиты обрабатываются на берилл, танталит и берtrandит (Майка- и Тала-Крик). Аналогичные пегматиты имеются в Гренландии и на северо-западе США. Пегматиты с редкоземельной минерализацией встречаются также в пределах Балтийского, Украинского и Алданского щитов.

На Балтийском щите к раннепротерозойским относятся мусковитовые и керамические пегматиты с колумбитом; среднепротерозойскими являются молибденовая минерализация в гранитах (Ялонварское месторождение), колумбит-касситеритовая гидротермальная, керамические пегматиты Приладожья, шеелитовые скарны (Коммунарское), кварцевые жилы с молибденитом (Картошинское), олово-полиметаллические скарны и грейзены (Питкьярнтское) и другие [23].

На Украинском щите в раннем протерозое широко проявились гранитовые и мигматитовые формации орогенного этапа, с которыми связаны редкометальные пегматиты, проявления меди, молибдена, свинца и цинка. Аналогичное оруденение, а также вольфрамовое, флюоритовое и топазовое, ассоциирует со среднепротерозойскими гранитами Волянского и Приазовского блоков [25].

На Алданском щите с раннепротерозойской мигматит-гранитовой формацией связан ряд проявлений мусковитовых пегматитов (Становой комплекс), а к среднепротерозойским гранитам тяготеет молибденовое оруденение в кварцевых жилах (Талгинское месторождение), а также флюоритовое, оловянное и вольфрамовое оруденение [6].

Вторым типом структур, возникших в рамках рассматриваемого крупного мегацикла, служат осадочные чехлы протоплатформ, отличающиеся от чехлов древних платформ большей мощностью осадков и более интенсивными их деформированностью и

метаморфизмом. Это обстоятельство, естественно, обеспечивается высокой подвижностью и проницаемостью протоплатформ. Магматизм и металлогения данных структур специфичны и порой весьма продуктивны. Классический пример их — уникальные по запасам и содержанию металлов золото-ураноносные конгломераты Южной Африки, где ежегодно добывается 750—800, а в некоторые годы до 1000 т золота.

Протоплатформенный чехол Трансвааля, Оранжевой и Капской провинций несогласно перекрывает архейский Каапваальский щит, который сложен мощными терригенными, вулканогенными и карбонатными отложениями серий Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль [13]. Время формирования чехла 2—3 млрд. лет. Богатые золото-урановые руды, представляющие собой метаморфизованные древние россыпи, приурочены к горизонтам конгломератов, носящих название «рифов». Они содержат включения хромита, циркона, граната, золота, уранинита, монацита, иридосмина, ксенотима, рутила, пирита, платины, алмаза и других минералов.

Серия Доминион-Риф слагает нижнюю часть разреза авлактена, а сменяющие ее более молодые осадки распространены на обширных площадях протоплатформы и в прогибах достигли весьма значительных мощностей — 10 км и более. Они относятся как к континентальным, так и морским эпиконтинентальным пляжным накоплениям. В западной части Африки в эпиэбурнейском протоплатформенном чехле залегают золотоносные конгломераты Ганы, Бенина и Того (1650—1600 млн. лет). Они содержат преимущественно самородное золото, уранинит встречается не повсеместно.

На Канадско-Гренландском щите отложения, сходные с породами, слагающими район Витватерсранд (2800—2100 млн. лет), входят в состав слабометаморфизованного протоплатформенного чехла Афэбия. Он начинается основными и кислыми вулканогенными отложениями, которые перекрыты мощной толщей обломочных пород, где сосредоточены крупные месторождения золото-ураноносных конгломератов известного рудного района Блайнд-Ривер. Однако золота в них значительно меньше, чем в аналогичных месторождениях ЮАР.

Не менее известны золото-ураноносные конгломераты Бразилии — месторождение Сьерра-ди-Жакобина (Морру-ду-Венту). Сейчас установлено, что их возраст аналогичен возрасту Витватерсранда и Блайнд-Ривера [13]. Рудоносная серия Жакобина состоит из кварцитов, содержащих пластиы итабиритов, а также линзы золото-ураноносных конгломератов — рифов.

Второй, также весьма продуктивной рудной формацией, характеризующей металлогению платформенных чехлов, в том числе протоплатформенных, является формация медистых песчаников и сланцев. Стратиформные месторождения и проявления этой формации, по данным Ю. В. Богданова и В. П. Феоктистова [8], расположены в северной части Забайкалья и локализованы в ниж-

непротерозойском (2—1,6 млрд. лет) комплексе, выполняющем обширный Кодаро-Удоканский прогиб, входящий в состав Олёкмо-Становой складчатой области. В развитии прогиба выделяются две толщи — ранняя флишоидная и более поздняя, сменяющая ее молассовая. Флишоидная толща (чиминская серия) в низах содержит вулканиты основного состава, которые контролируются тектоническими зонами. Медное оруденение располагается на различных уровнях, преимущественно на перифериях Кодаро-Удоканского прогиба, и тяготеет к горизонтам песчаников. Оруденение представлено халькопиритом, борнитом и халькозином, образующим тонкую вкрапленность, реже скопления сплошных сульфидных руд линзообразной формы. В качестве примесей присутствуют молибден, свинец, никель, кобальт, мышьяк и висмут.

Молассовая толща (кеменская серия) вмещает Удоканское месторождение медистых песчаников, расположенное в центральной части прогиба. Оруденение приурочено к переслаивающимся песчаникам, алевритам и аргиллитам. Тела линзо- и пластообразной формы сложены борнит-халькозиновыми и борнит-халькопиритовыми рудами, обычно не содержащими примесей.

Рудоносные отложения Кодаро-Удоканского прогиба унаследованно развиты по протоавлакогену. Они пересекаются массивами щелочных гранитов и сиенитов, возраст которых 1770—1600 млн. лет. Вместе с тем как флишоидная, так и молассовая толщи остаются слабодислоцированными и метаморфизованными — низкие стадии зеленосланцевой ступени [21].

Аналогичные, но пока недостаточно изученные медные с кобальтом месторождения известны и на Балтийском щите, где они приурочены к останцам протоплатформенного чехла возраста 2,2—2 млрд. лет. Выделяются два типа месторождений: 1) халькопирит-пиритовый кобальтсодержащий в сланцах и известковистых породах, 2) халькопирит-халькозиновый в песчаниках и кварцитах. Первые (Кузаранда) развиты в Онежском прогибе. Для них характерна вкрапленность сульфидов в осадочных породах, обычно тонкорассеянная, но местами довольно интенсивная. Проявления второго типа (Маймъярви) расположены в центральной части Карелии. Медное оруденение приурочено к толще мощностью 200 м, сложенной песчаниками и кварцитами [23].

Третьей достойной упоминания рудной формацией, месторождения которой залегают в протоплатформенном чехле, является колчеданно-полиметаллическая в терригенных отложениях. Эта весьма важная в практическом отношении формация должна быть подразделена на два главных тектонических типа — геосинклинальный и протоплатформенного чехла. Первый, представленный интенсивно метаморфизованными и дислоцированными рудными залежами, был рассмотрен на примере австралийских месторождений Брокен-Хилл и Маунт-Айза. Ко второму следует отнести близкие по возрасту, но слабометаморфизованные пологозалегающие рудные тела протерозойских месторождений Мак-Артур в Австралии, Салливан в Канаде, район Кёр д'Ален в США. Они

приурочены к терригенным толщам, перекрывающим фундамент платформы, либо срединного массива.

Наконец, к типу месторождений, возникших на протоплатформенном чехле, можно условно отнести продуктивные урановые месторождения, описанные В. И. Казанским [8] на примере рудной провинции оз. Атабаска Канадского щита. Здесь архейский метаморфический фундамент перекрывается среднепротерозойским протоплатформенным чехлом формаций Атабаска и Мартин. Известные жильные и штокверковые урановые месторождения Гуннар, Эйс, Фей и другие залегают в мощных зонах щелочных метасоматитов среди архейских гнейсов, а недавно открытые никель-урановые месторождения Ки-Лейк и другие — на периферии впадины Атабаска, выполненной пологолежащими неизменными песчаниками. Месторождения относятся к сложному, по В. И. Казанскому, «постметаморфическому» типу, обязанному своим формированием длительной мобилизации рудного вещества из фундамента под влиянием метаморфизма, выветривания и последующего переотложения. Аналогичными являются ураноносные натровые метаморфиты, известные на многих древних платформах.

К третьему типу структур относятся рифтоподобные линейные зоны растяжения, названные Е. Е. Милановским [32] «проторифтовыми». Среди них выделяются зоны, возникшие под влиянием только растяжения континентальной коры и структуры, в развитии которых растяжение сменялось сжатием. Они различаются степенью тектонической деформации, характером магматизма, а как следствие — и металлогении.

К первой группе проторифтов Е. Е. Милановский относит Великую Дайку Замбии длиной 675 км и мощностью 10 км. Следуя вдоль западной кромки Мозамбикского чарнокит-гранулитового пояса, она пересекает все древнейшие образования щитов и протогеосинклиналей Южной Африки. В составе Великой Дайки выделяются четыре ультраосновных лополитовых комплекса (с севера на юг): Музенгези, Хартли, Селюкве и Ведза. Каждый из них состоит из ряда слоев, имеющих синклиналиную форму, что обусловлено их кристаллизацией из самостоятельных порций магматического расплава [18]. Обобщенный разрез комплексов следующий: подошву «дайки» слагают безрудные ультраосновные породы пироксенитового состава, далее идет слой, представляющий собой главный горизонт этого грандиозного комплекса с богатым хромитовым оруденением. Сложен он (снизу вверх) хромитовым горизонтом, который разобщен пластом гарцбургитов на две части, далее следует пикрит, затем оливинный пироксенит и мощная толща пироксенитов, содержащая в верхней части сульфидную минерализацию. Завершается разрез слоем габброноритов. Мощность главного продуктивного слоя 225 м. Возраст пород Великой Дайки 2530 млн. лет. Крупнейшие запасы хромитов сосредоточены в комплексах Музенгези и Хартли.

В 200 км к югу, в пределах Каапваальского щита в провинции Трансвааль расположен лополит Бушвелд, самый крупный в ми-

ре из расслоенных интрузивов. Состав пород варьирует от дунитов, перидотитов и пироксенитов до поритов, габбро, анортозитов и диоритов. Их возраст 1950 млн. лет. Несколько более молодые — граниты, гранофиры и фельзиты, слагающие кровлю плутона. Запасы хромита, платиноидов и титаномагнетита на месторождениях, генетически связанных с различными разновидностями пород Бушвельдского интрузива, являются крупнейшими в мире. Генетически рудообразование также весьма разнообразно и представлено ортомагматическим, пегматитовым, гидротермальным и экзогенным типами. Строение массива сложное — в нем выделяются пять блюдцеобразных тел, в которых расслоенные изверженные породы падают к центру под углом от 15 до 30° [18].

Рудоносность Бушвельдского комплекса широко известна. В его пределах расположены уникальные по масштабам и богатству руд месторождения: хромита в дунитах и пироксенитах; платины и платиноидов в трубках гортонолитового дунита, а также совместно с никелем, медью и хромом в рифе (пласте) Меренского, сложенного двумя слоями пироксенита; железа, титана и ванадия в верхней зоне расслоенной серии плутона. Помимо этого здесь развиты промышленные месторождения олова и флорита, золота в кварц-карбонатных жилах, свинца и цинка в трубообразных залежах, магнетита в зонах выветривания перидотитов [18].

К юго-западу от Бушвельдского интрузива в пределах вытянутой глубокой впадины развиты нижнепротерозойские базальты и дациты системы Вентерсдорп (2,3 млрд. лет). В противоположном, северном направлении на непосредственном продолжении Великой Дайки в пределах Танганьикского архейского щита расположен рой даек возраста 2,5 млрд. лет.

Исходя из этого в южной части Африки Е. Е. Милановский [32] выделяет крупнейшую зону разломов общей протяженностью свыше 3 тыс. км, представляющую собой раннепротерозойский пояс проторифтового типа (рис. 6). Его северная часть спустя 2 млрд. лет была унаследована Афро-Аравийской рифтовой зоной.

Аналогичного состава, но значительно меньшего размера расслоенные массивы ультраосновного-основного состава известны в других частях Африки (Тамангулу, Инчели, Колони, Инсизва, Купенс), Шотландии (Рам, Скай), Гренландии (Скергаард), США (Стилуотер, Дулут), Канады (Садбери), а также на Балтийском и Алданском щитах. В них отмечается чередование перидотитов, дунитов, пироксенитов, норитов, габбро и анортозитов. С данными массивами связано хромитовое, титаномагнетитовое, и преимущественно медно-никелевое оруденение.

Величайшим в мире сульфидным медно-никелевым месторождением является Садбери (пров. Онтарио, Канада). Здесь до 1965 г. в 40 рудниках добыто свыше 10 млн. т меди и никеля. Рудоносный расслоенный эруптив эллиптической формы имеет длину 48 и ширину 22 км. Он состоит из концентрических полос микропегматита и норита, прорванных дайками кварцевых диоритов (апофизы). Медно-никелевое оруденение локализовано на

периферии норита и в апофизах. На контакте между микропегматитом и норитом развита апатитовая минерализация. Возраст норита 1,9, микропегматита 1,7 млрд. лет [18].

Важное промышленное значение имеет также группа серебряно-кобальтовых месторождений (Кобальт, Гоуганда), расположенных к востоку от месторождения Садбери в рудном районе Тимискаминг. Оруденение связано с диабазовым силлом Ниписсинг (2200 млн. лет), залегающим среди вулканитов серии Киватин.

Магматические медно-никелевые месторождения характерны также для металлогении Кольского полуострова, Карелии и Финляндии. Здесь они проявились дважды — в раннем протерозое в связи с габбро-норитовым, оливинит-перидотит-габбровым и гипербазитовым комплексами, а также более интенсивно в среднем протерозое в связи с габбро-верлитовым Печенгским комплексом и перидотит-пироксенит-норитовыми Мончегорским и Ловозерским комплексами. Эти месторождения расположены в пределах проницаемых Печенгско-Имандра-Варзугского и Куоло-Выгозерско-Кожозерского поясов [23].

Основными типами медно-никелевых руд Балтийского щита являются: 1) сидеронитовая вкрапленность в магматических породах, 2) массивные и брекчиевидные богатые руды, несколько более поздние, чем первичные вкрапленные. Состав руд постоянный и определяется тремя главными минералами — пирротинном, пентландитом и халькопиритом. В качестве примесей присутствуют железо, титан, хром, платиноиды, мышьяк, кобальт, цинк, молибден, вольфрам и др. Среди месторождений этой рудной формации Д. В. Рундквист и В. Н. Соколова [8] в едином ряду мафитового — ультрамафитового вулканизма выделяют два крайних члена пород и руд. Из них Мончегорское месторождение представляет собой интрузивный вариант, а Печенгские — вулканогенно-интрузивный, что важно при решении вопросов генезиса месторождений данного типа.

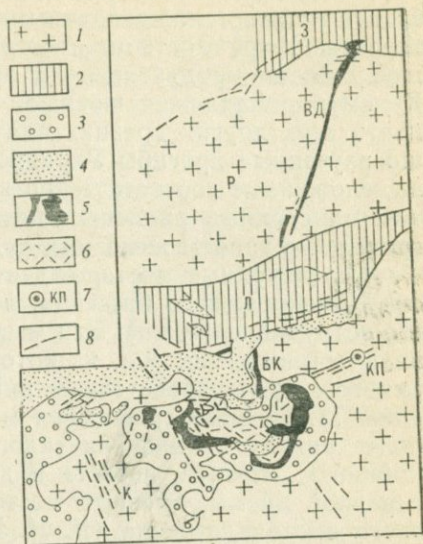


Рис. 6. Докембрийские рифтогенные структуры Южной Африки. По В. И. Казанскому [38]; схематизировано.

1 — архейские щиты: Р — Родезийский, К — Каапваальский; 2 — протогейсинклинальные зоны: Л — Лимпопо, 3 — Замбези; 3 — протоплатформенный чехол; 4 — супергруппа Вотерберг; 5 — ультраосновные расслоенные массивы: ВД — Великая Дайка, БК — Бушвельдский комплекс; 6 — гранофиры; 7 — ультращелочной массив центрального типа — комплекс Палабора; 8 — разломы

Иными являются протоавлакогены, выполненные в нижней части вулканогенно-осадочными толщами, сменяющимися выше терригенно-кремнистыми отложениями. Этот тип структур в высшей степени продуктивен на оруденение джеспилитового типа. К нему принадлежат шовные прогибы Восточно-Европейской и почти всех других древних платформ. Примером их служат хорошо изученные прогибы Украинского щита и Воронежского массива, сложенные соответственно криворожской и курской джеспилитовыми сериями раннепротерозойского возраста. Они содержат громадные запасы железных руд.

Железорудные месторождения Украинского щита, и в частности Криворожского бассейна, детально изучили Я. Н. Белевцев и его сотрудники [8, 25]. Эти месторождения объединены ими в ряд металлогенических зон, из которых основные запасы богатых и рядовых руд сосредоточены в Криворожско-Кременчугской зоне (рис. 7). Помимо громадных масс железа в этой зоне развиты более ранние проявления эндогенного оруденения меди, никеля, кобальта, апатита, асбеста и др. Они связаны с активностью основной магмы, имевшей место при заложении раннепротерозойского протоавлакогена (Я. Н. Белевцев считает его геосинклиналью), который унаследованно развивался на месте архейского зеленосланцевого пояса.

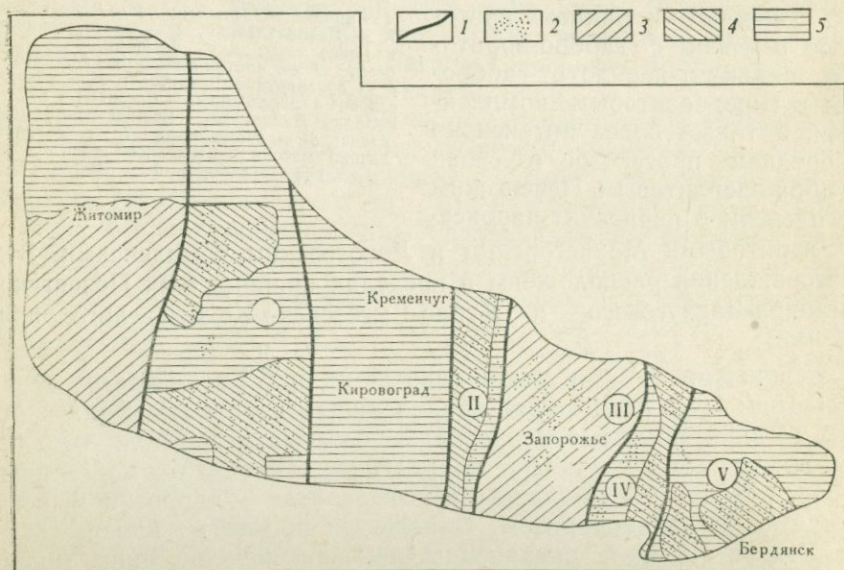


Рис. 7. Районы развития железистых пород Украинского щита. По Я. Н. Белевцеву и Ю. М. Епатко [8]; схематизировано

1 — границы рудоносных площадей; 2 — рудоносные площади; 3 — вулканогенные толщи, возраст 3,5—2,7 млрд. лет; 4 — вулканогенно-осадочные породы, возраст 3,5—2,7 и 2,6—1,8 млрд. лет; 5 — осадочные породы, возраст 2,6—1,8 млрд. лет; рудные зоны: I — Одесско-Белоцерковская, II — Криворожско-Кременчугская, III — Приднепровская, IV — Орехово-Белоозерская, V — Приазовская

Криворожско-Кременчугская зона линейно вытянута в меридиональном направлении на 200 км, северное ее продолжение, по геофизическим данным, находится за пределами Днепровско-Донецкой впадины, в Воронежском массиве (Курская магнитная аномалия), а южнее фиксируется магнитными аномалиями в Черноморском бассейне.

В пределах зоны развиты преимущественно карбонатно-талковые, кварц-серицитовые, силикатно-железистые сланцы, метакварциты, железистые кварциты и джеспилиты; хлорит-магнетитовые, кварц-магнетит-гематитовые и богатые железные руды общей мощностью свыше 6 км. Они отвечают в основном зеленосланцевой, отчасти амфиболитовой ступеням метаморфизма и образуют систему крупных антиклинальных и синклинальных складок. Возраст отложений 1,7—1,8 млрд. лет.

Оруденение связано с джеспилитовой железисто-кремнистой формацией и относится главным образом к метаморфогенно-гипергенному и метаморфогенному типам. В первом из них — саксаганском типе — содержится 85% запасов богатых железных руд. Глубина их распространения достигает 4 км, а окисления (мартитовые руды) 2—2,5 км. Метаморфические руды приурочены к контакту с перекрывающей терригенной толщей или развиты на участках щелочного метаморфизма.

В пределах КМА крупнейшие месторождения железистых кварцитов развиты в протерозойских протоавлакогенах. Они образуют две узкие зоны, вытянутые на значительные расстояния (рис. 8). Д. А. Михайлов [8] различные масштабы архейских и протерозойских месторождений данной области связывает со степенью их метаморфизма. Протерозойские толщи Белгородско-Брянской и Оскольско-Орловской полос содержат многочисленные изолированные пластовые тела железистых кварцитов различных размеров. Они локализуются на контактах протерозойских прогибов с кристаллическим фундаментом. В отличие от Криворожского бассейна здесь в составе рудовмещающих толщ в значительном объеме присутствуют вулканиты преимущественно основного состава. Наиболее крупные месторождения железа, как и в Кривом Роге, приурочены к участкам с максимальной мощностью рудовмещающих толщ.

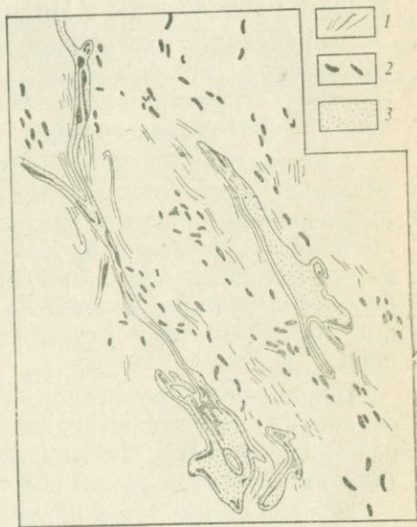


Рис. 8. Схема размещения железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. По Д. А. Михайлову [8]; схематизировано.

Месторождения железистых кварцитов: 1 — архейские, 2 — нижнепротерозойские; 3 — нижнепротерозойские рудоносные зеленокаменные пояса

Аналогичные крупные месторождения железа джеспилитовой (итабиритовой) формации известны на Северо-Американской платформе, где богатые руды типа Суперниор полностью соответствуют саксаганскому или собственно криворожскому. Они развиты у оз. Верхнее. В 1958 г. в северо-западной части Австралии в протерозойской провинции Хамерсли-Рейндж были открыты богатые метаморфические руды, развитые по полосчатым железистым кварцитам и называемые здесь «вторично обогащенные гематитовые руды». Эти руды содержат в среднем 63% железа и в настоящее время интенсивно обрабатываются тремя крупными рудниками. Месторождения пока не оконтурены. Предположительно они включают 1—2% запасов железа, сосредоточенных в железистых кварцитах, где содержание железа не превышает 30% [30].

В Африке месторождения железа типа железистых кварцитов, в том числе богатые, известны во многих местах, но наиболее значительные из них (многие миллионы тонн запасов руды) находятся в пределах Родезийского щита. Годовая добыча железа здесь превышает 600 тыс. т [7]. Аналогичным является известный железорудный район на Бразильской платформе — Минас-Жерайс, где сосредоточены богатые железорудные месторождения, имеющие важное экономическое значение. Они относятся к более молодому, позднедокембрийскому возрасту (1,3—0,9 млрд. лет). Сходные крупные и богатые месторождения железа, часто с марганцем, расположены в Индии (шт. Бихар и Орисса).

Крупнейшие месторождения раннего — среднего протерозоя закономерно размещаются в пределах трех главных типов геологических структур: протогеосинклинальных, протоплатформенного чехла и протоавлакогенах.

Геосинклинальный процесс сопровождается образованием колчеданных месторождений. Эти месторождения сходны с однотипными фанерозойскими, однако метаморфизованы они в значительно большей степени. Другой тип колчеданных (колчеданно-полиметаллических) месторождений геосинклиналей приурочен к терригенным толщам, совместно с которыми он подвергся интенсивной складчатости и метаморфизму, вплоть до гранулитовой ступени.

Рудоносность орогенного гранитоидного магматизма отличается спецификой, свойственной и последующим проявлениям этого важнейшего этапа, знаменующего собой рождение сиалического («гранитно-метаморфического») слоя земной коры.

Металлогения протоплатформенного чехла весьма продуктивна. В протоавлакогенах также локализуются уникальные по масштабам и набору металлов рудные месторождения. На принадлежность к рифтогенным структурам джеспилитов указывает характерное для них антидромное развитие магматизма, отсутствие моласс, относительно слабый метаморфизм.

После затишья эндогенной активности, длившегося 300 млн. лет [40], на границе среднего и позднего протерозоя произошла региональная регенерация геосинклинального режима, дробление континентального блока земной коры и заложение планетарных геосинклинальных поясов — Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Азиатского, Атлантического, — развитие которых в неогее и определило главные черты современной тектоники земной коры. Рифейская регенерация обусловила индивидуализацию древних платформ — Лавразии и Гондваны, представлявших собой мощные стабильные континентальные массивы северного и южного полушарий Земли (рис. 9). Е. Е. Милановский [32] связывает с этим процессом общее расширение планеты. Оно обусловило не только заложение глобальных геосинклинальных поясов, но и сложной сети авлакогенов в пределах древних платформ. Их развитие в среднем рифее сопровождалось мощным базальтоидным магматизмом, а также формированием субщелочных и габброидных плутонов. Если дальнейшее развитие геосинклиналей привело к последовательному рубцеванию океанических впадин молодой континентальной корой, то авлакогены, за исключением некоторых их типов, сохранились в качестве депрессионных зон в теле древних платформ, а их вулканогенное и осадочное выполнение слагает нижний структурный этаж платформенного чехла.

Деструктивное направление развития, обычно существовавшее в периоды региональной регенерации, находит свое выражение не только в образовании многочисленных авлакогенов, но

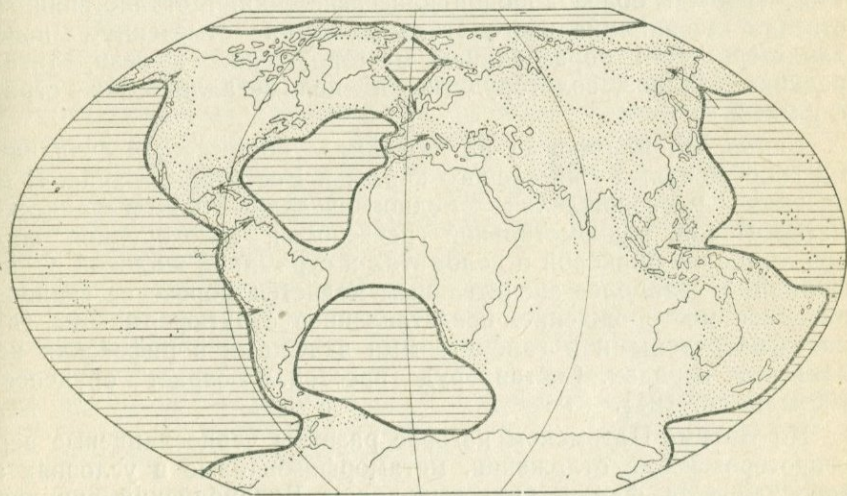


Рис. 9. Альгомская революция Г. Штилле.

Выделенные точками площади были регенерированы в геосинклинали, а остальные площади образуют древние континенты; заштрихованы протоокеаны

также и формирования сводово-глыбовых структур. Вероятно, их типичные представители появляются именно в рифее; примеры более ранних сводовых воздыманий этой природы пока не доказаны.

Таким образом, число главнейших геологических структур, обладающих специфическими особенностями строения, магматизма и металлогении, в рифее возрастает. К ним относятся геосинклинальные пояса, платформенный чехол, авлакогены и сводово-глыбовые поднятия древних платформ. Рудоносность каждой из них заслуживает самостоятельного рассмотрения.

Среди геосинклинальных зон рифейского возраста можно выделить две категории: 1) протерозойские и раннерифейские, завершившие свое развитие в результате гренвильской, либо байкальской эпох складчатости, 2) планетарные геосинклинальные пояса, заложившиеся преимущественно в среднем рифее. Для первых из них характерны орогенные этапы развития, сопровождаемые обильным гранитоидным магматизмом, для вторых — геосинклинальные этапы со свойственным им базальтоидным вулканизмом.

К геосинклинальным зонам первой категории можно отнести складчатое обрамление Сибирской платформы (Енисейский кряж, Саяно-Байкальская область), кибариды в Центральной Африке, бразилиды в Южной Америке, аделаиды в Австралии. С другой стороны, ряд позднепротерозойских орогенных поясов на перифериях Балтийского, Канадско-Гренландского (Гренвиллская провинция) щитов, в Африканской (катангиды, дамариды) и Индостанской платформах (Делийский пояс) принято связывать с тектоно-магматической активизацией. По всей видимости, эти структуры требуют более подробной классификации. Металлогения собственно геосинклинального этапа развития отмеченных поясов характеризуется образованием месторождений железа, титана, редких металлов, золоторудных и полиметаллических стратиформных.

Сибирская платформа на юго-западе обрамляется складчатыми сооружениями Енисейского кряжа и Восточного Саяна. В них развиты месторождения медноколчеданно-полиметаллической, магнетитовой, редкометальной грейзеновой, золоторудной жильной, свинцово-цинковой в доломитах и сурьмяной жильной рудных формаций. Наиболее значительным является Горевское свинцово-цинковое месторождение, представленное стратиформными галенит-сфалеритовыми и галенитовыми залежами в рифейских карбонатных породах. Состав руд простой. Возраст оруденения 900 млн. лет [24].

На Витимо-Патомском нагорье развиты черносланцевые верхнепротерозойские отложения, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Они выполняют Бодайбинский синклиниорий, содержащий вкрапленно-прожилковую золото-сульфидную минерализацию. Рудовмещающие песчано-сланцевые отложения серицитизированы, карбонатизированы и пиритизированы [24].

В байкалидах Северного Прибайкалья, в верхнепротерозойской эвгеосинклинальной Муйской зоне расположено Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение. В нижней части разреза рифейских отложений залегают основные вулканы, выше сменяющиеся рудоносной толщей, принадлежащей к черносланцевой формации. Зоны разлома контролируют выходы базитов и ультрабазитов, несущих медно-никелевое оруденение. Рудовмещающие породы (кварциты, графитовые слюдяно-кварцкарбонатные сланцы) претерпели метаморфизм амфиболитовой фации. Рудные тела представлены двумя типами — стратиформные гидротермально-осадочные залежи и секущие прожилково-вкрапленные руды. Первые образуют согласные пластообразные жилы богатых руд полосчатой текстуры, дислоцированные вместе с вмещающими породами. Руды сложены пиритом, пирротинном, сфалеритом, галенитом и халькопиритом [14].

В Индии медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения расположены в трех докембрийских эвгеосинклинальных поясах — Кхетри, Сингххум и Завар. В пределах первого существенно медные руды (рудное поле Саладипура), залегающие в метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложениях, содержат никель и кобальт. Во втором поясе находятся месторождения Мосабони, Бадиа и другие, также существенно медные. В третьем поясе, сложенном существенно терригенными породами, размещаются колчеданно-меднополиметаллические месторождения (Саргипали, Мохия Магра, Завар Мала и др.). Предположительно, все они относятся к вулканогенно-осадочным.

На Аравийской платформе в Саудовской Аравии относительно недавно открыты крупные колчеданные месторождения в вулканогенной рифейской формации Халабан. Они представлены серно-, отчасти медноколчеданными (Нукра, Вади-Бида), а также колчеданно-полиметаллическими (Ад-Давадими) месторождениями. Первые локализованы среди интенсивно дислоцированных и метаморфизованных вулканитов, вторые — преимущественно в осадочных отложениях. В Африке крупное медно-цинковоколчеданное месторождение Приска согласно залегает в верхнепротерозойской осадочно-вулканогенной толще Коппертон (ЮАР), а колчеданно-полиметаллическое месторождение Рош-Пина — в аналогичных отложениях формации Кэпок.

Гренвиллский метаморфический пояс, как это сейчас установлено, развился по раннедокембрийским кристаллическим породам, слагавшим восточную часть Канадского щита, в результате тектоно-магматической активизации. С этим процессом связано внедрение массивов габброанортозитов с известными крупными железотитановыми месторождениями Канады (п-ов Лабрадор) и США (массив Адирондак) [36].

С широко распространенным в орогенные этапы гранитоидным магматизмом, сопровождавшим замыкание рифейских геосинклиналей, а также повторно проявившимся позднее и способствующим формированию вулканоплутонических поясов, связаны мно-

гочисленные, иногда очень крупные месторождения: пегматитовые, грейзеновые и плутонические гидротермальные с редкометальной и золото-сульфидной минерализацией. Они отражают сходство орогенной металлогении, унаследованно прослеживающейся от архейских зеленокаменных поясов, через ранне- и среднепротерозойские до рифейских складчатых поясов. Если архейские и раннепротерозойские гранитоиды имеют преимущественно метаморфогенное происхождение, то здесь магматические образования присутствуют наравне с метаморфическими.

В рифее после двух тектонических эпох — кибарской (1200—900 млн. лет) и катангской (650—620 млн. лет) — на древней Африканской платформе был сформирован чехол вулканогенных и осадочных отложений. Складчатые отложения Кибарид в Заире, Замбии, Конго и Танзании с угловым несогласием перекрывают слабометаморфизованными пологозалегающими осадками группы Катанга. В ней встречаются отложения серий Нижний и Верхний Роан, Мвашия, Большой конгломерат и Кунделунгу, возраст которых 520 млн. лет [13 и др.].

Длина Медного пояса, расположенного в Заире и Замбии, свыше 350 км. Крупные месторождения пояса, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток — Кипуши, Банкрофт, Нчанга, Нкана, Роан-Антилопа, Мтуга — образуют цепь вдоль идеально прямой линии. Параллельно этому главному поясу, частично на территории Конго, прослеживается пояс медных месторождений — Этуаль-дю-Конго, Муфулира, Бвана-Мкубва (рис. 10). Столь четко выраженное линейное размещение свидетельствует о приуроченности месторождений к зонам глубинных разломов, в данном случае скрытым. Это подтверждается залеганием в основании платформенного чехла вулканогенно-осадочного комплекса авлакогенного типа.

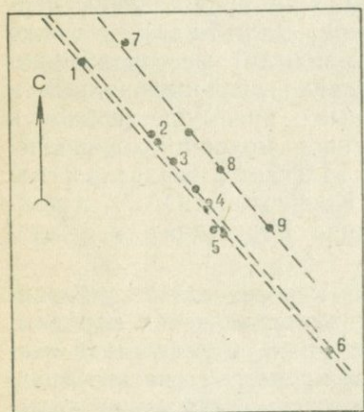


Рис. 10. Главные месторождения Медного пояса Замбии:

1 — Кипуша, 2 — Банкрофт, 3 — Нчанга, 4 — Нкана, 5 — Роан-Антилопа, 6 — Мтуга, 7 — Этуаль-дю-Конго, 8 — Муфулира, 9 — Бвана-Мкубва; пунктиром показано распространение рудных поясов

В западной части пояса развиты месторождения формации медистых сланцев, а в восточной — медистых песчаников. Первые имеют большое промышленное значение — в них сосредоточено две трети общих запасов месторождений Медного пояса. Приурочены они к горизонту, называемому «рудная формация» и расположенному в основании серии Нижний Роан. Рудная формация сложена слоистыми аргиллитами (80—90 %) и доломитами (10—20 %), которые подстилаются подрудными конгломератами и кварцитами.

В пределах рудных полосчатых сланцев сульфиды — пирит,

халькопирит, борнит, халькозин — образуют вкрапленность и при-мазки вдоль плоскостей напластования. Практическое значение имеют также кобальт-, никель и урансодержащие минералы. Медные месторождения Южной Африки в настоящее время большинством геологов, их изучавших, считаются осадочными. Они испытали зеленосланцевый метаморфизм и частичное переотложение в жилах альпийского типа. На продолжении пояса в Намибии расположено известное месторождение Цумб с богатыми медно-свинцово-цинковыми рудами с высоким содержанием германия. Помимо германия промышленное значение здесь имеют кадмий, индий и рений. Уникальные медные и полиметаллические месторождения Центральной и Южной Африки характеризуются четким стратиграфическим контролем и закономерно размещаются на различных горизонтах серий Нижний и Верхний Роан и Кунделунгу. В подстилающих породах порой обнаруживается дрожилково-вкрапленное и жильное оруденение.

Остатки рифейского чехла сохранились в центральной части древней Бразильской платформы, где они представлены сериями Лаврас и Бамбуи — аналогами группы Катанга. Первая из них сложена песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и тиллитами, параллелизуемыми с Верхним Роаном и Большим конгломератом группы Катанга, а серия Бамбуи отвечает толще карбонатных пород мощностью свыше 1000 м. В последних расположены крупные полиметаллические месторождения (Вазанти и др.) стратиформного типа. В них установлена примесь ванадия, кадмия, серебра, германия и галлия [13].

К рифейскому чехлу Сибирской платформы приурочены медистые песчаники и сланцы Прибайкало-Енисейского пояса. Медные проявления развиты среди красноцветной малассоидной формации, образовавшейся в прибрежно-морских и дельтовых условиях. Руды представлены халькозином, борнитом, халькопиритом, ковеллином. Рудоносные горизонты выдержаны на значительных площадях. Мощность рудных тел 6—8 м. В медных проявлениях Сухарикинской зоны она повышается и составляет 18—40 м [21].

Области тектоно-магматической активизации в рифее могут быть отчетливо подразделены на два типа — сводово-глыбовые поднятия с сиалическим магматизмом и рифтогенные структуры с ультраосновным, базальтоидным и щелочным магматизмом. Вместе с тем далеко не во всех случаях удастся провести отчетливую грань между орогенными и сводово-глыбовыми структурами активизации. Такая систематика требует детального знакомства с геологией конкретных районов, эволюцией магматизма и глубинным их строением.

Обширные области позднепротерозойской активизации, обусловившей создание сводово-глыбовых структур и вулканоплутонических поясов, распространены на многих древних платформах, преимущественно Южного полушария Земли. Платформы Северного полушария в этот период испытывали главным образом активизацию рифтогенного типа. На Балтийском щите гранитоид-

ная активизация, сопровождаемая подъемом поверхности «М» и формированием изверженных пород кислого состава и их эффузивных аналогов, имела место 1700—1400 (рапакиви) и 1300—900 (граниты) млн. лет назад. Наиболее отчетливо позднепротерозойская активизация проявилась в Приладожье, где известны месторождения и проявления олова, железа, вольфрама, молибдена, цинка, свинца, меди, ниобия, тантала. Железо и олово связаны с гранитами рапакиви возраста 1530, 1450 и 1420 млн. лет; сульфидное оруденение более позднее. Молибденовая минерализация известна также в Прионежье и на Кольском полуострове. В южных районах Финляндии и Норвегии, центральных и южных районах Швеции встречается молибденовое, вольфрамовое, серебряное, золотое, свинцовое, цинковое, урановое позднепротерозойское оруденение [24].

На Украинском щите в пределах Волынского блока в позднем протерозое образовался сложнодифференцированный Осницкий комплекс пород габбродиорит-гранодиоритовой формации, а также гранитов рапакиви—анортозитов (Коростенский комплекс) и гранитно-щелочной формации Кержанского комплекса. С метасоматически измененными разновидностями этих пород—щелочными апогранитами, грейзенами и пегматитами—связано наличие редкометальной минерализации, цветных металлов и флюорита [27].

Возможно, что процессы гранитоидной тектоно-магматической активизации способствовали формированию известных верхнепротерозойских урановых месторождений северо-западной части Канадского щита—районов Большого Медвежьего озера (1400 млн. лет), а также озера Атабаска. Они залегают преимущественно в архейских толщах Эко-Бей, Тензин и других, но связаны с повторным орогенным магматизмом, вызвавшим значительное омоложение пород в данных районах.

Мощные процессы гранитоидной тектоно-магматической активизации в 650—450 млн. лет охватили все материк Гондваны. Так, по данным, обобщенным С. Е. Колотухиной [13], так называемый Мозамбикский пояс рифей-вендских кольцевых массивов гранитов и сопровождающих их кислых вулканитов, прослеживается на территории Египта, Судана, Сомали, Эфиопии, Кении, Уганды, Мозамбика и Мадагаскара. На побережье Красного моря и на юге Аравийской пустыни в гранитах отмечается тантало-ниобиевая минерализация. В других частях пояса редкометальные граниты, грейзены и пегматиты содержат колумбит, бетафит, берилл, монацит, самарскит, лепидолит и висмут. Крупным является пегматитовое месторождение Алту-Лигонья в Мозамбике. Большое промышленное значение имеют также пегматитовые месторождения Мадагаскара, в которых помимо бериллия, ниобия и тантала содержатся уран и редкие земли.

Совершенно аналогичный гранитоидный рудный пояс развит на юге Индостанской платформы и в Шри-Ланка. Здесь, кроме отмеченной редкометальной минерализации, в пегматитах обна-

руживаются драгоценные камни (изумруд, хризоберилл, аквамарин).

На плато Ахаггар в Центральной Сахаре зарождается другой аналогичный пояс рифейской гранитоидной тектоно-магматической активизации. Здесь в 1968 г. автор обследовал несколько куполов гранита типа таурирт, приуроченных к меридиональной зоне Ренессанс с возрастом 600—500 млн. лет. С апогранитами и грейзенами связаны небольшие, но промышленные месторождения вольфрама (Ренессанс), а также проявления касситерита, топаза, колумбита. К югу этот пояс через плато Аир и Джос протягивается в Нигерию, а продолжением его можно считать Восточно-Бразильский пояс активизации (рис. 11). В пегматитах Нигерии содержатся касситерит, колумбит, берилл, турмалин, апатит, лепидолит.

В Бразилии редкометалльная минерализация сосредоточена на плато Борборена и в шт. Минас-Жерайс. В многочисленных пегматитовых жилах первого гигантские кристаллы берилла ассоциируют с колумбитом, висмутином, сподуменом, уранинитом и молибденитом. Вторая провинция — литиевая (месторождение Назарену).

Аналогичными, но несколько более древними (1000—800 млн. лет) являются редкометалльные пегматиты северной части Индии с бериллиевой минерализацией, но содержащие также литий, ниобий, тантал, уран и редкие земли. Продолжение этого пояса находится в Восточных Гатах, где развиты слюдоносные пегматиты (Неппурский пояс). Предполагается, что непосредственной связью с ним обладают мусковитовые пегматиты Западной Австралии, возраст которых 680—1040 млн. лет. Вероятно, продолжение этого пояса находится в прибрежной части Восточной Антарктиды (см. рис. 3).

Тектоно-магматическая активизация базальтоидного авлакогенно-рифтогенного типа проявилась в позднем протерозое более интенсивно, чем гранитоидная, и, пожалуй, в металлогеническом отношении она была продуктивнее. Охватывает она два временных интервала — 1600—1200 млн. лет и 700—600 млн. лет. Для первого из них характерны относительно кратковременная, но достаточно бурная жизнь структур

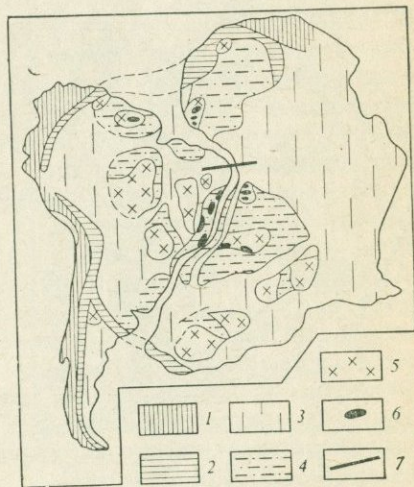


Рис. 11. Единство рудоносных площадей Африки и Южной Америки. По [13]; схематизировано.

1 — альпиды Анд и Северной Африки; 2 — герциниды; геосинклинально-складчатые области; 3 — с возрастом 500—1300 млн. лет, 4 — с возрастом 1800—2200 млн. лет (эбрунейские); 5 — архейские ядра; 6 — чарнокиты; 7 — трансформные разломы

авлакогенного типа, а для второго — зарождение и дальнейшее развитие в фанерозое типичных рифтогенных систем.

Авлакогены, выделенные Н. С. Шатским, представляют собой грабены длиной до тысячи километров, шириной до сотни километров и глубиной 10 км и более, приуроченные преимущественно к плитам платформ. Их появление знаменует собой первую стадию развития платформенного чехла. Среди них выделяются сквозные, пересекающие всю платформу, следующие от геосинклинального пояса к платформе, внутри которой они выклиниваются, и внутренние, не выходящие за пределы платформы. Начальная стадия развития некоторых авлакогенов сопровождается мощным базальтоидным вулканизмом, реже интрузивами габброидов и массивами щелочных пород. Замыкание авлакогенов в некоторых случаях сопровождалось складчатостью, обычно же они сохраняли грабенообразную форму или трансформировались в синеклизы. Широкое распространение авлакогенов в рифее связывается с тектонической регенерацией, имевшей место 1600—1300 млн. лет назад.

Широкое развитие рифейских авлакогенов установлено в пределах Восточно-Европейской платформы, где они образуют сложную сеть (рис. 12), однако их изученность остается на весьма низком уровне, поскольку глубокие горизонты, формировавшиеся часто в условиях повышенной активности ювенильной магмы, перекрыты мощными более поздними накоплениями осадочного платформенного чехла. К наиболее значительным представителям рифейской металлогении, обязанным своим происхождением магматизму авлакогенов, по-видимому, следует отнести известное апатит-магнетитовое месторождение Кирунаваара, расположенное на севере Швеции, связанное с сиенитами и сиенит-порфирами. Аналогичные, но менее значительные месторождения имеются также в центральной части Швеции и в Норвегии.

В. Н. Мошкин и другие исследователи [24] в числе докембрийских аноксидитсодержащих формаций выделяют расслоенные аноксидит-габбровые интрузии платформенного этапа развития. К ним относятся массивы Цагинский и Главного хребта на Балтийском щите и Фластдэ в Норвегии. К ним приурочены мес-

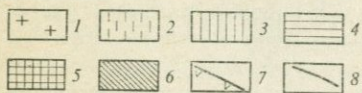
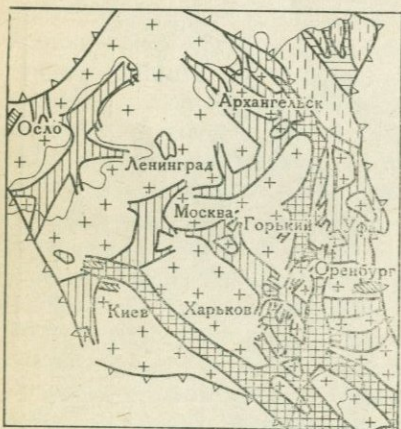


Рис. 12. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. По [4]; несколько упрощено.

1 — древние щиты; 2 — сводовые поднятия байкальского цикла; авлакогены: 3 — байкальские, 4 — герцинские, 5 — байкало-герцинские, 6 — каледонские; границы: 7 — платформы, 8 — авлакогенов

торожения ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд. С авлакогенами также связана активность карбонатитовой магмы. Такого рода сложные тантал-ниобийсодержащие комплексы известны в Швеции (Альнё), Норвегии (Фён), на Балтийском (Ковдор), а также Украинском (Черниговская зона) щитах [27].

На Сибирской платформе, по данным Н. С. Малича и Е. В. Тугановой [21], к крупным рифейским авлакогенам относятся Иркинейский, Удинский, Котуйский, Уринский, разграничивающие Сибирский древний кратон на отдельные блоки. В Алданской провинции установлен ряд массивов центрального типа, объединенных в Арбарастахский комплекс. Они сложены ультраосновными породами (600—688 млн. лет), окаймленными по периферии карбонатитами, сиенитами и фенитами. Здесь локализуется железо-титановое, флогопитовое и магнетит-флогопитовое оруденение. С расслоенными интрузивами Станового хребта, сложенными дунитами, троктолитами и габброноритами, связаны медно-никелевые проявления, а с Чинейским массивом габброноритов, залегающим в меденосной Удоканской серии, — линзы и жилы медно-кобальтово-никелевых руд.

Позднедокембрийская металлогения Северо-Американской платформы более продуктивна. Так, рудоносным является крупный, сложной формы авлакоген Кьюиноу. Он сложен базальтовыми толщами мощностью 10 км. Вулканогенные образования вмещают синхронные им расслоенные массивы габбродиабазов и габброанортозитов (Дулут). Заложение авлакогена произошло в раннем рифее, а в среднем, в период Гренвиллской тектоно-магматической эпохи, он испытал складчатость. В пределах авлакогена на южном берегу оз. Верхнее в шт. Мичиган (США) расположены известные месторождения самородной меди и медистых песчаников Уайт-Пайн. Первое из них приурочено к конгломератам Коппер-Харбор и Лаван-Портефи-Лейк, а второе — к подстилающим песчаникам и сланцам Нонсач (1046 млн. лет). На месторождении самородной меди оз. Верхнее добыто 5 млн. т меди, ныне на его долю приходится всего 2% общей добычи меди в США, тогда как на долю медистых песчаников Уайт-Пайн — 5% [36]. Аналогичные месторождения самородной меди залегают среди верхнепротерозойских базальтов в ущелье р. Коппермайн на берегу Большого Невольничьего озера (Канада). Здесь минерализация представлена самородной медью с халькозином в лавах, а также богатыми меденосными кальцитовыми жилами в секущих зонах разрывов.

На севере Африканской платформы в пределах Антиатласа, где в конце раннего протерозоя консолидировалась геосинклиналь Бу-Аззер — Эль-Граара, можно предположить, что в рифее возник авлакоген, на дне которого отложились мощные вулканогенные толщи, обрамляющие складчатые структуры Буазерид. Этот предполагаемый авлакоген окаймляется двумя крупными долгоживущими субширотными разломами, выделенными здесь Ю. А. Шубертом и А. К. Фор Мюре [31]. С развитием авлако-

гена следует связать возникновение кобальтового золотосодержащего месторождения Бу-Аззер, эксплуатируемого с 1930 г., и относительно недавно изучавшегося группой геологов под руководством Г. А. Крутова.

В позднем рифее проявляются и собственно рифтогенные структуры — первые вестники активного мезо-кайнозойского рифтинга. К ним в Восточной Африке относятся многочисленные месторождения карбонатитов с ниобием и редкими землями. К рифейским из них относятся карбонатиты Замбии (Нкомба-Хилл) и Малави (Иломба). Их возраст 655—680 млн. лет. Они контролируются разломами, унаследованно развивавшимися в дальнейшем, вплоть до кайнозоя [13]. Рифейские карбонатиты известны и на Индостанской платформе. Интересно отметить, что и первые движения вдоль сложной рифтовой системы Св. Лаврентия в восточной части Канады также относятся к рифею. Здесь крупными разломами контролируется ряд рудоносных массивов карбонатитов [48]. Можно полагать, что к позднему рифею относятся корни и многих других региональных рифтовых систем, развитие которых, как это сейчас устанавливается, охватывает весьма длительный период геологического времени. На рис. 13 в виде упрощенной схемы показаны важнейшие рудные месторождения докембрия.

Приведенный краткий очерк металлогении докембрия позволяет сделать некоторые выводы. Так, важная закономерность рельефо проявляется на фоне рассмотрения главных рудоносных докембрийских структур — необратимая, поступательная их эволюция от одного цикла к другому по пути все большего усложнения их морфологии, разнообразия сопутствующего магматизма и оруденения, повышенной гетерогенности строения земной коры. В архее встречаются три типа геологических структур; в раннем протерозе отмирание одной из них (зеленокаменные пояса) компенсируется возникновением трех новых (протоплатформы, протогеосинклинали, протоавлакогены); в среднем протерозе одновременно с унаследованно развивающимися древними структурами появляются новые — орогенные гранитоидные пояса; в рифее формируется тектонический план, наследующийся фанерозойским мегациклом и определяемый наличием древних платформ, планетарных геосинклинальных поясов и зародышей рифтовых систем.

Не менее существенная закономерность намечается в отношении степени и характера рудоносности рассмотренных главных типов геологических структур. В протогеосинклинальных поясах четко различаются между собой типы месторождений, возникшие в собственно геосинклинальные и орогенные (в том числе повторные) этапы их развития. В первом случае рудные формации обнаруживают связь с ювенильными, в различной степени дифференцированными базальтоидными магмами, во втором — с гранитным магматизмом или метаморфизмом. В обоих случаях широкое региональное распространение приобретают промышленные место-

рождения меди, золота, свинца, цинка, некоторых редких металлов.

Развитие протоавлакогенов и подобных им структур в одних случаях происходит за короткое геологическое время и ограничивается этапом раздвига, который сопровождается погружением и обильным магматизмом, сменяющимся накоплением мощных терригенных отложений платформенного чехла. В других случаях авлакогены замыкаются в результате сжатия и складчатости вулканогенно-осадочных пород.

С ювенильным магматизмом связаны крупные и уникальные месторождения железа, титана, хрома, меди, никеля, кобальта, платины и некоторых других металлов.

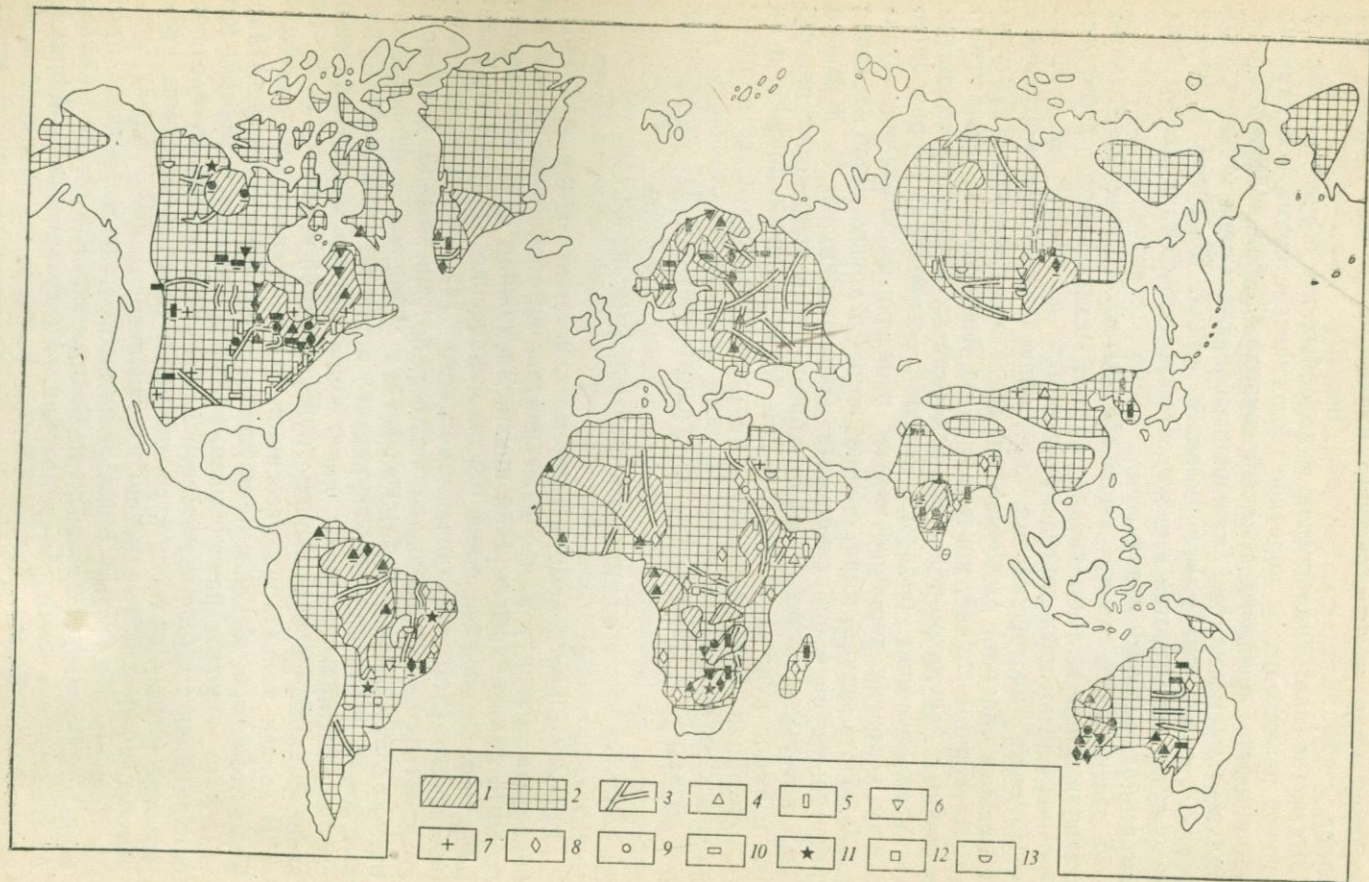
Наконец, месторождения, возникшие в протоплатформенном чехле, как правило, размещаются над авлакогенными структурами. Во всяком случае, повсеместно, за исключением лишь чисто осадочных нерудных полезных ископаемых, устанавливается рудоконтролирующая роль глубинных региональных разломов. В этих условиях порой возникают уникальные скопления металлов — золота, урана, меди, свинца, цинка и других. Все сказанное свидетельствует о справедливости заключения В. В. Жданова [24], который считает, что при гранитизации происходит рассеяние и вынос рудных элементов, при базификации — привнос и их концентрация. Исходя из этого протоактивизацию и тектоно-магматическую активизацию необходимо четко разграничивать, как это делает М. С. Нагибина, на гранитоидную и базальтоидную.

ФАНЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Вопросам постдокембрийской металлогении посвящена столь обширная литература, что даже краткое ее обобщение потребовало бы отдельной объемистой книги. Заслужили самостоятельного монографического описания металлогенические особенности Тихоокеанского [34] и Средиземноморского [42] геосинклинально-складчатых поясов, большое число работ посвящено металлогении Урала, Средней Азии, Казахстана, Аппалач и Норвежских каледонид. Придерживаясь принятого принципа, можно попытаться сжато охарактеризовать лишь основные черты металлогении главных типов фанерозойских структур земной коры.

В состав планетарных геосинклинально-складчатых поясов — Тихоокеанского, Средиземноморского, Урало-Азиатского, Атлантического — входят разнообразные тектонические элементы геосинклинального (эв- и миогеосинклинальные зоны), эпиплатформенного (чехлы платформ, срединных и краевых массивов, краевые прогибы) и активизационного типов.

Древние и молодые (эпикарельские и эпипалеозойские) платформы — Восточно-Европейская, Сибирская, Китайская, Северо-Американская, Южно-Американская, Антарктическая, Африканская, Индостанская, Австралийская — состоят из фундамента, обнаженного в пределах щитов, и чехла, перекрывающего плиты.



В их пределах выделяются области гранитоидной сводово-глыбовой активизации, системы континентальных рифтов и области фанерозойского траппового магматизма.

Океанические впадины, большинство из которых очень молодые (начиная от поздне мелового, реже раннемезозойского), включают срединно-океанические хребты, трансформные разломы, океанические вулканические постройки, океанические плиты (талассократоны) и глубоководные желоба, по которым проходит граница океанов и континентов.

Длина Тихоокеанского пояса, опоясывающего кольцом впадину Тихого океана, более 70 тыс. км. С. С. Смирнов в работе «Тихоокеанский рудный пояс» выделил в нем внешнюю мезозойскую оловоносную и внутреннюю третичную меденосную зоны. В рифее складчатые сооружения были ориентированы параллельно контурам Тихого океана, что свидетельствует о его древности [34].

Средиземноморский межконтинентальный пояс вытянут в субширотном направлении на расстояние свыше 15 тыс. км, разграничивая древние платформы Лавразии — Восточно-Европейскую, Сибирскую, обломки Китайской — от Гондваны — Африкано-Аравийской, Индостанской. Он совпадает с мезозойским океаном Тетис, но заложился значительно раньше — в период существования Палео- и Прототетиса (по Г. Штилле), на что указывает наличие в его составе байкалит, слагающих ядра геоантиклиналей и срединных массивов [42].

Атлантический пояс включает Аппалачскую систему на востоке Северной Америки, западную часть Норвегии и север Великобритании (Грампианская геосинклиналь). Эти противоположные ветви разъединяются Атлантическим океаном, возникшим в позднем мезозое. Единство этих составных частей подтверждается наличием металлогенической зональности, устанавливаемой в Скандинавских каледонидах и Аппалачах.

Урало-Азиатский пояс, выделенный М. В. Муратовым, может быть разделен на два неравнозначных отрезка — Уральский и Центрально-Азиатский, которые отличаются по строению и особенностям металлогении. Позднепротерозойское время их заложения достаточно четко устанавливается по анализу мощностей и формаций отложений окраинных частей Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Тихоокеанский и Средиземноморский пояса испытывают геосинклинальное развитие от позднего рифея до антропогена, тогда как Атлантический и Урало-Азиатский — от раннего рифея до конца герцинской эпохи.

Рис. 13. Схема размещения важнейших рудных месторождений докембрия. Составлена с использованием работ [7, 8, 13, 21, 23, 28, 30], а также карты рудоносности докембрия, вышедшей в 1979 г.

1 — протоплатформы; 2 — докембрийские платформы; 3 — протоавлакогены; рудные месторождения: 4 — железистых кварцитов и марганца, 5 — хромита и титаномагнетита, 6 — медно-никелевые, 7 — карбонатитовые, 8 — пегматитовые, грейзеновые, апогранитовые, 9 — золоторудные, 10 — колчеданные, 11 — золото-ураноносных конгломератов; 12 — медистых песчаников и сланцев, 13 — свинцово-цинковые в карбонатных породах; Возраст месторождений: черные знаки подчеркнуты — раннедокембрийские, черные знаки не подчеркнуты — ранне-среднепротерозойские, светлые знаки — рифейские

Отмеченные пояса заложились на раздробленном платформенном фундаменте архейско-среднепротерозойского возраста. Реликты этой некогда великой платформы присутствуют в составе поясов в виде многочисленных срединных массивов. Во многих из них (Буреинский, Ханкайский, Кваимо, Молданубский, Родопский и другие) локализуются докембрийские месторождения железистых кварцитов, марганца, графита, флогопита, пегматитовых жил. Их образование не связано с развитием данных подвижных поясов, а отражает более древнюю историю коры.

Кратко рассмотрим геосинклинальную металлогению складчатых поясов, фанерозойских чехлов платформ, а также областей тектоно-магматической активизации.

Тихоокеанский пояс характеризуется в основном мезо- и кайнозойской металлогенией. Что касается протерозойских и палеозойских рудных месторождений, то они здесь встречаются относительно редко, что объясняется влиянием последующих процессов метаморфизма и гранитизации, приведших к уничтожению древних месторождений.

В северо-западной части пояса, по данным Е. А. Радкевич [34], выделяется ряд секторов, представляющих собой самостоятельные металлогенические области. В пределах северо-восточной части СССР пояс построен ветвями мезозойских складок, обрамляющих Колымский срединный массив — Яно-Колымской и Чауно-Чукотской, а также Охотско-Чукотской и Корякско-Камчатской геосинклинальными системами. В составе первой участвуют следующие металлогенические зоны: 1) Приколымская, где с батолитами гранита связаны грейзены и скарны с оловом, вольфрамом и редкими металлами; на некотором удалении от них находятся месторождения ртути и отчасти сурьмы; 2) Верхнеколымско-Индибирская с кварцево-жильными золото-сурьмяными месторождениями; 3) Верхоянская — главная оловоносная зона с оруденением касситерит-силикатной, касситерит-кварцевой и касситерит-сульфидной формаций (Кестер, Улахан-Эгелях, Депутатское); 4) Западно-Верхоянская с олово- и вольфрамоносными полиметаллическими месторождениями (Имтанджа). В Чауно-Чукотской зоне с меловыми кислыми гранитами связаны месторождения олова и вольфрама (Паляваамский район), на периферии которых в основных вулканитах развито ртутное оруденение (Полянское, Пламенное).

Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс перекрывает складчатые структуры мезозойского и более древнего возраста. Он сложен вулканитами преимущественно кислого состава и их гранитоидными комагматами. С субвулканическими фациями ассоциирует серебряное оруденение, с гранитоидами повышенной основности — медно-молибденовое, с кислыми гранитами — оловянное (Омсукчанский район).

К отмеченным металлогеническим зонам, входящим во внешнюю ветвь Тихоокеанского пояса (по С. С. Смирнову), на востоке примыкает Корякско-Камчатская система, входящая уже в состав

внутренней его ветви. В Корякском звене системы развиты цепочки ультрабазитов, возраст которых от позднепалеозойского до мелового; в них отмечаются проявления хрома, никеля, меди и ртути. Восточнее выступают верхнемеловые покровы кварцевых порфиров и массивы гранитов, с которыми связаны месторождения касситерит-силикатной формации.

В Центрально-Камчатской зоне установлены палеозойские основные породы с медно-никелевым оруденением и цепь умеренно-кислых гранитоидов, которым отвечает меднопорфировая минерализация во вторичных кварцитах, а также зональный ряд полиметаллических, ртутных и серных проявлений. Далее к востоку находится область современного активного вулканизма.

От Тихоокеанского пояса в поперечном направлении далеко на запад прослеживается Монголо-Охотская ветвь. Вдоль нее развиты обширные зоны позднепалеозойской — мезозойской тектономагматической активизации, но имеются и геосинклинальные системы, например, территория Восточного Забайкалья. Эта субширотная геосинклинальная зона на юге включает Приаргунское поднятие, представляющее собой пояс полиметаллических месторождений (Смирновское и другие). Севернее находится основной геосинклинальный прогиб, выполненный терригенными отложениями позднепалеозойско-юрского возраста. С ним совпадает пояс оловорудных, отчасти вольфрамовых месторождений (Хапчеранга, Букука). Еще дальше к северу на срединный массив налегает пояс с молибденовым оруденением (Давенда). Рудная минерализация непосредственно связана с гранитоидным магматизмом, унаследованно развивавшимся в период от позднего палеозоя до конца мезозоя.

Сихотэ-Алинь и Баджалский антиклинорий Е. А. Радкевич [34] объединяет в единую Восточно-Азиатскую область и выделяет в ней несколько тектонических (они же металлогенические) зон. На западе области в Хингано-Олонойской зоне среди меловых вулканитов локализуются месторождения олова (Хинган, Олонойское). Восточнее, в Баджалском поднятии с гранитоидами ассоциируют оловянная и молибденовая минерализации. Далее следует Горинский мезозойский прогиб, сложенный в верхней части меловыми вулканогенными породами и гранитоидами. Здесь расположен Комсомольский оловоносный район.

Сихотэ-Алинская система на юго-западе ограничена Ханкайским срединным массивом, в палеозойских гранитах которого установлено флюоритовое, оловянное, вольфрамовое, свинцовое и цинковое оруденение (Вознесенский район). На западе в антиклинорийной зоне, сложенной палеозойскими осадками, с молодыми гранитами связаны проявления олова и вольфрама, наиболее значительные в пределах крупной разломной зоны (Центральный структурный шов). Далее к востоку в синклинории, выполненном мощными терригенными палео- и мезозойскими осадками, перекрытыми кислыми вулканитами верхнего мела — палеогена, размещается Главный оловоносный пояс. К гранитоидным комагма-

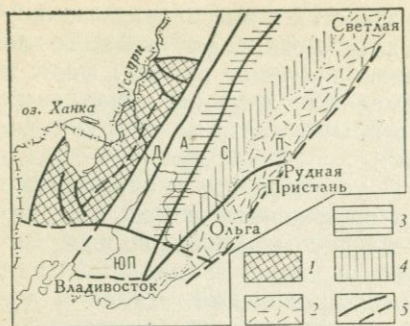


Рис. 14. Главные рудоносные тектонические структуры Приморья. По [34].

1 — Ханкайский срединный массив (Sn, Fe, W); 2 — верхнемеловой вулканический пояс (Pb, Zn, Sn); 3 — подзона Центрального структурного шва (W, Sn); 4 — Водораздельная подзона (Sn); 5 — разломы; тектонические зоны: Д — Даубихинская синклинальная, А — Сихотэ-Алинская антиклинальная, С — Сихотэ-Алинская синклинальная, П — Прибрежная антиклинальная, ЮП — Южно-Приморская

там вулканитов приурочены месторождения касситерит-сульфидной формации (Кавалеровский, Краснореченский и другие районы). С Прибрежной зоной поднятия, сложенной карбонатными палеозой-нижнемезозойскими породами, совпадает краевой вулканоплутонический пояс, представляющий собой южное продолжение Охотско-Чукотского пояса. С разновидностями вулканических и интрузивных пород ассоциирует пестрое по составу оруденение (рис. 14) скарново-магнетит-полиметаллическое (Ольгинский район), скарново-полиметаллическое (Дальнегорский район), оловополиметаллическое (Черemuховое месторождение).

Японские острова объединяют полициклическую, сложнопостроенную систему, металлогения которой в настоящее время изучена достаточно детально. В карбонатных породах, входящих в состав докембрийского метаморфического блока Хида, развиты трещинные скарново-полиметаллические (Камиоока), неогеновые касситерит-сульфидные (Акенобе) и золото-серебряные месторождения. В приокеанской палеозой-мезозойской эвгеосинклинальной зоне Самбагава локализуются палеозойские вулканогенно-осадочные медноколчеданные месторождения (Бесси), мезозойские марганцевые, а также третичные образования сурьмы и ртути. С миоценовой формацией «зеленых туфов» связаны колчеданные месторождения типа Куроко, имеющие сложный генезис. В северной части о. Хонсю проявлена золото-теллуровая и вольфрамовая минерализация. В юго-западной части Японии в терригенной зоне Титибу к верхнемеловым кислым вулканоплутоническим образованиям приурочены месторождения вольфрама и олова. На о. Кюсю в молодых вулканитах залегают месторождения золота. Крупный разлом Медиана делит Японию на северную часть, развившуюся на зрелой континентальной коре, сходной с Сихотэ-Алинем, и южную, базирующуюся на океанической коре. Этим обстоятельством, по-видимому, обусловлена и пестрота типов развитых здесь рудных месторождений.

В Юго-Восточной Азии, на территории п-ва Корея, КНР и Таиланда геосинклинальная металлогения выражена слабо, поскольку здесь возникла обширная область тектоно-магматической активизации. В Индонезийской системе наблюдается чередование базальтоидных геосинклинальных зон с гранитоидными — ороген-

ными. В последних, относящихся к раннему мезозою, содержатся месторождения олова (Клаппа-Кампит), а в первых, сложенных гипербазитами и основными вулканитами,— проявления золота и меди. Филиппинский архипелаг рассекается субмеридиональным разломом на две части — восточную, в пределах которой развиты третичные вулканиты, и западную, где распространены мезозойские карбонатные породы. Здесь в меловых ультрабазитах установлены небольшие хромитовые и медноколчеданные месторождения, в палеогеновых вулканитах — колчеданные, в миоценовых диоритах — меднопорфиновые и золоторудные [34].

В восточной части Австралии известны эвгеосинклинальные складчатой области. Они вмещают крупные колчеданные месторождения Розбери, Геркулес, Фаррел, Вудлаун, Кэптен Флет и другие, представляющие собой мощные залежи массивных меднополиметаллических руд, согласные с вмещающими лавами и пирокластолитами последовательно дифференцированных вулканитов кембрия и силура [14].

В Тасмании широко развиты также весьма богатые и оригинальные месторождения олова. Залегают они в отложениях верхов рифея — кембрия, представленных чередующимися аргиллитами, песчаниками, карбонатными сланцами, базальтовыми лавами и их пирокластолитами. Наибольшее распространение имеют стратиформные залежи колчеданных руд, содержащие наложенную касситеритовую минерализацию. Одни австралийские геологи связывают касситеритовое оруденение с девонскими гранитами, непосредственно обнажающимися в рудных районах, либо представленных дайковой фацией. Однако другие, например К. Найт, считают основную массу оловянных руд осадочными образованиями, а наличие редких жил связывают с последующим метаморфизмом и переотложением рудного вещества.

В восточной части Австралии развиты и более молодые, позднегерцинские месторождения олова (район Эммавилль — Торрингтон). Формирование их протекало в широком температурном интервале: от высоко- до низкотемпературных, приповерхностных. Залегают они преимущественно в пермских риолитах [30].

В Северной Америке на Тихоокеанском побережье расположена грандиозная ветвь геосинклинально-складчатого сооружения Кордильер, протягивающихся на 10 тыс. км. Она состоит из двух зон — собственно Кордильерской эвгеосинклинальной, заложенной в позднем докембрии на океанической коре, и миогеосинклинальной зоны Скалистых гор, развивавшейся с начала рифея на западной периферии Северо-Американской платформы. Эвгеосинклинальная зона Кордильер испытала консолидацию в поздней юре — раннем мелу (невадийская складчатость), когда образовались грандиозные батолиты гранитоидов Берегового хребта. Складчатость зоны Скалистых гор проявилась позднее — в позднем мелу — палеогене (ларамийская складчатость). Поперечными разломами, прослеживающимися со дна Тихого океана на кон-

тинент, Кордильеры разбиты на пять самостоятельных сегментов, различающихся характером магматизма и металлогении [34]. Между Кордильерами и Скалистыми горами прослеживается прерывистая цепь срединных массивов: от Юконского на севере до Колумбийско-Антильского на юге. В пределах Кордильер развиты преимущественно геосинклинальные месторождения золота, меди, свинца и цинка. В Скалистых горах крупные свинцово-цинковые месторождения, а также медно-молибденовые, вольфрамовые и отчасти оловянные преимущественно связаны с процессом тектоно-магматической активизации.

В Аляскинском секторе, имеющем субширотное простирание и сочленяющемся на северо-западе материка с Чукоткой, в южной эвгеосинклинальной зоне развиты месторождения золота, скарново-магнетитовые, магматические железа, никеля и платины в ультрабазитах, отчасти колчеданные и меднопорфировые. В северной миогэосинклинальной зоне известны грейзеновые и скарновые месторождения олова и бериллия.

Канадский сектор имеет уже меридиональную ориентацию. Собственно геосинклинальные месторождения здесь локализируются в Кордильерах. В срединных массивах и Скалистых горах рудоносны отложения чехла и активизированных зон. В эвгеосинклинальной зоне среди мощных мезозойских вулканогенных толщ довольно широко распространены разновозрастные медно-цинково-колчеданные месторождения, скарновые медные и меднопорфировые, порой молибденпорфировые, сопровождаемые золоторудной минерализацией, иногда обильной [43].

На территории США древнейшая геосинклинальная металлогения представлена докембрийским пирит-халькопирит-арсенопирит-сфалеритовым месторождением Джером в Аризоне и аналогичными проявлениями в штатах Айдахо и Монтана. Эти вулканогенно-осадочные залежи сплошных колчеданных руд приурочены к серии Белт (1300—1000 млн. лет). В зоне Сьерры-Невады развиты как палеозойские (Шаста-Каунти), так и мезозойские колчеданные месторождения, а вдоль западного контакта громадного батолита гранодиоритов и кварцевых монцонитов, вытянутого на 1700 км, располагается золотоносный пояс с богатейшей зоной Мозер Лод длиной 200 км. Здесь среди юрских сланцев залегают многочисленные кварцево-золото-сульфидные жилы. С батолитом Сьерра-Невада связаны также месторождения вольфрама. Основные рудные богатства западных штатов США и Мексики связаны с активизацией миогэосинклинали Скалистых гор.

От юга Мексики через Центральную и Южную Америку прослеживается эвгеосинклинальная зона с меловыми вулканогенными марганцевыми месторождениями (калифорнийский тип) и медно-никелевыми в ультрабазитах. В зоне Скалистых гор со штоками гранитоидов связаны месторождения золота, олова, вольфрама, а с более молодыми массивами монцонитов — меднопорфировые.

В Андах Южной Америки, представляющих не менее грандиозную ветвь молодых складчатых сооружений, чем Северо-Американские Кордильеры, наиболее продуктивные периоды рудообразования приходятся на постпермское время. Альпийские геосинклинальные зоны развивались на мощном сиалическом фундаменте, сформировавшемся в докембрии и палеозое [43]. Геологическая особенность Анд — чередование горстов и грабенов, возникших вдоль региональных меридиональных разломов, отсутствие окраинных морей, микроконтинентов и офиолитовых поясов, а петрологическая — невероятное обилие продуктов разновозрастной магматической и вулканической деятельности. Вулкано-плутонические пояса мезо-кайнозоя распространены вдоль полосы шириной 300 км параллельно Тихоокеанскому побережью. Связанные с ними рудные пояса, по данным Г. Силито, сменяют друг друга с запада на восток (рис. 15).

На западе вдоль береговых Кордильер расположен прерывистый железорудный пояс. Здесь в верхнемеловых батолитах тоналит-гранодиоритового состава среди неоконских андезитов располагаются линзы, штоки и жилы скарно-магнетитовых руд. На них наложены медно-золото-серебряные жилы. К геосинклинальным также относятся стратиформные медные вулканогенные месторождения, залегающие в мелководных вулканиках юрского, мелового и палеогенового возраста. Сюда относятся и медно-урановые месторождения в пермских красноцветных молассах. Ранне-среднепалеозойский прогиб Боливии испытал складчатость и гранитоидный плутонизм в конце герцинского цикла. В его пределах расположены крупные месторождения олова и вольфрама. Они тяготеют к выходам гранитов Главного хребта Кордильер, Кордильер Аргентины и Пампасских гряд (пров. Кордова и Сан-Луис). Оруденение связано с пегматитами, грейзенами и кварцевыми жилами (Лос-Кондорес). На севере Боливии палеозойский прогиб вмещает оловоносный пояс, протягивающийся на 1000 км. В его северной части расположены позднепалеозойские месторождения золота, меди, вольфрама и олова [34].

В Средиземноморском геосинклинально-складчатом поясе отчетливо различаются несколько его составных частей, относящихся к герцинскому и альпийскому тектоническим циклам — это Среднеевропейская и Иберийская эпипалеозойские платформы, включающие Корсику и Сардинию, Магриб в Северной Африке, а также Мизийскую, Скифскую и Туранскую платформы. Альпийская зона, частично наложенная на герцинскую, окаймляет бассейны Средиземного, южные части Черного и Каспийского морей, откуда распространяется на Анатолию, Иран, Ирак. В ядрах альпийских складчатых сооружений обычно присутствуют породы фундамента, в которых обнаруживаются реликты древней металлогении — байкальской (ассинтской) и каледонской.

Такого рода древние стратиформные колчеданные месторождения развиты вдоль грандиозной дуги складок, прослеживающей-

ся от Пиренеев на западе через Западные и Восточные Альпы, Карпаты, Балканы — до Большого Кавказа. Они представлены небольшими, но иногда промышленными вулканогенно-осадочными серноколчеданными месторождениями, в которых часто содержатся цветные металлы и золото. Наиболее ценными являются выявленные стратиформные месторождения шеелита в докембрийских амфиболитах. Они установлены в Австрийских Восточных Альпах, Пиренеях, Карпатах и на других площадях.

Для герцинской Среднеевропейской области автором была установлена металлогеническая зональность [42]. Ее ядром служит Молданубский срединный массив, выступами которого являются Чешский, Центрально-Французский, частично Армориканский массивы, Шварцвальд и Вогезы. Все эти выступы древних метаморфических пород представляют собой результат ассинтской консолидации. Молданубское ядро окаймлено Саксо-Тюрингской зоной — ареной герцинского орогенного гранитоидного магматизма (Рудные горы, Корнуэлл, Судеты, северная часть Армориканского массива). Далее следует Реногерцинская черносланцевая зона (Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Арденны, Моравия). Внешний ореол образован Субварисской угленосной зоной (рис. 16).

Докембрийские месторождения железа и марганца и некоторых цветных металлов практически не сохранились в Молданубской зоне, о них можно судить лишь по реликтам. В геосинклинальную стадию герцинской эпохи сформировались железорудные месторождения Лан и Диль, Гарца, связанные с девонским базальтоидным вулканизмом Реногерцинской зоны. В аналогичной с ними тектонической позиции находятся колчеданно-полиметаллические месторождения Мегген, Раммельсберг и Есеники (Рейнские Сланцевые горы, Гарц и Моравия). С редкими каменноугольными массивами гранитоидов данной зоны связаны жильные золоторудные (Сальсинь) и полиметаллические с баритом и флюоритом (Грунд и др. в Гарце) месторождения, частично отработанные. В последнее время среди девонских черных сланцев в Моравии установлены золоторудные проявления.

Для Саксо-Тюрингской зоны характерны многочисленные, а для Рудных гор и Корнуэлла весьма продуктивные, месторождения олова грейзеновой и кварц-касситеритовой формаций, вольфрама, пятиэлементной формации, свинца, цинка, урана. Они связаны с гранитами и имеют зональное расположение вокруг массивов. Так, одним из примеров рудной зональности может служить рудный район Корнуэлл, расположенный на юге Великобритании. Месторождения Рудных гор и Чешского массива послужили материалом для разработки классических генетических теорий. Сходные, но пока не столь значительные месторождения, в частности урана, в последние 15 лет открыты в Центральном Французском массиве, Шварцвальде и Армориканском массиве.

Следуя классической схеме, месторождения олова и вольфрама непосредственно связываются с крупными массивами гранитов раннеорогенной стадии, тогда как урановые, полиметаллические,

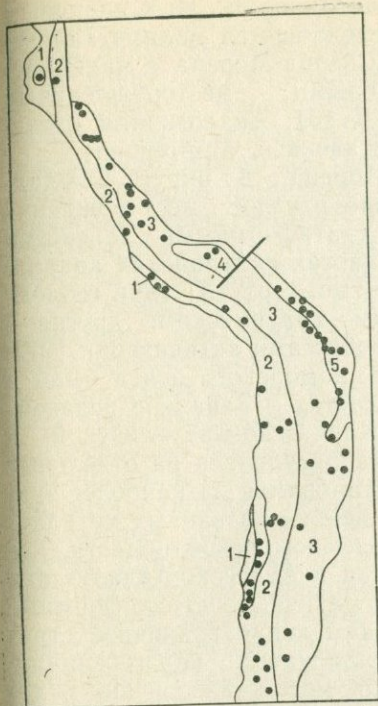
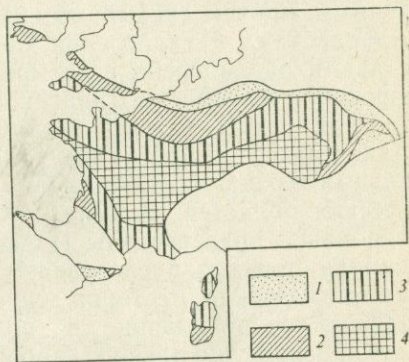


Рис. 15. Рудная зональность Анд. По Р. Силито (1976 г.); упрощено.

Рудные пояса: 1 — железорудный, 2 — медный (с молибденом и золотом), 3 — медно-свинцово-цинково-серебряный, 4 — медно-железорудный, 5 — оловянный с вольфрамом, серебром, висмутом; точками показаны наиболее крупные месторождения

Рис. 16. Тектоническая (и металлогеническая) зональность Центральной Европы [42].

Зоны: 1 — Субварисская (Pb, Zn), 2 — Реногерцинская (Fe, Cu, Pb-Zn, Au), 3 — Саксотюрингская (Sn, W, U), 4 — Молданубская (Sn, Fe, Pb-Zn, U)



а также жильные сидеритовые, гематитовые, баритовые, флюоритовые и ртутные считаются позднеорогенными [42]. Вместе с тем А. Д. Щеглов вообще всю герцинскую металлогению Европы связывает с автономной тектоно-магматической активизацией, в то время как В. В. Науменко [27] — лишь месторождения позднеорогенной стадии.

Поскольку обильный герцинский орогенный гранитный магматизм обусловил формирование эпипалеозойской Европейской платформы и ее сиалического фундамента, то его никак нельзя отнести к продуктам тектоно-магматической активизации. Другое развитие имело место в постпермское время, когда здесь возникло большое число рифтогенных структур, расчленивших платформу на ряд блоков — они и знаменуют начало процессов активизации, преимущественно неогеновой.

Иберийская область ограничена на севере и юге альпийскими геосинклинальными прогибами, а в центральной части представлена тремя герцинскими структурами — Иберийской месетой, Галисийской глыбой и зоной Сьерра-Морена. В пределах двух первых широко развит палеозойский орогенный магматизм, с которым связаны известные месторождения олова, вольфрама и урана Испании и Португалии (Санта-Комба, Ла-Импесада, Панашкейра, Низа). В поясе Сьерра-Морена расположен крупный девонский медно-марганцевый пояс, где находится известное колчеданное

месторождение Рио-Тинто, недавно описанное В. И. Смирновым [14]. На севере этой провинции прослеживается полиметаллический пояс северного склона кряжа Сьерра-Морена с крупными кварцево-жильными свинцово-цинковыми месторождениями (Пеньярроя, Линарес, Ла-Каролина, Дуро). Аналогичные месторождения известны в Сардинии (Монтавеккьо, Монтепони).

На северных отрогах гор Сьерра-Морена, в округе Сьюдад-Реаль расположено крупнейшее в мире ртутное месторождение Альмаден, представленное богатыми статиформными залежами киновари, локализующимися в трех пластах силурийских кварцитов. Здесь с 1500 г. добыто около 250 тыс. т ртuti. Одни геологи считают месторождение сингенетичным силурийским, другие — третичным, причем связывают его с процессами активизации [27].

Альпийская металлогения Средиземноморского пояса была в свое время рассмотрена в четырех областях — Западно-Средиземноморской, Альпийско-Динарской, Кавказско-Анатолийской и Ирано-Афганской. Каждая из них была расчленена на отдельные металлогенические провинции [42]. Остановимся на наиболее значительных геосинклинальных месторождениях названных металлогенических областей. В Западно-Средиземноморской области, где изолированно представлены Пиренейская и Атласско-Андалузская провинции, интерес представляют амагматичные стратиформные полиметаллические месторождения, занимающие различное стратиграфическое положение в пологоскладчатых парагеосинклинальных, преимущественно карбонатных мезо-кайнозойских отложениях, слагающих отдельные тектонические зоны на севере Африки. К ним относятся месторождения Туиссит-Бу-Бекер — Эль-Абед на пограничной территории между Марокко и Алжиром. Сходных месторождений, в том числе промышленных, здесь насчитывается очень много. Существует предположение, что они питаются эвапоритовыми осадками триаса, содержащими повышенные количества свинца и цинка в растворимых соединениях.

Небольшое значение имеют собственно геосинклинальные мелкие колчеданные месторождения, согласно залегающие в эоценовых вулканитах Кабильской зоны (Бусуфа, Эль-Кабир). Советскими геологами на севере Алжира открыты богатые ртутные месторождения.

Альпийско-Динарская область объединяет три зоны — внешнюю миогеосинклинальную, включающую флишевые комплексы Альп и Карпат, центральную полосу срединных массивов и внутреннюю — эвгеосинклинальную мезозойскую зону Динар. Внешняя зона в металлогеническом отношении стерильна, тогда как центральная и внутренняя — весьма продуктивны. В их пределах, помимо отмеченных древних, располагаются мезозойские месторождения сидерита и магнетита (Альпы, Карпаты), колчеданно-полиметаллических руд (Восточные и Южные Карпаты), мезозойские — железа, хрома (Динара), медноколчеданные (Кипр), стратиформные свинца и цинка (Альпы, Балканы), амагматичные и вулканогенные ртутные, сурьмяные и урановые.

Важное значение имеют медно-цинковоколчеданные месторождения, приуроченные к верхнемеловому вторично-эвгеосинклинальному поясу, зарождающемуся в Румынии, проходящему через Югославию, в Болгарском Среднегорье поворачивающему к востоку и переходящему в Анатолийский Понт. В пределах этого пояса, наложенного на Паннонский и Родопский срединные массивы, эвгеосинклинальные прогибы чередуются с геоантиклинальными поднятиями. В первых расположены колчеданные месторождения (Бор, Челопеч и другие), а во вторых — меднопорфировые (Майданпек, Медет, Асарел) [42].

Кавказско-Анатолийская область служит непосредственным восточным продолжением Альпийско-Динарской области. Здесь прослеживаются сходные тектонические единицы — северная ветвь складок имеет аналог в виде Большого Кавказа. Центральная полоса срединных массивов прослеживается в Анатолии, а также в Закавказье, южная — Динарская ветвь — в Тавре. К собственно геосинклинальным относятся палеозойские медно-цинковоколчеданные месторождения Северного Кавказа (Уруп), молибденитовые и шеелитовые, связанные с герцинскими орогенными гранитами (Азгек, Кти-Теберда), жильные полиметаллические, ассоциирующие с пермскими порфирами (Эльбрус).

Главной является мезо-кайнозойская металлогения, к которой относятся колчеданно-полиметаллические (Филизчай) и жильные кварцевополиметаллические месторождения (Садон), обнаруживающие связь с нижнеюрским вулканизмом; мезозойские баритовые (Западная Грузия), хромитовые в меловых отложениях (Гулеман в Турции), медноколчеданные кипрского типа в зоне Тавра (Эргани-Маден), палеогеновые жильные медно-полиметаллические (Аджария) и серноколчеданные (Тандзут).

Меловой вулканический пояс из болгарского Среднегорья прослеживается вдоль Анатолийского Понта и Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа. Здесь также устанавливается наложение его на срединные массивы — Закавказский и Центрально-Анатолийские. Во вторичных эвгеосинклиналях размещаются медно-цинковоколчеданные месторождения среднеюрского (Алаверды, Кафан) и позднемелового возраста (Маднеули, Мургул, Куарсхан). В пределах поднятий многочисленные проявления меднопорфировых руд установлены в Закавказье и Турции. Наиболее значительным является месторождение Техут в Армении.

Ирано-Афганская область зажата между тремя жесткими платформенными массивами — Аравийским и Индостанским с запада и востока и Туранской плитой с севера, придающими ей форму крутой дуги складок, выгнутой к югу. Длительное взаимодействие отмеченных массивов обусловило сложное блоковое строение области, состоящей из ряда микроконтинентов — обломков некогда единой Иранской платформы, расчлененной альпийскими тектоническими движениями (рис. 17). Собственно геосинклинальная металлогеническая область определяется широким развитием офиолитов, маркирующих глубокие расколы фундамента. Меньшую роль

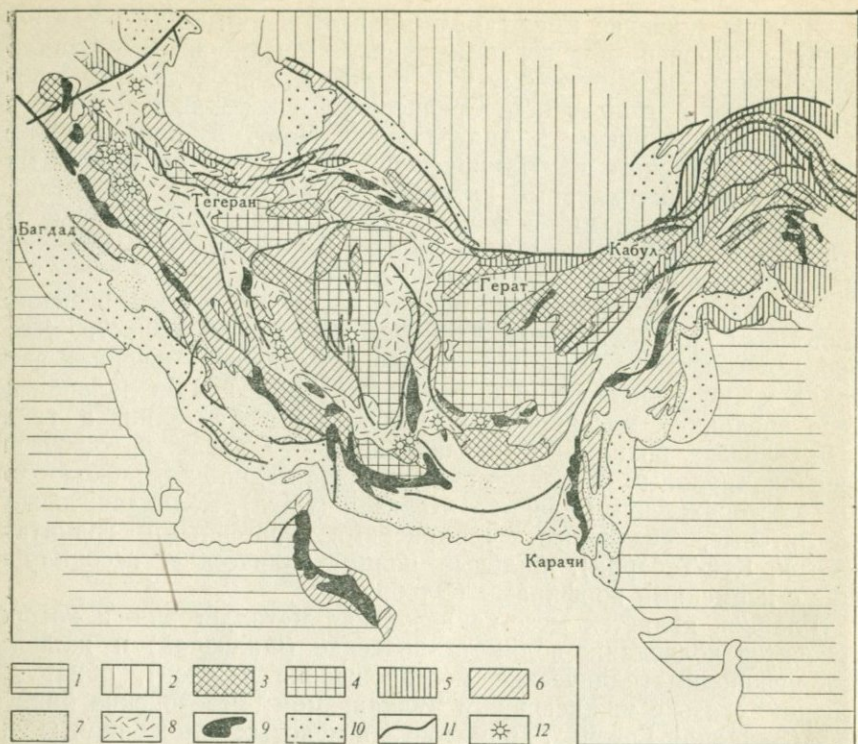


Рис. 17. Тектоническая схема Ирано-Афганской металлогенической области [42].
 1 — Аравийская и Индостанская платформы; 2 — область палеозойской складчатости;
 3 — выступы допалеозойского фундамента; 4 — осадочный чехол срединных массивов;
 5 — палеозойские отложения; 7 — кайнозойский флиш; 8 — верхнемеловые — палеогено-
 вые вулканогенно-осадочные отложения; 9 — основные и ультраосновные породы (офиолитовая ассоциация); 10 — молассы краевых прогибов; 11 — глубинные разломы; 12 — плиоценовые и четвертичные вулканы

играет известково-щелочной вулканизм (Эльбурс). Важное значение приобретают свинцово-цинковые месторождения, которые, очевидно, не следует относить к собственно геосинклинальным.

С офиолитовыми комплексами северной и южной частей Ирана, а также западной части Пакистана связаны многочисленные хромитовые месторождения. Наложенный вторичный вулканогенный пояс из Малого Кавказа протягивается в Иран, где он следует параллельно Загросу, но сложен он здесь уже не верхнемеловыми, а преимущественно палеогеновыми вулканитами (Кухрутская зона). Последние ассоциируют с небольшими интрузивами и дайками монзонит-диорит-гранодиоритового состава, тяготеющими к локальным поднятиям. К андезитам приурочен ряд проявлений колчеданного оруденения, а главным образом — вулканогенные месторождения марганца, в том числе промышленные (Рабаткерим). Крупным является меднопорфировое месторождение Сар-Чешме, расположенное в центральной части Ирана. На западе Пакистана открыты аналогичные, но менее богатые месторождения.

Атлантический пояс, фрагменты которого установлены на востоке Северной Америки и на западе Скандинавии, относится к рифейско-палеозойским складчатым сооружениям. Для него наиболее характерны колчеданные месторождения трех типов — уральского, кипрского и рудноалтайского, возникающие в соответствующих геологических условиях [43]. Меньшее значение имеют стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах и некоторые редкометальные месторождения.

Система Аппалач вытянута в меридиональном направлении на 3 тыс. км от шт. Алабама (США) до п-ова Ньюфаундленд (Канада). Поперечным линеamentом Пайонир на широте Нью-Йорка она делится на каледонские Северные Аппалачи и герцинские Южные Аппалачи. Система состоит из ряда продольных тектонических зон, крайней западной из которых служит краевой прогиб, далее идут: миогеосинклиналь Долин и Хребтов, геоантиклиналь Голубых гор (Блю-Ридж) и внутренняя эвгеосинклиналь Пидмонт, обрывающаяся Атлантическим океаном. Миогеосинклиналь Долин и Хребтов представляет собой продуктивную рудную провинцию, содержащую стратиформные свинцово-цинковые месторождения большого промышленного значения.

Колчеданный пояс Внутренних Аппалач, по данным А. Кинкеля, имеет рифейский и раннепалеозойский возраст. К наиболее древним относятся крупные медно-цинковоколчеданные месторождения Дактаун и Ор-Ноп, расположенные в зоне Блю-Ридж. Возраст руд и вмещающих пород 1150—2000 млн. лет; аналогичные стратиформные колчеданные месторождения образуют зону Ориндж-Каунти (шт. Вермонт). В зоне Пидмонт месторождения района Вирджиния — Мериленд имеют раннепалеозойский возраст, а Канадских Аппалачей — ордовикский и девонский. К первым относится перспективный район развития колчеданно-полиметаллического оруденения рудноалтайского типа — Батерст [43]. В зоне Пидмонт с рядом офиолитовых поясов связаны хромитовое оруденение, а также крупнейшие скопления хризотил-асбеста в Канаде. С герцинскими гранитоидами ассоциируют небольшие месторождения вольфрамовых руд с молибденом.

Эта западная часть некогда единого металлогенического пояса отрезана от восточной молодым Атлантическим океаном. Единство противоположных ветвей устанавливается как по геологическим, так и по металлогеническим данным: возраст обеих ветвей сходный, тип разреза эвгеосинклинальных отложений аналогичный, также как и набор рудных месторождений, имеющих четко выраженную региональную зональность. В центре зонального ряда расположены внутренние эвгеосинклинальные зоны Пидмонт и Блю-Ридж, с одной стороны, и Скандинавских каледонид — с другой.

Периферические зоны, посредством которых осуществляются контакты с Северо-Американской платформой на западе и с Восточно-Европейской на востоке, представлены миогеосинклиналями палеозойской Долин и Хребтов и докембрийско-кембрийской, скандинавской, сложенными терригенными отложениями. В первой из

них, как уже отмечалось, расположены стратиформные свинцово-цинковые месторождения в кембрийских и ордовикских доломитах (районы Остинвилл-Айванхо, Маскот — Джефферсон-Сити, США).

К скандинавской миогеосинклинали приурочен пояс небольших, но иногда промышленных также стратиформных свинцово-цинковых месторождений, вытянутый на 1200 км вдоль восточной границы Скандинавских каледонид (Лейзволл в Швеции).

Во внутренней эвгеосинклинали зоне размещаются колчеданные пояса Аппалач и Норвежских каледонид. Помимо этого, по данным М. Руссела [49], на обоих континентах достаточно широко распространение приобрели верхнепалеозойские (каменноугольные — пермские) полиметаллические (свинец, цинк, медь, серебро, ртуть, кадмий, барит, флюорит) месторождения ирландского типа, иногда крупномасштабные. Они установлены в Ирландии, Шотландии, Северных Аппалачах и в районе Осло, т. е. на всех территориях, являющихся обломками континентов Северной Атлантики [44]. Можно предполагать, что месторождения контролируются элементами разломной тектоники рифтовой системы грабена Осло. На рис. 18 приведена реконструкция положения континентальных массивов в Северной Атлантике до мезозойского их дрейфа.

Урало-Монгольский металлогический пояс состоит из двух различно построенных ветвей — преимущественно первичной эвгеосинклинали Урала и вторичной эвгеосинклинали Центральной Азии [43]. Первая из них испытала геосинклиналиное развитие от начала рифея до триаса включительно и прошла три тектонических цикла — байкальский, каледонский и герцинский. Общее деление на миогеосинклиналь Западного и эвгеосинклиналь Восточного Урала нарушается чередованием зеленокаменных прогибов и антиклинальных поднятий. В пределах первых из них сосредоточены основные рудные месторождения Урала.

Главной синклинорной структурой является крупная Тагило-Магнитогорская зона, вмещающая основные железорудные, колчеданные, хромитовые и другие месторождения. Важное значение имеет также восточная Тургайская зона со скарново-магнетитовыми месторождениями. Медно-цинковоколчеданные месторождения Урала имеют сложное вулканогенно-осадочное и гидротермальное происхождение и генетически связаны с дифференцированными базальтоидными вулканогенными формациями. Среди них выделяются средне- и южноуральская группа, отличающиеся степенью метаморфизма вмещающих пород, преимущественно ранне-, реже среднепалеозойского возраста, и руд. С позднегеосинклиналиными — каменноугольными — интрузивами граносиенитов связаны скарново-магнетитовые месторождения Магнитогорской и Соколовско-Сарбайской групп.

Большое промышленное значение имеют также хромитовые (Кимперсай), титаномагнетитовые (Куса, Качканар), асбестовые (Баженовское) и другие месторождения. С гранитоидами, развитыми в зонах поднятий, связаны шеелитовые месторождения, а также знаменитые уральские самоцветы.

Центральная часть пояса прослеживается в широтном направлении от Аральского до Японского моря на расстоянии 5 тыс. км при ширине от 1 до 2 тыс. км. Она состоит из палеозойских геосинклинально-складчатых сооружений, заложенных на рифейском фундаменте и обрамляющих обломки древних платформ — Улуват-Кокчетавский и Тувино-Монгольский срединные массивы.

В этой части пояса выделяется ряд крупных геосинклинальных областей [29] — Казахстано-Среднеазиатская, Алтае-Саянская и Гобийско-Хинганская, состоящих из каледонских и герцинских складчатых зон. В позднем палеозое — мезозое широко проявились процессы тектоно-магматической активизации. В зоне сочленения Тянь-Шаня и Урала расположена Казахско-Среднеазиатская область, каледонские и герцинские структуры в пределах которой относятся к категории первичных и вторичных эвгеосинклиналей и активизированных зон (рис. 19).

К первым из них относятся Терскойская и центральная Чингиз-Тарбагатийская зоны, содержащие преимущественно медно-цинковоколчеданное (Майкаин) и отчасти меднопорфировое (Бошекуль) оруденение. Месторождения считают раннепалеозойскими и связывают с дифференцированными базальтоидными формациями геосинклинального этапа.

По мнению Д. И. Горжевского, первичной геосинклиналью является и Южный Тянь-Шань, где с верхнепалеозойскими гранитоидами связаны скарновые молибден-вольфрамовые (Лянгар, Кой-

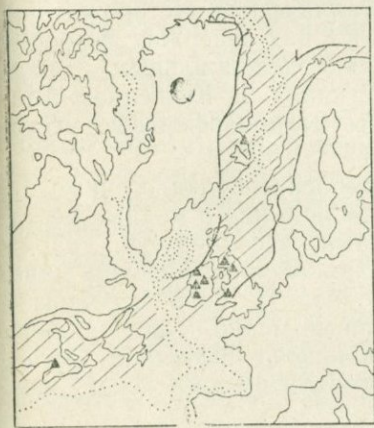


Рис. 18. Реконструкция положения континентов Северной Атлантики до их дрейфа. По [49]; упрощено.

Иллюстрируется размещение месторождений ирландского типа (черные треугольники) по отношению к континентальным границам и каледонскому Атлантическому геосинклинальному поясу (заштрихован); пунктиром указано первоначальное положение континентальных массивов

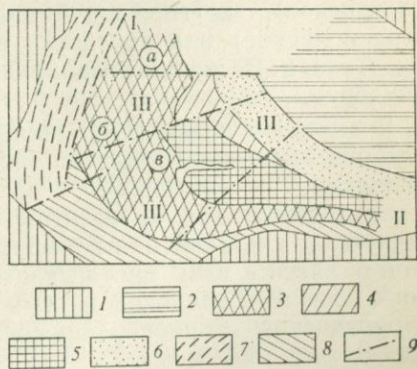


Рис. 19. Тектоническая схема Казахстано-Среднеазиатского сегмента Урало-Азиатского пояса. По [29].

1 — платформы; каледонские складчатые системы: 2 — Алтае-Саянская, 3 — Кокчетав-Северо-Тяньшаньская, 4 — Чингиз-Тарбагатийская; герцинские системы: 5 — Джунгаро-Балхашская, 6 — Зайсанская, 7 — Уральская, 8 — Среднеюжно-Тяньшаньская; 9 — границы мегаблоков: I — Северо-Казахстанского, II — Тянь-Шаньско-Южно-Кызылкум-Балхашского (а — Кокчетавский, б — Целиноградский, в — Балхашский блоки)

таш) и касситеритовые (Учкошкон) месторождения, а также широко распространены амагматичные ртутные (Хайдаркан) и сурьмяные (Кадамджай) месторождения.

Вторичные геосинклинали, по-видимому, следует расчленить на ряд подтипов, из которых самостоятельному рассмотрению подлежат вулканогенные зоны с плутоногенным, в том числе скарновым, оруденением железа и меди, иногда с кобальтом. Д. И. Горжевский к типу вторичных геосинклиналей относит Срединно-Тяньшаньскую и Курамино-Кызылкумскую зоны с месторождениями сурьмы, шеелитоносных (Кашкасу) и галенит-сфалеритовых скарнов (Алтын-Топкан). Сюда относятся и зоны, наложенные на срединные массивы с преимущественно кислыми дериватами базальтоидного вулканизма. В их пределах широко распространены колчеданно-полиметаллические месторождения, среди которых выделяются рудноалтайский и гиссарский подтипы.

Алтае-Саянская область объединяет байкальские (Саяны), каледонские (Тува, Кузнецкий Алатау) и герцинские (Горный Алтай) провинции. Геосинклиальная металлогения имеет здесь четко выраженный колчеданный профиль и относится к байкальской и герцинской эпохам. Месторождения локализованы во вторичногеосинклиальных зонах и представлены барит-полиметаллической, колчеданно-полиметаллической, медно- и серноколчеданной формациями (Салаирский и Урский районы, месторождение Маинское в Западном Саяне, Эдыгейское в Туве). На Горном Алтае в вулканах девона расположены барит-полиметаллические месторождения, отличные от байкальских — некоторые из них содержат флюорит (Тютинское), другие представлены кварцево-жильным типом (Красноярское) или залежами в известняках. В Кузнецком Алатау, Туве и Восточном Саяне известны меднопорфировые месторождения.

В северной части МНР нижнепалеозойские вулканогенные отложения вмещают колчеданно-полиметаллические и медные месторождения; с девонскими гранитоидами ассоциируют скарны с халькопиритом и магнетитом, а также меднопорфировая минерализация и проявления вольфрама и олова. Из Гобийско-Ханганской области в КНР протягивается крупный медно-полиметаллический пояс. В Гобийской пустыне расположено известное Цаган-Субургинское меднопорфировое месторождение девонского возраста.

Металлогения фанерозойского платформенного чехла представлена относительно небольшим числом месторождений, но месторождения эти — крупные, а порой и уникальные. Они объединяются в две главные рудные формации: 1) медистых песчаников и сланцев, 2) стратиформная галенит-сфалеритовая в карбонатных породах. Помимо них большое промышленное значение имеют собственно осадочные месторождения железа и марганца, а также погребенные древние россыпи, не рассматриваемые в данной работе.

В вендско-кембрийском осадочном чехле Сибирской платформы

распространены обе рудные формации. Так, на востоке Юдомо-Майского прогиба нижнекембрийские доломиты сложены в гребневидные антиклинали, нарушенные крупными меридиональными разломами. Они содержат гнездово-прожилково-вкрапленное и сплошное галенит-сфалеритовое оруденение полосчатой текстуры (Сардана). Богатые согласные со слоистостью рудные линзы приурочены к сахаровидным доломитам, слагающим западное крыло Курунгской антиклинали, в ядре которой выступают пестроцветные глинисто-карбонатные породы.

На восточной окраине Енисейского кряжа и вдоль долины р. Лены со средне-верхнекембрийскими красноцветными глинисто-песчаными отложениями связаны рудопроявления медистых песчаников и сланцев. Рудные районы тяготеют к впадинам, развитым на сочленении платформы со складчатым обрамлением. В Подкаменно-Тунгусской зоне к верхнекембрийским — нижеордовикским песчано-карбонатным породам приурочены вкрапленность, конкреции и прожилки галенита, сфалерита и барита. Они контролируются серией мульд и валов [21].

В осадочном чехле Восточно-Европейской платформы свинцово-цинковое оруденение установлено в пределах горизонтально залегающих карбонатных пород карбона, слагающих Валуйско-Марковскую зону южной части Воронежского массива [27].

Рудные районы, часто с промышленными месторождениями свинца, цинка, барита, флюорита и ртути контролируются валами и депрессиями, развитыми вдоль региональных разломов. Широко известны также проявления медистых песчаников вдоль западного склона Урала и свинцово-цинково-медной минерализации в Ленинградской области и Прибалтике.

В подошве осадочного чехла эпипалеозойской Среднеевропейской платформы распространены месторождения медистых сланцев мансфельдского типа. Они представляют собой плотные тонкослоистые битуминозные сульфидсодержащие мергелистые породы. Промышленные скопления меди известны в Мансфельдской и Зангерхаузской мульдах (Гарц), на периферии Рейнских Сланцевых гор в Тюрингии и особенно крупные — в Нижней Силезии, где вблизи г. Любин расположено одно из крупнейших в мире медных месторождений. Рудный горизонт состоит из кварца, карбонатов, битума, халькопирита (1—3% меди) и других сульфидов; попутно извлекаются молибден, рений, свинец, цинк, ванадий, никель, кобальт, золото, серебро, платина, палладий. Рудоносные сланцы залегают непосредственно на красноцветной орогенной нижнепермской молассе и повсеместно занимают четкое стратиграфическое положение в низах морского цехштейна. Многие геологи в частности Г. Борхерт, полагают, что при осадочном способе отложения металлы имеют ювенильное происхождение.

Стратиграфически выше в доломитах среднего триаса Центральной Европы довольно широко распространено стратиформное свинцово-цинковое оруденение верхнесилезского типа. Наиболее крупными здесь являются месторождения Верхней Силезии —

Олькуша и Заверче, где рудная минерализация контролируется грабенообразными структурами. Рудные тела представлены пластообразными залежами, реже линзами, гнездами, прожилками и трубообразными телами. Отмечается примесь кадмия, таллия, германия, серебра, сурьмы, ртути и кобальта [42].

Аналогичные месторождения выявлены на периферии Центрального Французского массива в доломитах триаса (Малин), которые лежат в основании платформенного чехла. Рудовмещающие лагунные осадки нарушены крупными синседиментационными разломами, сопряженными с краевым швом Севенн (П. Рутье, П. Лаф-фит). Оруденение часто сопровождается баритом и флюоритом, руды содержат селен.

Интересно отметить, что промышленные месторождения свинца и цинка того же типа, занимающие сходное стратиграфическое положение, широко распространены в Восточных Альпах (Бляй-берг, Райбл) и Балканах (Седмочисленци, Издремец). Здесь они также залегают в триасовых доломитах эпигерцинского платформенного чехла, вовлеченного в альпийское геосинклинальное развитие, вследствие чего степень тектонической нарушенности этих месторождений несравненно более высокая, чем средневропейских. По-видимому, к этому же типу следует отнести свинцово-цинковое месторождение Сергуза на севере Ирака, согласно залегающее среди доломитов триаса.

В Казахстано-Среднеазиатской области в карбоновых отложениях чехла, перекрывающего каледонские складчатые сооружения, размещаются месторождения медистых песчаников и стратиформные галенит-сфалеритовые. Первые приурочены к субаэральным красноцветным алеврито-песчаным осадкам среднего и верхнего карбона, вмещающим в верхах линзы гипса и каменной соли. Месторождение Джекказган залегают в нижней части толщи среди сероцветных песчаников. Аналогичные рудопроявления в последнее время выявлены среди красноцветных меловых осадков на Южном Тянь-Шане (Гиссарский хребет и Ферганская впадина). Проявления медистых песчаников встречены в нижне- и верхнемеловых песчаниках и алевролитах.

В Южном Казахстане расположен известный свинцово-цинковый район Каратау (Миргалимсай, Ачисай и другие) со стратиформным галенит-сфалеритовым оруденением, приуроченным к известково-доломитовой толще фамена. Генезис рудной минерализации, как и в ряде аналогичных месторождений, представляет собой объект многолетней полемики между сторонниками осадочно-диагенетической и гидротермально-эпигенетической гипотез. Аналогичными являются многочисленные, часто весьма продуктивные свинцово-цинковые месторождения в чехле Северо-Американской платформы. К ним относится в первую очередь широко известная рудная провинция Три-Стэйт (Миссисипи, Миссури, Арканзас), а также уже упоминавшиеся месторождения запада Аппалач, приуроченные к верхнекембрийским известняково-доломитовым толщам. Кроме того, важное промышленное значение имеет месторождение

Пайн-Пойнт в Канаде, расположенное в среднедевонских доломитах вблизи Большого Невольничьего озера. В 1972 г. автор посетил его, а затем описал. Для всех названных месторождений характерна приуроченность к зонам региональных тектонических разломов фундамента.

Краткий обзор фанерозойской металлогении целесообразно завершить рассмотрением рудоносности некоторых областей тектономагматической активизации, в том числе сводово-глыбовых и рифтогенных структур. На Сибирской платформе такого рода структуры развивались начиная с девона. Они характеризуются проявлением основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных магм, контролируемых Вилюйской и Кютингдинской авлакогенными структурами (в ущелье Лены). Параллельно Вилюйскому авлакогену вдоль среднепалеозойских разломов развит ряд маложелезистых, слабощелочных кимберлитовых трубок, возраст которых 340—400 млн. лет, тогда как основная масса позднепалеозойско-раннемезозойских кимберлитов имеет железистый субщелочной состав [21]. С долеритами Вилюйского авлакогена связаны проявления магнетита.

На северо-востоке Анабарского щита в Кютингдинском грабене имеются проявления кимберлитов, апатит-пегматитовых и свинцово-цинковых руд, связанные со среднепалеозойскими риолит-карбонатитовыми массивами Богдо и Томпор. Кимберлиты известны и в Присаянском районе.

Более продуктивен раннетриасовый этап развития платформы, когда возникли медно-никелевые, магномагнетитовые, цеолит-медные, баритовые, апатитовые, флогопитовые, карбонатитовые, кимберлитовые, титаномагнетитовые и другие месторождения. Они сосредоточены в Тунгусской металлогенической провинции, где вдоль крупных расколов платформы излились толеитовые базальты, слагающие толщу мощностью 1,5—4 км, включающую также туфы и долериты. С траптовой магмой, иногда заполняющей трубки взрывов, связаны крупные магномагнетитовые и магнетитовые месторождения Тунгусской провинции, с которыми местами (Ангаро-Вилюйская зона) ассоциируют титан, барит, целестин, свинец, цинк и ртуть. Триасовые магнетитовые месторождения Сибирской платформы, в целом весьма перспективные, пока изучены слабо.

Между рр. Енисей и Котуй вдоль северо-северо-западной периферии платформы развита цепь глубоких мульд длиной 70—150 км — Норильская, Хараелахская, Вологочанская и др. Вдоль этой протяженной полосы локализуются проявления основных, щелочно-основных, ультраосновных-основных и щелочно-ультраосновных магм. Вулканические породы, выполняющие мульды, представлены толеитовыми базальтами и долеритами, интрузивные — троктолит-долеритами и габбро-оливинитами, с дифференциатами триасовой базальтоидной магмы связаны ликвационные и отчасти инъекционные медно-никелевые месторождения — Норильское, Талнахское, Черногорка и др. На восточном продолжении рудоносной полосы медно-никелевая минерализация ассоции-

рует с троктолит-долеритами. Отмеченная зона контролируется глубокими разломами, обуславливающими перепад мощностей земной коры [21]. Аналогичной, но слабоизученной является Нижнеенисейская зона.

В Анабаро-Алданской провинции выделены триасовые рифтогенные зоны, контролирующие ийолит-карбонатитовый и кимберлитовый магматизм. К первой (Енисейско-Котуйская зона) приурочены месторождения флогопита (Гулинское, Одихинча), магнетит-апатитовых руд (месторождение Ковдор), нефелина (Маган). Зоны развития кимберлитов унаследованно развивались по раннерифейским авлакогенам, вдоль которых сочленяются различно построенные блоки фундамента платформ.

В Лена-Оленёкской и Анабарской зонах выявлен ряд кимберлитовых трубок с возрастом около 250 млн. лет, которые контролируются крупными разломами и раннерифейскими авлакогенами. Предполагают наличие здесь и более молодых — позднемезозойских кимберлитовых трубок [21]. Таким образом, рифтогенные структуры, широко развитые на Сибирской платформе, контролируют проявления четырех магматических формаций — трапповой толеит-базальтово-долеритовой, оливинит-габбровой, толеит-карбонатитовой и кимберлитовой. Вероятно, между ними существуют закономерные пространственно-временные и генетические связи [20]. С каждой из отмеченных формаций ассоциирует определенное оруденение, порой большой продуктивности.

Сводово-глыбовые структуры, возникшие в процессе тектономагматической активизации, характерны для Алданского щита [6]. Их формирование протекало в мезозойскую эпоху и сопровождалось фолонит-трахит-сиенитовым и лампрофир-сиенитовым магматизмом. Мезозойские гидротермальные месторождения связаны с этими магматическими формациями. Залегают они преимущественно в кембрийских карбонатных породах, отчасти в кристаллических породах древнего фундамента или массивах молодых изверженных пород; относятся преимущественно к золоторудной формации, представлены пластообразными залежами, зонами дробления, жилами, содержащими золото и серебро совместно с сульфидами меди, висмута, свинца и цинка (например, Лебединское месторождение Центрально-Алданского района). Крупными являются также пластообразные метасоматические месторождения флюорита (Элькон). Известны скарновые проявления железа, жильные — свинца и цинка, редкометалльных пегматитов, штокверковые и жильные — молибдена [6].

На Балтийском щите выделена обширная область тектономагматической активизации, контролируемая крупными разломами северо-восточного простираения, обеспечивающими клавишную горсто-грабенную структуру рудоносной территории (рис. 20). Наиболее крупной и продуктивной в металлогеническом отношении является рифт Осло — Хибины, где мощность вулканогенно-осадочных отложений в грабене составляет 800 м. По современным данным [9, 23], вдоль разломов размещаются многочисленные много-

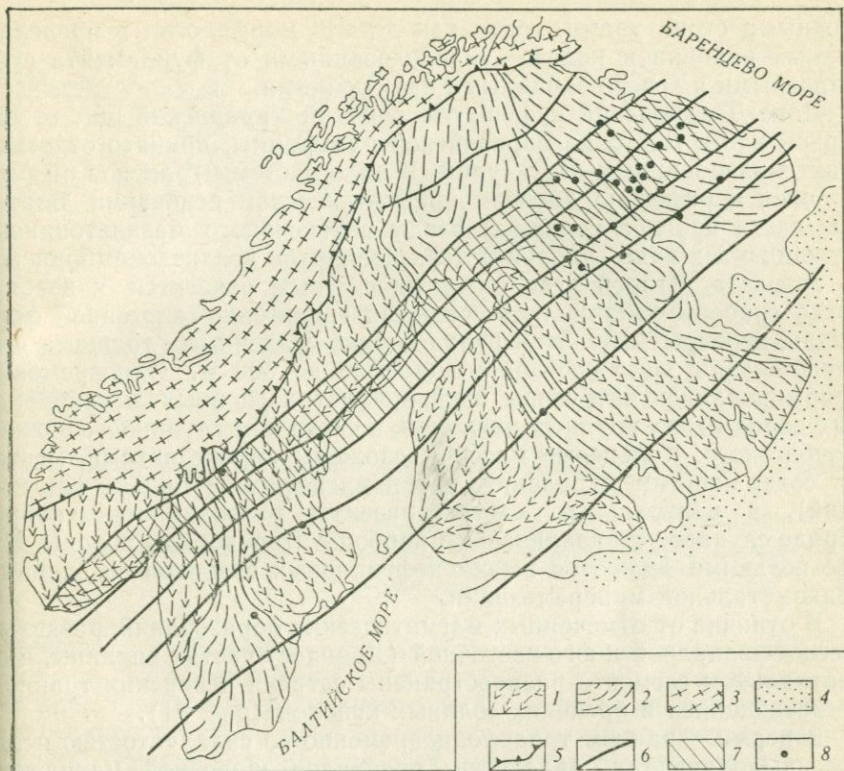


Рис. 20. Палеозойская тектоно-магматическая активизация Балтийского щита.
По [9]; упрощено.

1 — архейский фундамент; 2 — область протерозойской складчатости; 3 — каледониды; 4 — палеозойский платформенный чехол; 5 — граница каледонид Норвегии; 6 — главные разломы; 7 — зона активизации Хибин — Осло; 8 — массивы щелочных пород центрального типа

Фазные расслоенные массивы ультраосновных — ультращелочных пород. Отдельные этапы их внедрения растянуты на значительный период времени — 600—350 млн. лет. Ранняя фаза внедрения представлена массивами, сложенными породами щелочной габброидной формации (Гремяха-Вурмес на Кольском полуострове, Ельть-Озерское в Карелии, Альмунге в Швеции). С ними связаны ильменит-титаномагнетитовое оруденение и редкометальная минерализация. Каледонский магматизм проявлен многофазными массивами щелочно-ультраосновных пород центрального типа, несущими оруденение титаномагнетита с перовскитом (Африканда), флогопита (Ковдор), апатит-магнетитовых руд (Ковдор) и редких металлов в карбонатах. Герцинскими являются массивы нефелиновых сиенитов (Хибинь, Ловозеро, массивы Осло). С ними связана апатитовая, нефелиновая, сфеновая, эвдиалитовая и редкометальная минерализация. Региональное размещение изверженных пород и связанных с ними месторождений определяется крупными северо-во-

сточными структурами, тогда как детали морфологии в пределах рудных районов и полей — унаследованными от фундамента субширотными и северо-западными нарушениями.

Доно-Днепровский прогиб, отсекающий Украинский щит от северной части Восточно-Европейской платформы, принято относить к активизированным структурам. В виде системы грабенов он был заложен в рифе на древнем кристаллическом основании. Бортовые части прогиба содержат следы интенсивного базальтоидного вулканизма в виде траппов и даек долеритов позднедокембрийского возраста. Второй этап развития системы относится к девону, когда грабены заполнились осадками терригенно-галогенной формации, перекрытыми затем вулканогенно-осадочными толщами щелочно-базальтового состава мощностью до 600 м. Одновременно сформировались интрузивы щелочно-ультраосновных и габброидных пород вдоль крупных разломов, в частности глубинного Южно-Донбасского. Кольцевые массивы сложены пироксенитами, местами содержащими скопления титаномагнетита (Покрово-Киреевский), в центральных частях развиты разновидности габбро. В ряде случаев устанавливаются карбонатитоподобные породы. Более поздними являются штоки нефелиновых сиенитов со следами редкометальной минерализации.

В отличие от отмеченных магматических образований, развитых в северо-западной и юго-восточной (Донбасс) частях впадины, в ее центральном сегменте распространены остатки девонских траппов, встречающихся в брекчиях соляных куполов (рис. 21).

В перми — раннем триасе одновременно со складчатостью осадков, выполняющих авлакоген, проявился щелочной магматизм (трахиты, шонкиниты, трахилипариты Донбасса). В юрское время отмечается внедрение даек лампрофиров (160 млн. лет) Нагольного кряжа и других районов (Миусский комплекс). Предполагается [8, 27], что с последним — киммерийским этапом активизации связано ртутное (Никитовское месторождение и др.), ртутно-полиметаллическое (Славянское рудное поле) и жильное полиметаллическое (Нагольный кряж) оруденение.

В позднем палеозое, а особенно активно в мезозое и отчасти кайнозое, процессами тектоно-магматической активизации были охвачены молодые платформы и области завершенной складчатости. Некоторые исследователи склонны к этим процессам относить палеозойский магматизм и металлогению Западной и Центральной Европы. Эти территории ранее были включены нами в состав геосинклинальных. Одновременно к бесспорно активизированным структурам относится Рейнский грабен. В. В. Белоусов [3] относит его к мезо-кайнозое, когда, по его мнению, возник Рейнский свод, включающий Шварцвальд, Вогезы, Рейнские Сланцевые горы, Арденны, имеющий большие размеры — 350×250 км. Поднятие свода он оценивает в 1000 м. В позднем эоцене в середине свода заложился рифт, проседание которого, сопровождаемое щелочным вулканизмом, к четвертичному периоду достигло 2,5 км.

Е. Е. Милановский [26] относит Рейнский грабен к Рейнско-

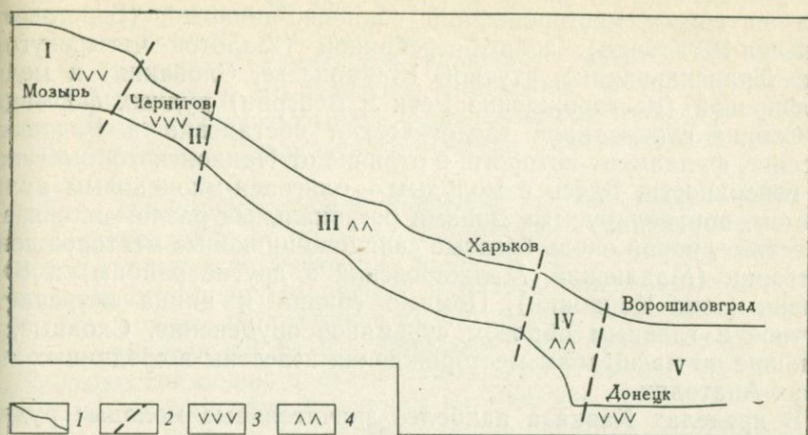


Рис. 21. Схема Доно-Днепровского авлакогена, возникшего в результате девонской тектоно-магматической активизации.

1 — ограничивающие глубинные разломы; 2 — границы главных сегментов Доно-Днепровского авлакогена: I — Припятская впадина, II — Черниговский район, III — центральная часть Днепровско-Донецкой впадины; IV — переходная зона к Донбассу, V — Донбасс; 3 — щелочно-ультраосновная и щелочно-базальтовая формация; 4 — трапповая формация

Ливийскому рифтовому поясу, в котором выделяет семь сегментов: Рейнский, Североморский, Ронский, Сардинский, Сицилийско-Тунисский, Ливийский, Чад-Камерунский. Северная часть пояса имеет позднекаледонский возраст, остальная — преимущественно кайнозойский. Начало рифтинга во всех сегментах отмечалось в пределах сводово-глыбовых структур. В связи с этим идеи И. В. Корешкова [16] о периодичности, механизме и характере процесса сводообразования заслуживают уточнения. В металлогеническом отношении продуктивен далеко не весь отмеченный грандиозный рифтовый пояс, а лишь отдельные, локальные его звенья — грабен Осло, отдельные грабены в Ирландии, Чаде и Камеруне. В их пределах развита минерализация, характерная для сводово-глыбовых структур (район Осло) или щелочных магматических комплексов собственно рифтогенной природы (Чад, Камерун).

Далее к востоку типичные процессы тектоно-магматической активизации устанавливаются в срединных массивах Средиземноморского складчатого пояса, особенно в Паннонском и Родопском. В первом случае мы имеем дело с громадным количеством вулканогенного материала, выброшенного на поверхность в течение неогена. Отдельные гряды и массивы вулканических пород распространены на территориях Закарпатья, Словакии, Венгрии, Румынии. Попытки увязать их с палеоостровными дугами и якобы имевшим место спредингом [2] не совсем удачны. Однако сопоставление с Забайкальем и северной частью МНР, по нашему мнению, себя оправдывает, поскольку и там металлогения сводово-глыбовых структур активизации имеет классическое выражение. С многочисленными массивами невулканитов (рис. 22) связана

пестрая гамма месторождений свинцово-цинковой (Береговское, Баньска-Штявница), золото-серебряной («золотой четырехугольник» Трансильвании), ртутной (Закарпатье, Словакия) и медно-порфировой (месторождение Речк в Венгрии) рудных формаций.

Сходна с описанной геологическая обстановка в Родопском массиве, фундамент которого, в отличие от Паннонского, выступает на поверхности. Здесь с молодым — олигоцен-миоценовым вулканизмом, контролируемым зонами региональных разломов, связаны известные, порой очень богатые свинцово-цинковые месторождения Болгарии (Маданский, Маджаровский и другие районы) и Югославии (зона Капаоник). Помимо свинца и цинка встречается ртутное и главным образом сурьмяное оруденение. Сходные, но меньшие по масштабам месторождения известны в срединных массивах Анатолии.

В пределах Кавказа наиболее значительные молодые рудные месторождения связаны с процессом неогеновой тектоно-магматической активизации. Здесь выделяются следующие рудные формации: скарновая шеелит-молибденитовая (Тырныауз), арсенипитовая (Цана), реальгар-аурипигментовая (Лухуми), ферберит-антимонитовая (Зопхито, Ноцара), киноварная (Подхребтовое, Ахей), свинцово-цинковая (Квайса), медно-молибденовая (Каджа-

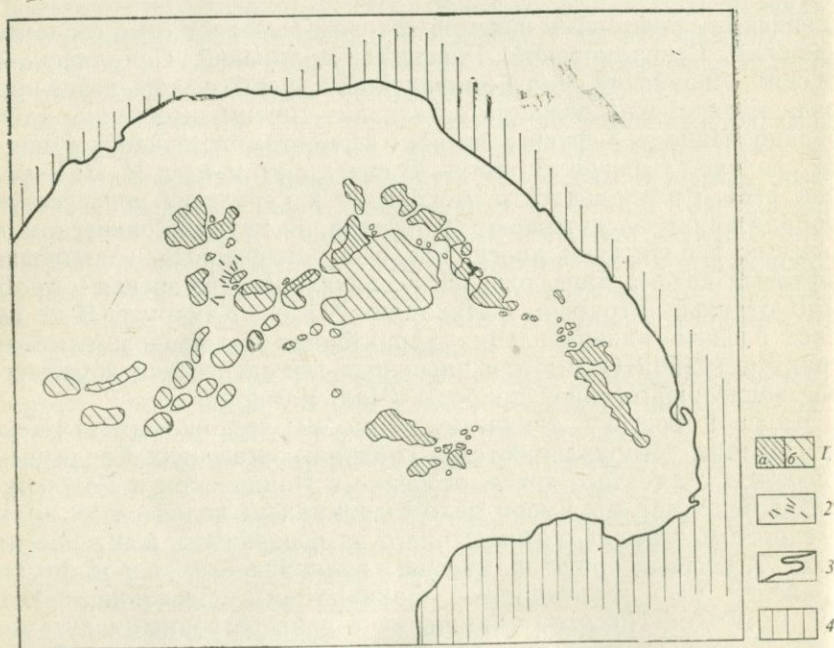


Рис. 22. Размещение неогеновых вулкаников Венгерской впадины. По [2]; упрощено.

1 — вулканиды андезит-риолитовой формации (а — выходы на поверхность, б — погретные); 2 — дайки андезитов; 3 — граница Карпатской складчатой области; 4 — Карпатский флиш

ран) и другие на юге Малого Кавказа. Процессы активизации развивались в пределах выступов древнего фундамента Центрального Кавказа и северной периферии Иранского срединного массива. Существует мнение, что известное Чиатурское месторождение марганца также следует связывать с активизацией тектонических движений в пределах Дзирульского выступа Закавказского срединного массива.

Далее к востоку крупной областью, где собственно и зародились представления об особенностях металлогении процесса тектоно-магматической активизации, является Монголо-Охотский пояс, объединяющий разновозрастные и разнотипные структуры. В ее пределах весьма продуктивен Селенгинский пояс, распространенный в северной части МНР и Западном Забайкалье. Он фиксируется прерывистой цепью вулканогенных депрессий, вытянутых в субширотном направлении более чем на 1000 км, причем в восточном направлении возраст вулканитов омолаживается от позднепалеозойского до раннеюрского. По данным Д. А. Щеглова и других исследователей, в пределах пояса выделяются молибден-порфировые и вольфрамовые месторождения, связанные с мезозойскими щелочными гранитами, и флюоритовые, ассоциирующие с постнижнемеловыми дайками щелочных сиенитов. Кроме них, известно скарново-магнетитовое, скарново-медно-полиметаллическое и медно-цинковое оруденение. В северной части МНР расположено известное меднопорфировое месторождение Эрдэнтуин-Обо. Сходные проявления выявлены в Гобийско-Южнокеруленском поясе на востоке МНР.

Месторождения пестрого состава палеозойского и мезозойского возраста связаны с активизацией Олёмко-Становой, Кентей-Даурской, Керулено-Аргунской, Хингано-Буреинской и Алданской провинций. Ведущие металлы — железо, золото, медь, молибден, вольфрам и олово.

Геосинклинальная металлогения Тихоокеанского складчатого пояса в значительной мере пополняется сведениями о рудоносности наложенных процессов тектоно-магматической активизации. В соответствии с описаниями Е. А. Радкевич [34], первым типичным районом проявления активизации на западном побережье Тихоокеанского кольца считается п-ов Корея. В его пределах отмечается многократное наложение минерализации фемического и сиалического профиля. В гранитах платформенных прогибов расположены вольфрамитовые жилы (Манён), на контактах развиты скарны с медным (Мандок), вольфрамовым (Сангдонг) и полиметаллическим (Комдок) оруденением. С верхнемеловыми субвулканическими телами ассоциируют проявления сурьмы и ртути; в карбонатных породах залегают стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Наген).

Еще более широко активизация проявилась в пределах Китайской платформы.

Рудоносные гранитоиды относятся к яньшанским (меловым) тектоническим движениям, наложенным на докембрийское плат-

форменное основание и области завершенной палеозойской складчатости. На северо-востоке КНР известны месторождения золота, меди, свинца и цинка позднепалеозойско-юрского возраста; в Яньшаньской зоне — молибдена, вольфрама и олова, в Циньлин-Янцзынской зоне восточной части КНР — меловое медное, молибденовое оруденение; в Узананьской зоне — медное, полиметаллическое, медно-молибденовое (Тунчан) и очень обильное ртутно-сурьмяное оруденение. Южнее, в пределах Цзянски-Хуанань-Гуаньской зоны расположена крупнейшая олово-вольфрамовая провинция. В ее восточной части сосредоточены широко известные, крупнейшие в мире кварцево-жильные вольфрамовые месторождения КНР. Прибрежная зона представляет собой оловоносный пояс.

Если все отмеченные рудоносные зоны имеют субширотную ориентацию, то Кам-Юнаньская ось — меридиональную. В ее пределах мощный пермский магматизм основного состава, по-видимому, авлакогенного типа способствовал образованию скоплений меди, железа, свинца и цинка. На периферии расположены месторождения ртути и сурьмы. На юге КНР известен богатый оловом район Гедзю, который протягивается во Вьетнам.

В восточном сегменте Тихоокеанского кольца позднемеловой — неогеновой тектоно-магматической активизацией охвачены Скалистые горы и Анды. С вулcano-плутоническими образованиями кислого и щелочного состава связаны многочисленные, преимущественно верхнемеловые и олигоценые месторождения. Мощное сводное поднятие, охватывающее весь пояс Кордильер, представлено на западе глыбой Сьерра-Невада, а на востоке — плато Колорадо (рис. 23). Поднятия разделялись локальными погружениями (Большой Бассейн) и рифтогенными зонами, что соответствует общей схеме сводообразования И. В. Корешкова [16].

В данные периоды возникли крупнейшие рудные месторождения запада США. К ним относятся уникальные скопления меди в Аризоне меднопорфирового типа, обеспечивающие более 80% потребности страны в этом металле (Сан-Франциско, Минерал-Парк, Эсперанс, Рей, Ахо, Глоб — Майямы и т. д.). За пределами этого медного пояса расположены одиночные крупные меднопорфировые месторождения — Бьютт, Бингем и др. Вблизи плато Колорадо находится крупнейшее в мире молибден-порфировое месторождение Клаймакс. Аналогичные меднопорфировые месторождения (Кананеа, Ла-Карид) известны в Мексике, а также в Панаме и Эквадоре [43]. Более молодыми являются вольфрамовые месторождения скарнового и гидротермального типов. Очень важное значение имеют золоторудные (Крипл-Крик) и многочисленные полиметаллические месторождения шт. Нью-Мексико (Ледвилл, Тинтик), которые прослеживаются и в Мексике [34].

В Андах к активизированным можно отнести крупнейшие турмалинодержащие меднопорфировые месторождения Чили, Перу и Аргентины, а также вольфрам-оловянные в южной части Боливии плиоценового возраста (Потоси, Льяльгуа) и еще более молодые — сурьмяные.

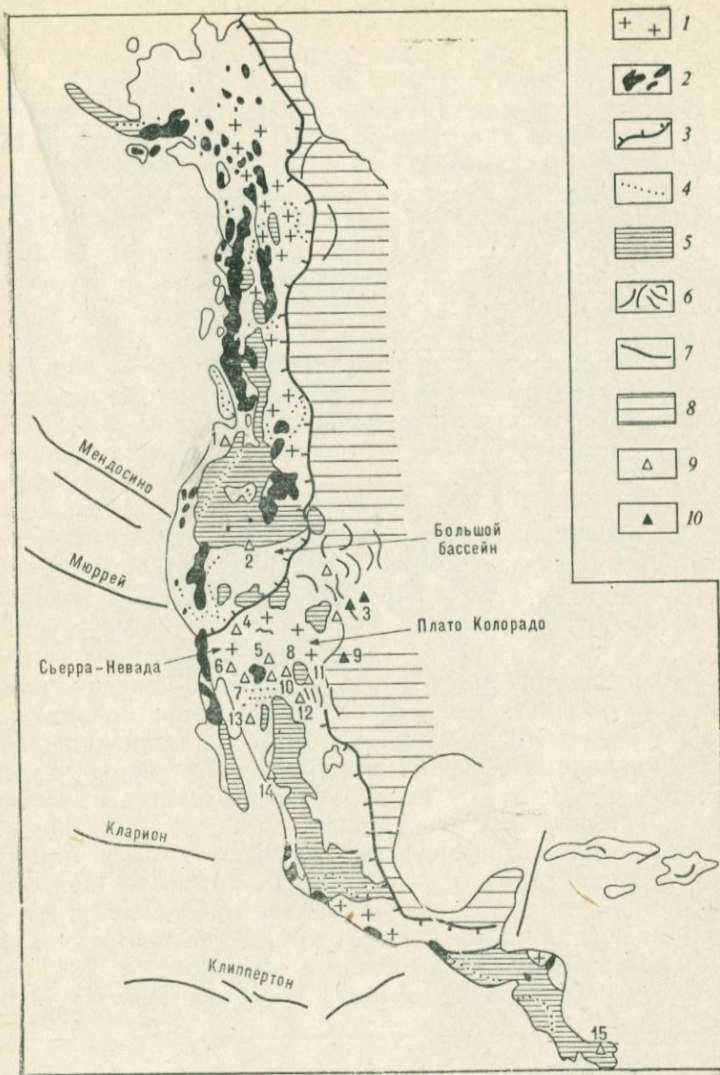
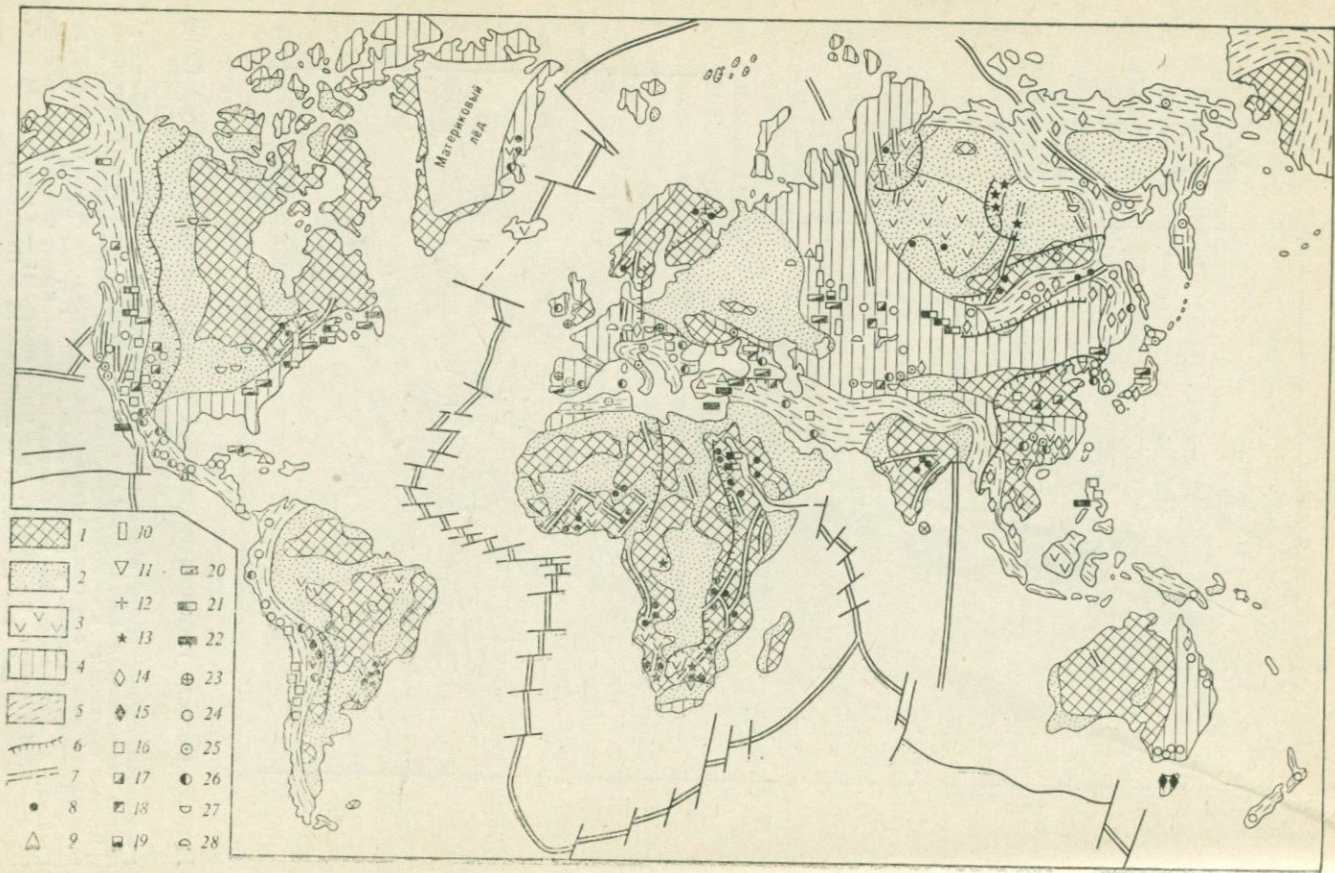


Рис. 23. Область тектоно-магматической активизации Скалистых гор Северной Америки [42].

1 — выходы докембрийского фундамента; 2 — мезозойские гранитоиды Кордильер; 3 — граница геосинклинали Кордильер; 4 — цепи современных и неогеновых вулканов; 5 — третичные вулканиты; 6 — активизированные окраины платформ; 7 — трансформные разломы дна океана; 8 — Северо-Американская платформа; 9, 10 — рудные месторождения соответственно медно- и молибден-порфировые; 1 — пик Елены, 2 — Бьютт, 3 — Клаймакс, 4 — Сан-Франциско, 5 — Минерал-Парк, 6 — Коппер-Безни, 7 — Ахо и Моренси, 8 — Глоб-Майяи, 9 — Клетта, 10 — Сан-Мануэль, 11 — Санта-Рита, 12 — Серилос, 13 — Кананеа, 14 — Ла-Карид, 15 — Патакюила



В самом схематичном виде рудоносность фанерозоя показана на рис. 24.

Фанерозойский период в металлогенической эволюции Земли изучен лучше, чем предыдущие, поэтому его особенности устанавливаются отчетливо. К главной из них относится резкое увеличение количества рудных формаций. Так, только в фанерозое появляются месторождения меднопорфировой (и медно-молибденовой), медноколчеданной кипрского типа, медно-цинковоколчеданной малокавказского типа, колчеданно-полиметаллической типа Куроко (рудноалтайского), ртутной, золото-ртутной, антимонит-ферберитовой и многих других рудных формаций.

Несмотря на широкое развитие в мезо-кайнозое процессов деструкции земной коры, сопровождаемых обильным базальтоидным магматизмом на континентах (траппы) и особенно в океанах, продуктивность на рудные месторождения рифтогенных структур неизмеримо ниже, чем авлакогенов и зеленокаменных поясов докембрия. Данное обстоятельство, по-видимому, непосредственно связано со степенью препарированности (эрозии) молодых рифтовых зон и их зрелостью.

Наиболее крупные, часто мирового значения фанерозойские рудные месторождения возникали преимущественно в областях сводово-глыбовой активизации и в чехлах древних и молодых платформ, тогда как в геосинклинально-складчатых поясах установлено большое число месторождений пестрого состава, однако масштабы их не столь значительны.

Разнообразие, сложность структур и состава фанерозойских месторождений полезных ископаемых свидетельствуют о необратимом направленном развитии земной коры, ведущем к прогрессирующему увеличению ее мощности, дифференцированности и контрастности геологических образований.

На рис. 25 схематично изображена металлогеническая эволюция Земли. Здесь отражены специфическая рудоносность главных мегациклов, необратимый рост числа рудных формаций и усложнение их состава. Одновременно отмечена длительность формирования месторождений одних групп формаций, названных «сквозными» [42], и отмирание в определенных временных интервалах других — «типоморфных». К первым относятся хромитовая, титано-

Рис. 24. Схема фанерозойской рудоносности Земли. Составлена с использованием работ [3, 26, 42 и др.].

Докембрийские платформы: 1 — щиты, 2 — фанерозойский платформенный чехол; 3 — оролы мезозойских траппов; складчато-геосинклинальные области: 4 — палеозойские, 5 — мезо-кайнозойские; области тектоно-магматической активизации: 6 — условные границы областей развития сводово-глыбовых структур, 7 — некоторые главные океанические и континентальные рифтовые системы, 8 — массивы щелочных пород центрального типа; рудные месторождения главных рудных формаций: 9 — хромитовой, 10 — титано- и скарново-магнетитовой, 11 — медно-никелевой, 12 — карбонатитовой и нефелин-апатитовой, 13 — кимберлитовой, 14 — пегматитовой редкометалльной и силикатной касситерит-вольфрамитовой, 15 — сульфидной касситерит-вольфрамитовой, 16 — меднопорфировой, 17 — медно-молибденовой, 18 — скарновой молибденит-шеелитовой, 19 — скарново-медной, 20 — медно-цинковоколчеданной, 21 — колчеданно-полиметаллической, 22 — медноколчеданной, 23 — пятиэлементной, 24 — жильной золото-серебряной, 25 — сурьмяно-ртутной, 26 — свинцово-цинковой, 27 — стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных породах, 28 — медистых песчаников и сланцев

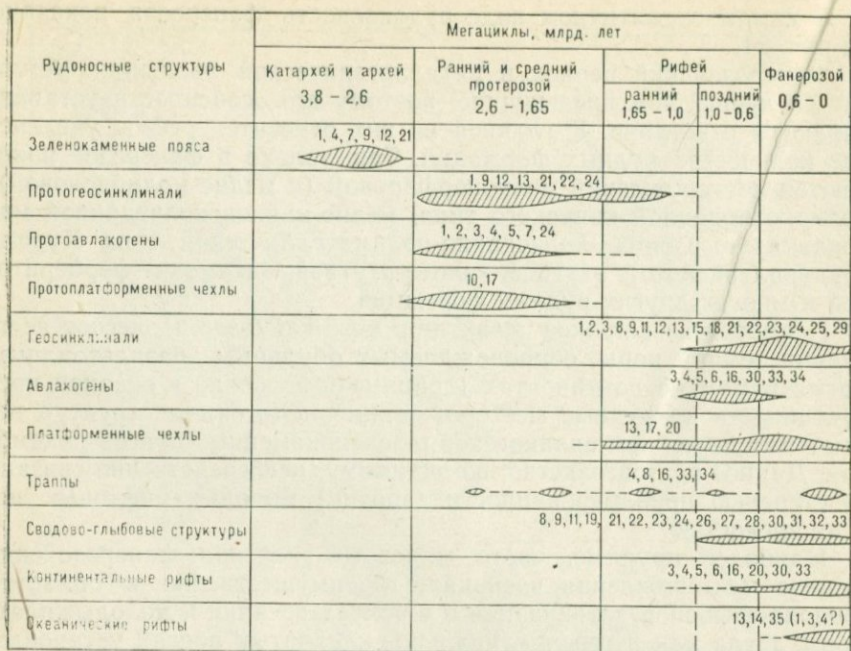


Рис. 25. Схема металлогенической эволюции разнотипных геологических структур.

Главные эндогенные рудные формации (цифры на диаграмме): 1 — хромитовая, 2 — платиновая, 3 — титаномагнетитовая, 4 — медно-никелевая, 5 — карбонатитовая (апатит-нефелиновая, тантал-ниобиевая, флогопитовая), 6 — кимберлитовая, алмазоносная, 7 — железистых кварцитов, 8 — скарново-магнетитовая, 9 — стратиформная и жильная золото-сульфидная, 10 — золото-ураноносных конгломератов, 11 — вулканогенная золото-серебро-селен-теллуровая, 12 — медно-цинковоколчеданная, 13 — колчеданно-полиметаллическая, 14 — медноколчеданная, 15 — колчеданно-золото-барито-полиметаллическая, 16 — самородной меди, 17 — медистых песчаников и сланцев, 18 — меднопорфиновая, 19 — медно-молибденовая, 20 — стратиформная свинцово-цинковая в карбонатных породах, 21 — редкометалльных пегматитов, 22 — силкатная касситерит-вольфрамитовая, 23 — сульфидная касситерит-вольфрамитовая, 24 — пятиэлементная, 25 — скарново-медная, 26 — скарновая шеелит-молибденитовая, 27 — скарновая полиметаллическая, 28 — жильная и штокверковая кварц-молибденитовая, 29 — стратиформная шеелитовая, 30 — ртутная, 31 — реальгар-аурипигментовая, 32 — ферберит-антимонитовая, 33 — барит-флюоритовая, 34 — islandского шпата, 35 — железо-марганцевая (формация Парapedи)

магнетитовая, медно-никелевая, медно-цинковоколчеданная. В определенные периоды появляются и прослеживаются в дальнейшей истории определенные группы формаций — колчеданно-полиметаллическая, медистых песчаников и сланцев, стратиформная свинцово-цинковая, пятиэлементная, меднопорфировая и др. Каждая из них заслуживает специального анализа.

Увеличение числа рудных формаций от древних эпох к молодым, по-видимому, находится в прямой зависимости от усложнения состава земной коры, увеличения ее мощности, последовательного видоизменения рудоносных геологических структур и других необратимых превращений Земли в ходе ее сложного возвратно-поступательного развития.

В этом аспекте непосредственный интерес представляет эволюция магматизма, рассмотренная в теоретической статье О. А. Бо-

гати́кова с соавторами [19]. В качестве общих закономерностей развития магматизма в ней отмечаются следующие: 1) сокращение во времени возникновения коматитов, чарнокитов, анортозитов, гранитогнейсов, мигматитов; 2) постепенная смена плаггиогранитов гранитами и щелочными породами; 3) замещение толеитового магматизма известково-щелочным; 4) смена площадного магматизма линейным; 5) замена непрерывной магматической деятельности пульсирующей.

Весьма важно соответствие эволюции магматических и рудных формаций, что служит убедительным свидетельством магматического происхождения эндогенных месторождений, в том числе и не имеющих видимой связи с конкретными магматическими проявлениями. На многочисленных примерах, приведенных ранее, можно видеть, что в результате последующих процессов магматизма и метаморфизма рудное вещество, отложенное в различные периоды развития земной коры в отдельных геологических формациях в виде стратиформных, часто убогих непромышленных скоплений, концентрируется в крупные и уникальные рудные залежи. Особенно это характерно для древнейших периодов [23, 25 и др.] Очевидно, с данным обстоятельством связано более обильное распространение стратиформных рудных месторождений в докембрии, чем в фанерозое.

Приведенные материалы и некоторые соображения могут послужить базой для обоснования главных положений металлогенических схем геосинклиналей, платформ и разного типа структур тектоно-магматической активизации.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ГЛАВНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для каждого из охарактеризованных структурных элементов земной коры могут быть предложены самостоятельные схемы их металлогенической эволюции. При современной степени изученности они не могут претендовать на полноту, в связи с чем будут приведены лишь основные металлогенические их особенности, позволяющие наметить пути дальнейших, более детальных исследований.

СКЛАДЧАТО-ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Металлогения подвижных поясов, как это уже отмечалось, изучена намного детальнее других структур земной коры. В основу рассмотрения особенностей металлогении геосинклиналей положена их систематика, построенная по тектоническим, петрологическим и металлогеническим признакам. Не имея возможности изложить различные варианты такой систематики, предложенные многочисленными исследователями в разные годы, автор рассмотрит только один из них, по его мнению, наиболее удобный как для изучения общих вопросов рудоносности, так и для целей прикладных прогнозно-металлогенических работ [33].

Коллективом ВСЕГЕИ в основу прогнозирования твердых полезных ископаемых на территории СССР положена схема рудоносных площадей Е. Т. Шаталова, разработанная им в 1963 г.: планетарный металлогенический пояс — металлогенический пояс — металлогеническая зона — рудная зона — рудное поле (месторождение). В многолетней практике составления разномасштабных металлогенических карт автор эту схему в значительной степени изменил, увязав ее с принятой схемой тектонического районирования. Более удобно пользоваться следующей схемой: металлогенический пояс (соответствует геосинклинально-складчатому поясу) — металлогеническая область (геосинклинальная область) — металлогеническая провинция (геосинклинальная система) — металлогеническая зона (частные тектонические зоны) — рудный район — рудное поле. Иногда возникает необходимость в дополнении этой схемы еще одной ячейкой — структурно-металлогенической зоной. Последняя отвечает структурно-фациальной зоне. В этом случае металлогенические зоны часто занимают секущее положение по отношению к первоначальным тектоническим структурам.

Границы рудных районов и полей не всегда имеют четкое геологическое выражение и иногда определяются условно по выходам рудоносных магматических пород, рудоконтролирующих структур или по сближенным рудопроявлениям.

Главной единицей, определяющей специфику рудоносности провинций и поясов, служит металлогеническая (структурно-формационная) зона. От сочетания разнотипных металлогенических зон и зависят основные закономерности формирования и размещения полезных ископаемых в пределах провинций — характер региональной рудной зональности, набор рудоносных геологических формаций [33] и месторождений, особенности связи оруденения с магматизмом, тектоническими структурами и осадочными формациями. Данное обстоятельство и определило предельную детальность при расчленении металлогенических зон на территории СССР коллективом ВСЕГЕИ [37], которым выделено 87 их типов, а также 30 групп и 150 геологических формаций. Как уже отмечалось в более ранних работах автора и других исследователей такое обилие подразделений практически отрицает типизацию рудоносных территорий. Одновременно характеристика рудоносности геологических формаций главных типов структур, приведенная в отмеченном издании, представляется весьма ценной; в принципе к ней близка основная идея, заложенная в предлагаемой работе.

Геосинклинальные зоны предлагается подразделять на главные типы, следуя общепринятому членению их по этапам и стадиям тектонического цикла, в соответствии с которым принимается определение понятия «металлогеническая эпоха». Последняя делится на геосинклинальный и орогенный этапы, а каждый из них на стадии, соответственно ранне-позднегеосинклинальную и ранне-позднеорогенную. Такое подразделение принято по относительно недавним рекомендациям А. А. Богданова и его соавторов.

Что касается подразделения геосинклинальных зон на структурно-формационные типы, то здесь требуется значительно более детальная систематика, базирующаяся на тектоническом, формационном, петрологическом и металлогеническом признаках. Использование только одного из них поневоле ведет к чрезмерному сокращению, либо, напротив, — чрезмерному увеличению их типов. В основу такой систематики уже довольно давно, после известных работ А. Т. Асланяна, принимается понятие орто- и парагеосинклиналей, предложенное Г. Штилле в труде, посвященном строению Америки. Как известно, ортогеосинклинали («настоящие» геосинклинали или «геосинклинали первого порядка») состоят из эвгеосинклиналей — внутренних плиомагматических зон и миогеосинклиналей — краевых амагматических зон. Парагеосинклинали — внутриконтинентальные прогибы, осадки которых испытывают германотипную складчатость. Из последующих систематик геосинклинальных зон наиболее детальной является систематика, разработанная М. Кзем.

Совершенно естественно, что в металлогеническом отношении наибольший интерес представляют эвгеосинклинали, в которых сосредоточена максимальная магматическая активность. Г. Штилле геосинклинальный магматизм называл «начальным» и относил к нему офиолитовую ассоциацию и дифференцированные базальтоидные формации. Помимо подводных вулканитов сюда же он включает экстрозивный и интрузивный магматизм ультраосновного, основного и кислого состава. Представление о таком характере начального магматизма, охватывающего весьма длительный период в развитии эвгеосинклиналей, вплоть до орогенного этапа, существовало до конца 60-х годов, т. е. почти 30 лет.

В известных работах А. В. Пейве, а также ряда зарубежных исследователей (Р. Г. Колман и другие) офиолитовая ассоциация отнесена к образованиям прошлого океанического дна, возникшим в догеосинклинальную — океаническую стадию развития земной коры. В связи с этим выделенные автором ранее металлогенические зоны «офиолитовых геосинклиналей» [42] следует рассматривать в составе океанических структур. Вместе с тем не отрицается, что в ряде случаев мы имеем дело с интрузиями пород ультраосновного состава и автохтонным, а не аллохтонным их залеганием.

Что касается эвгеосинклиналей, занимающих внутреннее положение в складчатых системах, то Ж. Обуэн в своей книге «Геосинклинали» выделил в них собственно эвгеосинклинали и эвгеоантиклинали. Они, по его мнению, являются неразрывной парой, обеспечивающей зональное строение подвижных поясов.

Для металлогенического анализа требуется более дробное членение эвгеосинклинальных зон по петрологическому, формационному и тектоническому признакам, а также глубинному строению. Учитывая результаты многочисленных исследований, выполненных в этом направлении, можно считать наиболее удобной для практического использования следующую схему: первичные эвгеосинклинали — вторичные эвгеосинклинали — сланцевые эвгеосинклинали

ли (миктогеосинклинали) — терригенные эвгеосинклинали. Первые из них предположительно закладываются на океанической коре (внешние островные дуги) и представляют собой структурные элементы, развитие которых ведет к трансформации океанической коры в континентальную. Некоторые геологи склонны отождествлять глубоководные желоба с эвгеосинклинальными прогибами. Однако большие мощности вулканогенно-осадочных отложений в геосинклиналях, обилие продуктов начального магматизма, предполагаемый высокий тепловой поток, никак не соответствуют обстановке, устанавливаемой в желобах. Поскольку офиолиты исключены из состава эвгеосинклиналей, то для глубоководных океанических осадков (радиоляриевые и диатомовые илы) не остается места. В связи с этим в современных системах островных дуг следует искать иного аналога эвгеосинклинальных прогибов.

Первичные эвгеосинклинали, как и соответствующие им рудные провинции и характерные для них рудные формации, было предложено относить к уральскому типу [43]. Они заложены на океанической или на переработанной эмбриональной континентальной коре и представляют собой линейные или дугообразные вулканические пояса, порой вытянутые на 2—3 тыс. км при ширине 100—200 км. В них выделяются центральные прогибы, выполненные мощными (до 12 км) недифференцированными вулканогенно-осадочными толщами однообразного натриевого базальтового или андезит-базальтового состава, рожденные в результате активного океанического толлит-базальтового вулканизма. Они вмещают дайки, штоки и силлы диабазов и габбродиабазов, заполняющие подводящие каналы. Эти образования интенсивно дислоцированы и метаморфизованы до зеленосланцевой ступени (региональный динамогеотермический метаморфизм, по Б. Я. Хоревой). В металлогеническом отношении зоны этого типа мало перспективны. Для них характерны лишь непромышленные проявления вкрапленных, реже массивных серноколчеданных руд.

Центральные прогибы первичногеосинклинальных вулканических поясов вдоль глубинных разломов контактируют с зонами относительных синседиментационных поднятий. Они сложены менее мощными вулканогенно-осадочными толщами, принадлежащими к дифференцированным контрастным (базальт-риолитовая), реже непрерывным (базальт-андезит-дацит-риолитовая) формациям. Осадочные породы относятся к известняковой, доломитовой, кремнисто-карбонатной, граувакковой, полимиктовой глинисто-песчанистой формациям. Крупные длительно развивающиеся разломы местами контролируют вулcano-тектонические структуры, иногда рудоносные. Складчатость вулканогенных толщ в зонах поднятий менее интенсивна, чем в центральных прогибах, но также относится к линейному типу. Одновременно трещинные структуры развиты здесь несравненно более широко. Породы претерпели сложный метаморфизм зеленокаменной фации. На участках рудных месторождений обычно проявлен околорудный метаморфизм, отличный от регионального перерождения вулканогенных пород.

Металлогения этих зон выражена вполне отчетливо: на склонах синвулканических поднятий размещаются раннегеосинклинальные медно-цинковоколчеданные месторождения уральского типа. Их принято относить к полигенным первично вулканогенно-осадочным образованиям, на которые часто накладывается более позднее гидротермально-метасоматическое оруденение. В позднегеосинклинальную стадию, когда проявляется тенденция к поднятию и обмелению бассейна, в вулканитах возрастает содержание калия, а осадконакопление становится существенно карбонатным, образуются интрузивы габбро-диорит-граносиенитовой формации. С ними ассоциируют скарпные месторождения меди и железа, иногда жильные кварц-золоторудные и меднопорфировые проявления.

Примеры первичногеосинклинальных поясов достаточно многочисленны и широко известны. Эталоном их служит Урал. Такого рода зоны встречаются в широком возрастном интервале — в архее, раннем протерозое, рифее, палеозое и позже.

Вторичные эвгеосинклинали служат аналогами внутренних островных дуг, заложены они не на океанической, а на зрелой континентальной коре срединных массивов. В отличие от первичных геосинклиналей, они встречаются только в складчатых поясах фанерозоя. Возникают такого рода структуры в результате процесса регенерации геосинклинального режима и представлены чередующимися грабенообразными погружениями и горстовыми поднятиями. Первые сложены вулканогенно-осадочными толщами последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, тогда как в пределах вторых выступают древние породы фундамента срединного массива, иногда перекрытые мало-мощным осадочным чехлом.

Вторичные геосинклинали отличаются от первичных развитием на зрелой сиалической коре, обеспечивающей широкое распространение в зонах прогибов кислых продуктов геосинклинального вулканизма, — андезитов, дацитов, риолитов; на долю базальтов обычно остается 10—25% общего объема вулканитов. Можно полагать, что такой состав вулканогенных толщ обусловлен контаминацией первичной базальтовой магмы за счет ассимиляции сиалического фундамента. Мощность вулканогенных накоплений редко превышает 3 тыс. м; степень дислоцированности также несоизмеримо меньше, чем в первичногеосинклинальных поясах. Обычно здесь развиты вулcano-тектонические структуры — брахиантклинали и кальдеры проседания.

Наблюдается последовательная эволюция химического состава вулканизма во времени — от натриевого к кали-натриевому. В отдельных разновидностях вторичных геосинклиналей преобладает существенно калиевый кислый вулканизм, для которого, по последним данным В. В. Авдонина, характерны процессы ликвации. В зонах поднятий комагматы раннегеосинклинального вулканизма представлены порой обильными позднегеосинклинальными гипабиссальными интрузивами габбро-сиенитовой и плагиогранит-гранодиоритовой формацией. Они обычно размещаются вдоль широких зон

глубинных разломов, в том числе поперечных к простиранию линейных вулканоплутонических поясов. Некоторые исследователи к «вторичным геосинклиналям» относят структуры иного характера, чем рассматриваемые в данной работе. Между тем защищаемое здесь определение вторичных эвгеосинклиналей принято многими исследователями и нашло свое отражение в легенде металлогенической карты СССР, составленной ВСЕГЕИ.

Металлогения вторичных эвгеосинклиналей в общих чертах сходна с металлогенией первичных, однако она обладает рядом особенностей. Месторождения раннегеосинклинальной стадии сосредоточены в вулканогенных прогибах и представлены тремя формациями: медно-цинковоколчеданной, колчеданно-барит-полиметаллической и колчеданно-полиметаллической. Менее значительными являются проявления гематит-пирролизитовой формации. Месторождения позднегеосинклинальной стадии локализируются в зонах поднятий, где тесно ассоциируют с интрузивными породами. Они относятся к скарново-магнетитовой, меднопорфировой и отчасти жильной и прожилковой золоторудной формациям.

При более детальном рассмотрении петрологических и металлогенических особенностей вторичных эвгеосинклиналей возникает необходимость расчленения их на два подтипа — малокавказский и рудноалтайский (или Куроко). Первый из этих подтипов широко распространен вдоль вытянутого на 3 тыс. км мезо-кайнозойского вулканического пояса, заложенного в результате регенерации Паннонского, Родопского, Анатолийского, Закавказского и Иранского срединных массивов. В его пределах расположены многочисленные медно-цинковоколчеданные (Бор, Панагюриште, Мургурл, Болнис, Алаверды, Кафан), меднопорфиновые (Майданек, Медет, Техут, Сар-Чешме, Чагаи) и скарново-магнетитовые (Решица, Малка-Тырново, Кыркалери, Дашкесан, Кухбенан, Раскох) месторождения.

Колчеданная минерализация относится к вулканогенному гидротермально-метасоматическому типу. Месторождения имеют как пласто- и линзообразную, так и жильную форму; масштаб их средний, реже крупный (Бор), иногда руды золотоносны (Челопеч). Меднопорфиновые месторождения зон поднятий контролируются крупными разрывными структурами и связаны с кали-натровыми интрузивами диорит-порфиров, монзонит-порфиров и гранодиорит-порфиров преимущественно позднемелового возраста. В отличие от медно-молибденовых месторождений, здесь отношение меди к молибдену достигает 60:1 и 100:1, руды обычно убогие — содержание меди 0,35—0,5%. На периферии рудных полей часто расположены ограниченные по размерам золоторудные месторождения. Скарново-магнетитовые месторождения в возрастном отношении занимают промежуточное положение между колчеданными и меднопорфировыми. Как правило, они обладают незначительными размерами, но в ряде районов успешно обрабатываются.

Для данного подтипа зон характерно гомодромное развитие начального магматизма от натриевого к кали-натриевому типу,

связь оруденения с кислыми его членами, широкое развитие рудоносных дифференцированных вулканогенных и интрузивных формаций. Важную роль играют разрывные тектонические структуры, обеспечивающие как заложение вулканогенных прогибов на зрелой континентальной коре, так и дальнейшее развитие магматизма. Оруденение контролируется вулканогенно-тектоническими структурами, а также зонами разломов различного масштаба. Обычно оно сопровождается характерными околорудными гидротермальными метасоматитами (окварцевание, серицитизация, хлоритизация), наложенными на региональную пропилитизацию.

Помимо регионального вулканического пояса вторичногеосинклинальные зоны малокавказского типа устанавливаются в Канадских Кордильерах, Центральном и Восточном Казахстане, Алтае-Саянской области и некоторых районах западной части Тихоокеанского кольца [43]. Во всех отмеченных провинциях возраст оруденения определяется в пределах кембрий — неоген.

Второй подтип вторичных эвгеосинклиналей имеет значительно меньшее число представителей. К нему относятся провинции Куроко в Японии (миоцен), Рудный Алтай и Гиссарский хребет в СССР (девон) и Батерст в Канадских Аппалачах (ордовик). В их пределах находятся месторождения медно-цинковоколчеданной, жильной полиметаллической и колчеданно-полиметаллической рудных формаций, из которых лишь последняя имеет крупное практическое значение. Эти месторождения в основном относятся к гидротермально-осадочному типу с часто наложенной гидротермально-метасоматической минерализацией. Причем околорудные метасоматиты, по данным В. В. Авдонина, также имеют гидротермально-осадочное происхождение. Развитие геосинклинального рудоносного вулканизма в отмеченных рудных районах следовало антидромно от существенно калиевого кислого к базальтоидному.

Многочисленные исследователи Рудного Алтая (Д. И. Горжевский, В. Б. Чекваидзе, Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин и др.) придают большое значение в формировании кислой рудоносной магмы сиалическому фундаменту срединного массива, на который наложена девонская вторичная эвгеосинклиналь. Можно полагать, что относительно неглубокое погружение вулканогенных прогибов и кратковременность раннегеосинклинальной стадии их развития определили петрохимические и металлогенические особенности начального базальтоидного вулканизма и последующего обильного гранитоидного магматизма.

Третьим типом геологических структур, которые в значительной степени условно относят к геосинклинальным, являются структуры, ранее выделенные автором как «сланцевые геосинклинали» и названные в настоящее время геологами ВСЕГЕИ [33] «миктогеосинклиналиями». Это протяженные зоны, впервые возникшие в среднем протерозое 1600—1400 млн. лет назад в Австралии и несколько позднее в Кордильерах Северной Америки и в Прибайкалье. В северной части Кордильер они имеют кембрийский возраст,

в Центральной Европе и Центральном Казахстане — девонский, на Большом Кавказе — юрский.

Сложены зоны черносланцевыми толщами, в которых аспидные сланцы и аргиллиты чередуются с различным количеством вулканогенного материала, состав которого последовательно меняется от антидормной модели от кислого и щелочного (кварц-порфиры, кератофиры) в низах разреза до основного (толеитовые базальты). Такой характер вулканизма, наравне с палеогеографическими построениями, позволяет провести параллель между этими зонами и палеоукраинскими или внутренними морями. В районах распространения миктогеосинклиналей установлено, что заложение их происходило на континентальной коре, возникшей в процессе предыдущих геосинклинальных циклов, тогда как развитие наложенной на них миктогеосинклинали сопровождается деструкцией коры и активностью океанической толеит-базальтовой магмы.

Аналогично образуются современные краевые и внутренние моря, заполняющие молодые океанические впадины и характеризующиеся мощным терригенным осадконакоплением. А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин [47], выделившие в неогее шесть основных структур земной коры, отмечают, что глубоководные бассейны внутренних и краевых морей возникают в областях ранней консолидации. Мощность осадочного чехла в них весьма значительна и превышает 10 км. Они считают, что данные структуры нельзя относить к складчато-геосинклинальным системам, поскольку это — вторичные, наложенные образования, тогда как островные дуги (геосинклинали) первичны.

Миктогеосинклинали, как и вторичные эвгеосинклинали, целесообразно подразделить на два подтипа. Образование первого завершилось возникновением океанической коры, тогда как во втором континентальная кора, не испытала полной деструкции. В результате мощные осадки в зонах первого подтипа в дальнейшей геологической истории развития были интенсивно дислоцированы и метаморфизованы, тогда как во втором подтипе интенсивность складчатости и метаморфизма была несравненно меньшей.

Металлогения миктогеосинклиналей своеобразна и весьма продуктивна. Для них характерны крупные, порой уникальные по масштабам месторождения колчеданно-полиметаллической, отчасти медно-пирротиновой рудных формаций, которые относятся к полигенным гидротермально-осадочным образованиям с наложенной гидротермально-метасоматической минерализацией.

Месторождения образуют мощные (до 100 м) согласные залежи полосчатых массивных или вкрапленных колчеданных руд с высокими содержаниями галенита и сфалерита (до 25% суммы металлов), иногда халькопирита с примесями серебра, золота, кобальта и других металлов.

К этому типу рудоносных структур относится небольшое число районов с крупным промышленным значением. Уже отмечалось, что к первому подтипу относятся месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, Холоднинское и Озерное в Прибайкалье,

Раммельсберг и Мёгген в ФРГ, Филизчай и Кызыл-Дере на Большом Кавказе. Второй подтип представлен месторождениями Мак-Артур в Австралии, Салливан и Энвилл в Канаде, а в качестве разновидности выступают месторождения атасуйского типа (Г. Н. Щерба), расположенные в Успенской зоне Центрального Казахстана, например Жайремское (Н. С. Скрипченко).

Колчеданно-полиметаллические месторождения, в отличие от оруденения типично эвгеосинклинальных зон, связаны не с дифференцированными вулканогенными формациями, а с океаническими толеитовыми базальтами, являясь их отдаленными производными. Это устанавливается во многих рудных районах по приуроченности тех и других к единым стратиграфическим горизонтам, а также по концентрации стратиформных рудных залежей в локальных синседиментационных депрессиях, на поднятых бортах которых выступают производные базальтоидного вулканизма в виде покровов, пирокластолитов, даек диабазов и штоков габбродиабазов.

Магматические проявления установлены пока не во всех из названных рудных районов. Так, на участке Салливан вулканизм не отмечается, хотя здесь известен шток диабаза Парселл, возможно, являющийся дериватом рудоносного магматизма. В Гарце заслуживает внимания так называемый «продленный начальный магматизм» Г. Штилле, проявленный также в Моравии. Колчеданно-полиметаллическое оруденение на Холоднинском месторождении (Забайкалье), по данным Э. Г. Дистанова, локализуется в центральных частях макроциклов, отвечающих периодам спада активности базальтоидной магмы. Менее заметна роль вулканизма в оруденении Успенской зоны, хотя и здесь повсеместно устанавливаются слабые признаки магматической деятельности.

Формационная принадлежность осадочных пород, вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение, различна, что позволило коллективу ВСЕГЕИ [37] выделить шесть типов структурно-формационных зон, в пределах которых развиты рассмотренные месторождения. Характерная и отличительная их черта — парагенетическая связь оруденения с недифференцированными океаническими базальтами. Активность этой магмы, по всем данным, обусловлена деструкцией континентальной коры, сформированной на предшествующих этапах геологической истории развития миктогеосинклинальных зон. Исходя из этого общепризнанная модель рудообразования в геосинклиналях, предусматривающая приуроченность его к периодам появления дифференцированных (или контактированных) магматических формаций, для данного случая не подходит. Все это свидетельствует о целесообразности отнесения рассматриваемых зон к деструктивным элементам, обязанным своим происхождением тектоно-магматической активизации.

Сведения о геосинклинальной металлогении трех главных типов эвгеосинклиналей и их разновидностей приведены в табл. I.

Орогенный этап развития проявляется в эвгеосинклинальных зонах, как правило, не выразительно. Лишь в Береговых хребтах Кордильер Северной Америки, в зоне Сьерра-Невады, а также в

Сравнительная характеристика metallo развития отдельных типов эвгеосинкли

Признаки	Первичные эвгеосинклинали уральского типа	Вторичные эвгеосинклинали	
		Малокавказского подтипа	Рудноалтайского (Куроко) подтипа
Геотектоническое положение	Внутренние части геосинклинальных систем	Краевые части срединных массивов	
Характер магматизма	Активный начальный базальтоидный вулканизм базальтовой, а также дифференцированных формаций, сменяющийся интрузивными комагматами; развивается гомодромно	Активный начальный вулканизм последовательно-дифференцированной натровой формации; позднегеосинклинальные натро-калиевые гранитонды; развивается гомодромно	Активный контаминированный натро-калиевый вулканизм, обильный гранитоидный магматизм; часто развивается антидромно
Наличие осадочных пород	Относительно редки, к верхам разреза увеличивается объем песчано-сланцевых и карбонатных отложений	Редки; в верхах разреза — карбонатные породы	Пропластки песчаников, известняков, сланцев
Характер складчатости	Интенсивная линейного типа, в зонах поднятий частые разломы	Умеренная до пологой, часты вулканотектонические структуры, разломы	Умеренная до пологой, обилие вулканотектонических структур
Тип метаморфизма	Отчетливо выражен в зеленосланцевой, иногда амфиболитовой ступени	Относительно слабый, цеолитовой, реже зеленосланцевой ступени	Слабый до умеренного

гении геосинклинального этапа начальных зон и их разновидностей

Миктогеосинклинали (сланцевые эвгеосинклинали)		
Раммельсбергского подтипа	Подтипа Мак-Артур	Жайремского подтипа
Граница внешних и внутренних зон геосинклинальных систем	В пределах авлакогенов на чехлах срединных массивов	Граница внешних и внутренних зон
Умеренный (от 10 до 30 % объема пород) вулканизм, антидромно развивающийся от кислого к основному	Редкие (2—5 %) проявления основного магматизма в виде даек и штоков габбродиабазов	Редкие проявления основных пирокластитов
Мощные накопления песчано-глинистых пород черносланцевой формации	Умеренной мощности терригенные породы черносланцевой формации	Мощные, преимущественно карбонатные, реже песчано-сланцевые осадки
Интенсивная линейного типа, часты надвиги, разломы	Умеренная, над авлакогенами более интенсивная	Отчетливо проявлена, частые разломы
Весьма интенсивный, порой до гранулитовой ступени, обычно зеленосланцевый и амфиболитовый	Умеренный до слабого	Зеленосланцевая ступень

Признаки	Первичные эвгеосинклинали уральского типа	Вторичные эвгеосинклинали	
		Малокавказского подтипа	Рудноалтайского (Куруко) подтипа
Глубинное строение	На океанической коре (внешние островные дуги)	На континентальной зрелой коре срединных массивов (внутренние островные дуги)	
Рудные месторождения	Стратиформные раннегеосинклинали медно-цинковоколчеданные и позднегеосинклинали скарновые медные и магнетитовые	Раннегеосинклинали гидротермально-метасоматические, вулканогенные медно-цинковоколчеданные и барит-золото-полиметаллические, а также позднегеосинклинали скарново-магнетитовые и медно-порфи́ровые	Раннегеосинклинали стратиформные, вулканогенные колчеданно-полиметаллические, часто крупного масштаба, а также небольшие золоторудные и медно-цинковоколчеданные
Возраст оруденения	От архея до палеогена	Фанерозойский	
Примеры рудных районов и месторождений	Супериор, Канада; Медный пояс Карелии, Финляндии и Швеции; Урал; Сьерра-Морена, Испания; Северный Кавказ; горы Динара; Тавр, Турция	Решаца, Румыния; Суббалканская зона Югославии; Болгарское Среднегорье; Малый Кавказ; Кордильеры Канады; Чингиз-Тарбагатайская провинция Казахстана; Саяны	Рудный Алтай, СССР; район Батерст (Нью-Браунсвик), Канада; Куруко, Япония

Миктогеосинклинали (сланцевые эвгеосинклинали)		
Раммельсбергского подтипа	Подтипа Мак-Артур	Жайремского подтипа
На континентальной коре, испытавшей деструкцию и замещенной океанической корой	На утоненной коре срединных массивов	В области завершенной складчатости
Крупные и уникальные раннегеосинклинали стратиформные колчеданно-полиметаллические, связанные с недифференцированным толеит-базальтовым вулканизмом	Крупные стратиформные колчеданно-полиметаллические	Вулканогенно-осадочные марганцево-железо-рудные залежи с наложенным галенит-сфалеритовым и баритовым гидротермальным оруденением
Средний протерозой — юра	Средний протерозой — кембрий	Девон
Брокен-Хилл и Маунт-Айза, Австралия; Холоднинское и Озерное, Прибайкалье; Раммельсберг и Мегген, ФРГ; Филлишчай и Кызыл-Дере, Большой Кавказ	Мак-Артур, Австралия; Салливан и Эвилл, Канада; Франклин, США	Успенская зона, Центральный Казахстан

Андах невадийская складчатость сопровождалась формированием грандиозных батолитов гранитоидов. Однако последние размещаются не в прогибах эвгеосинклиналей, а в зонах поднятий. Поэтому рассмотренная ранее систематика собственно геосинклинальных прогибов для орогенного этапа неприемлема и здесь должны быть выделены иные структуры, в пределах которых был сосредоточен орогенный гранитоидный магматизм — главный показатель формирования континентальной коры.

В орогенный этап происходит активное сжатие геосинклинальных систем, в результате которого их ширина уменьшается в четыре — пять раз. Одновременно быстро меняются осадочные формации, возникают разнотипные тектонические дислокации, кливаж, течение горных пород, надвиги третьего слоя океанической коры в подводных условиях на шельф. В заключительную стадию орогенеза сжатие еще более усиливается, появляются постседиментационная складчатость, метаморфизм, внедрение гранитоидной магмы, а также возникают горные хребты и компенсирующие их краевые прогибы [47].

В. В. Белоусов [3] орогенный режим относит к переходному от геосинклинального к платформенному. Горообразование, по его мнению, более интенсивно проявляется в геосинклиналях в связи с их высокой подвижностью, между тем орогенез отмечается и на платформах. Таким образом, орогенный режим в равной мере характерен как для платформ, так и для процесса тектоно-магматической активизации завершающего этапа развития геосинклиналей.

Поскольку во время орогенного этапа происходит аккреция континентальной коры, в чем и заключается основное название геосинклинального процесса, то данный этап является главным в развитии подвижных поясов. Наиболее отчетливо он выражен в терригенных геосинклиналях, геоантиклинальных и краевых вулканоплутонических поясах.

Первые из них во многих работах, вслед за Е. А. Радкевич, неверно именуются миогеосинклиналями. Между тем, как это справедливо отмечает Л. П. Зоненшайн, терригенные геосинклинали, в отличие от миогеосинклиналей, расположены во внутренних частях геосинклинальных систем; они сложены не платформенными, а типично геосинклинальными мощными отложениями; они не амагматичны, что характерно для миогеосинклиналей, а вмещают крупные массивы гранитоидов, в том числе батолиты, наконец, в них проявлена не германотипная складчатость, а альпинотипная, ранняя и длительная.

На геосинклинальном этапе развития этих структур почти не было магматических проявлений, лишь в низах мощных терригенных накоплений местами отмечаются прослойки лав основного состава. В орогенный этап возникает центральное поднятие, представляющее собой арену активного кислого магматизма и связанных с ним месторождений олова, вольфрама, молибдена и ряда других металлов. Последние принадлежат к пегматитовому, грейзеновому, апогранитному и кварцево-жильному генетическим ти-

пам. Примеры таких рудных провинций многочисленны, начиная от архея, когда формировались преимущественно метаморфогенные месторождения, до позднего палеозоя и мезозоя с гидротермальными редкометальными месторождениями. Возможным современным аналогом терригенных геосинклиналей служат окраины континентов, где порой накапливаются громадной мощности обломочные отложения.

Краевые вулканоплутонические пояса, возникающие на позднеорогенной стадии, многими исследователями считаются характерными примерами проявления процесса тектономагматической активизации [46]. В качестве их эталонов обычно ссылаются на Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский и Прибалхашский вулканические пояса. Однако в этом случае не выдерживается основной принцип, различающий геосинклиналино-складчатые и активизационные структуры — их отражение в глубинном строении земной коры. В данном случае мы повсеместно имеем дело с дальнейшей аккрецией сиалической оболочки — с возрастающей зрелостью и увеличением мощности континентальной коры.

Помимо этого, имеются и геологические доказательства принадлежности данных образований к геосинклиналино-складчатым областям. Так, В. В. Ветренников [5], посвятивший свои исследования вулканизму, тектонике и отчасти металлогении окраинно-материковых вулканических поясов, преимущественно дальневосточных, установил конкордантность нижнего и верхнего структурных ярусов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. По его наблюдениям, смена геосинклиналиного верхнемелового комплекса, слагающего фундамент области, вулканогенным происходила в узком интервале времени. Собственно геосинклиналиные образования фундамента сменяются вулканическими породами верхнего яруса без перерыва и углового несогласия. Структуры вулканического пояса унаследованы от развитых в подстилающих их геосинклиналиных породах фундамента.

Нижний структурный ярус вулканического пояса сложен различными верхнемеловыми вулканоплутоническими ассоциациями кислого состава. Они относятся к двум разновозрастным формациям — ранней гранитоидно-липарито-андезитовой и поздней — гранитоидно-липарито-дацитово-генетически связанным между собой. Верхний структурный ярус пояса представлен кайнозойскими вулканиками базальтоидного состава, не имеющими интрузивных аналогов, несогласно наложенными на меловой вулканоплутонический комплекс (рис. 26).

Вероятно, нет достаточных оснований мощный кайнозойский базальтоидный вулканизм связывать с заключительным этапом развития Сихотэ-Алинского пояса [5, с. 137]; по-видимому, он не имеет связи с меловым кислым магматизмом, а знаменует собой новую стадию развития области, когда проявились деструктивные процессы, вызвавшие расколы континентальной коры и излияние вдоль них громадных объемов ювенильных лав. Интересно, что развитие Внутреннего вулканоплутонического пояса Японии, сход-

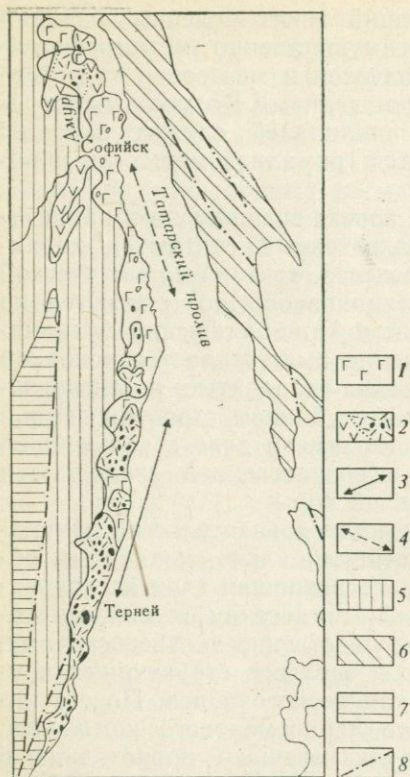


Рис. 26. Структурный план Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. По [5]; упрощено.

1 — кайнозойский базальтоидный вулканизм верхнего структурного яруса; 2 — позднемиоценовая — палеоценовая, кислая вулкано-плутоническая формация нижнего структурного яруса; простираение: 3 — нижнего яруса, 4 — верхнего яруса; 5 — Главный и Нижнеамурский синклиналии; 6 — Главный и Прибрежный антиклиналий; 7 — Сахалинская складчатая система; 8 — разломы

др. Создается впечатление, что основные черты рудоносности поясов, так же как и рудоконтролирующие структуры, унаследованы от нижнего собственно геосинклинального или раннеорогенного этапа. Последующий базальтоидный вулканизм в металлогеническом отношении маловыразителен.

Наконец, следует упомянуть и о рудоносности орогенного этапа развития многогеосинклиналей, которая представлена порой промышленными месторождениями свинца и цинка, барита, флюорита, ртути, сурьмы, мышьяка и некоторыми другими. Однако не всегда удается провести четкую грань между собственно орогенными месторождениями и месторождениями, возникшими в связи с про-

ного с Сихотэ-Алинским, сменялось не деструкцией сформированной жесткой коры, а регенерацией геосинклинального процесса («зеленые туфы» миоцена).

В. И. Казанский [11], посвятивший активизированным областям Азии детальное исследование, тоже связывает формирование Сихотэ-Алинского вулканического пояса с заключительным этапом развития мезозойской геосинклинальной области, но не с тектоно-магматической активизацией. Одновременно Охотско-Чукотский пояс, наложенный на разнотипные более древние структуры, он считает продуктом активизации. Таким образом, он признает наличие в северо-восточной части Азии двух рядов мезозойских краевых вулканических поясов — геосинклинальных и негеосинклинальных.

Металлогения краевых вулкано-плутонических поясов не имеет четко выраженного профиля и представляется довольно пестрой. В одних случаях (Приморье) наиболее выразительным является полиметаллическое оруденение гидротермального и скарнового типов (Дальнегорский район), либо золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР, в других — медно-молибденовое (Прибалхашский пояс), магнетитовое, касситерит-сульфидное и

цессами тектоно-магматической активизации. Так, стратиформные месторождения свинца и цинка в доломитах платформенного чехла и миогеосинклиналей весьма сходны. Примером могут служить месторождения зоны Хребтов и Долин Аппалачей и района Три-Стэйт в США. Возможно, они в обоих случаях контролируются унаследованными разломами фундамента, как это более отчетливо наблюдается на месторождении Пайн-Пойнт в Канаде.

Примером жильных гидротермальных кварц-полиметаллических месторождений миогеосинклиналей может служить Рурский каменноугольный бассейн, где рудные жилы залегают в песчанистых сланцах продуктивного горизонта Зонненштайн. Длина отдельных эксплуатируемых жил до 1 км при мощности до 40 м и содержании суммы металлов свыше 10% (жила Примус). Оруденение контролируется крупным разломом, и возможно, что данный район относится к месторождениям ирландского типа. Рудопроявления сходного типа известны в миогеосинклиналях Копет-Дага, а также в ряде других провинций [42]. В табл. 2 приведена суммарная характеристика металлогении различных орогенных структур.

ПЛАТФОРМЫ

Щиты и фундамент платформ построены разнотипными структурами. В пределах первых развиты стерильные на оруденение древние гнейсовые купола, сцементированные более поздними зеленокаменными поясами. Важное значение имеют также протогеосинклинальные и протоавлакогенные пояса и зоны. Их металлогения является предметом специального рассмотрения.

Таким образом, здесь остается лишь вкратце коснуться платформенного чехла. На древних платформах он представлен рифейвендскими отложениями, иногда перекрываемыми палеозойскими и более молодыми осадками, а на молодых платформах — мезо- и кайнозойскими. В их развитии Ю. Г. Старицкий и А. А. Удалова [37] выделяют отдельные этапы, каждый из которых имеет свой структурный план. Такой план определяется сочетанием крупных платформенных структур — синеклиз, антеклиз, перикратонных и краевых прогибов, валов, авлакогенов. В начале каждого этапа они закладываются, а в конце отмирают, либо продолжают унаследованное развитие в последующем этапе. На этих принципах и основан детальный металлогенический анализ Сибирской платформы, столь удачно выполненный Н. С. Маличем и Е. В. Тугановой [21, 37].

Эти авторы установили, что время тектонических движений на платформах совпадает со временем аналогичных движений в сопредельных геосинклинальных областях. Причем Ю. Г. Старицкий развитие платформ объясняет тектоническими движениями в геосинклиналях, а Н. С. Малич, так же как и И. В. Корешков [16], тектонику платформ и геосинклиналей связывают с едиными мантийными процессами, различно проявляющимися в областях, обладающих контрастной степенью компетентности.

Сравнительная характеристика металлогении орогенных структур

Признаки	Многеосинклинали	Терригенные геосинклинали	Геоантиклинали	Краевые вулканические пояса
Геотектоническое положение	Внешние части геосинклинальных систем	Внутренние части геосинклинальных систем	Центральные поднятия складчатых систем	Граница континента и океана
Характер магматизма	Магматические проявления отсутствуют	Крупные батолитоподобные массивы калиевых гранитов	Массивы гранитоидов умеренно кислого состава	Преимущественно сложены вулканоплутоническими комплексами кислого состава
Тип осадочных формаций	Формации платформенного типа умеренной мощности	Мощные геосинклинальные формации	Небольшой мощности осадки типа чехлов срединных массивов	Осадочные породы редко чередуются с вулканогенными накоплениями
Характер складчатости	Поздняя, интенсивность убывает в направлении к платформе	Интенсивная линейная, проявляется неоднократно	Умеренная, трещинная тектоника интенсивная	Умеренная, развитие вулканотектонических структур и крупных разломов

Глубинное строение	Платформенное основание	Сиаический глубоко погруженный фундамент	Обнаженный гранито-метаморфический слой коры	Постепенно сменяют геосинклинально-складчатые комплексы фундамента
Металлогения	Эндогенная металлогения выражена слабо амагматичными свинцово-цинковыми, баритовыми, ртутными, сурьмяными и мышьяковыми месторождениями	Эндогенная металлогения выражена месторождениями редких металлов, связанных с гранитоидным магматизмом, отчасти полиметаллическими, золоторудными и радиоактивных металлов	Развиты месторождения олова, вольфрама, молибдена, цветных металлов, мышьяка, связанные с массивами гранитоидов	Металлогения невыразительна, обнаружены незначительные месторождения полиметаллических, медно-молибденовых, скандиново-магнетитовых, отчасти ртутных руд
Поясы рудных районов и месторождений	Рур (жила Примус); стратиформные свинцово-цинковые Аппалач; реальгар-аурипигментные и ртутные Грузии	Калбинская зона Восточного Казахстана с месторождениями олова; Саксо-Тюрингская зона Центральной Европы с редкометальным, свинцовым, цинковым и урановым оруденением	Зона Главного хребта Большого Кавказа с месторождениями вольфрама, молибдена, мышьяка, связанными с палеозойскими гранитами	Полиметаллические месторождения Приморья; золото-серебряные Северо-Востока СССР; меднопорфировые Балхашского пояса Казахстана
Тип метаморфизма	Отсутствует	Отчетливый, иногда интенсивный	Региональный и контактовый	Слабый

Этапу развития, согласно принятой систематике [37], соответствует структурный этаж, сложенный определенным структурно-формационным комплексом; тектоническому циклу — подэтаж и ряд формаций; стадии — ярус и группа формаций.

В период, обладающий различной длительностью, который следует вслед за стабилизацией фундамента платформы вплоть до начала отложения чехла, обычно в теле платформы возникает система простых авлакогенов, осадочное и вулканогенно-осадочное выполнение которых соответствует нижнему структурному ярусу платформенного чехла. В последующий период, знаменующийся погружением платформ и накоплением мощного чехла осадков, формируются сложные авлакогены (по Н. С. Шатскому), сопровождаемые обильным магматизмом и металлогенией. Они характеризуют по существу процесс активизации платформы. В устойчивых, стабильных платформах мы имеем дело лишь с осадочными формациями и соответствующими им полезными ископаемыми. На стадийности седиментационных циклов основано выделение комплексов ранних (трансгрессивных), средних (инундационных), поздних (регрессивных) и конечных (эмерсивных) стадий развития осадочного платформенного чехла, по Ю. Г. Старицкому. Каждая из отмеченных стадий характеризуется определенными типами металлогенических зон [37].

В пределах этих зон развиты осадочные формации и формации кор выветривания: фосфоритовая, россыпей различных минералов, янтарная, марганцевая, тефригенная, кремнисто-гематитовая и лимонитовая, оолитовые, молибден-ванадиевых сланцев, целистиновая, бокситовая, каменноугольная, каолинитовая. Эти полезные ископаемые здесь не рассматриваются. Что касается стратиформных рудных формаций медистых песчаников и сланцев, а также галенит-сфалеритовой в доломитах, то они, как уже неоднократно отмечалось, контролируются авлакогенами и рифогенными зонами фундамента, поэтому в данной работе они упоминаются при описании рудоносных структур тектоно-магматической активизации.

ОБЛАСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

При рассмотрении металлогенической эволюции от древнейших периодов развития Земли до фанерозоя включительно наметился довольно сложный ряд рудоносных геологических структур, объединенных общей для них деструктивной природой. Главные из них — сводово-глыбовые области, траппы, архейские зеленокаменные пояса, авлакогены, чехлы протоплатформ, древних и молодых платформ, рифтовые зоны континентов и океанов. Рассмотрим краткую характеристику металлогенических особенностей каждого из типов активизационных структур.

Сводово-глыбовые структуры

Представления о тектоно-магматической активизации, называемой также повторным орогенезом, дейтерогенезом, аркогенезом, дива и т. д., зародились еще в работах В. А. Обручева, М. А. Усо-

ва, Г. Ф. Мирчинка. И. В. Корешков [16] считает, что под влиянием этого процесса возникли платформы, геосинклинали, авлакогены и океаны.

Данные структуры целесообразно охарактеризовать, опираясь на работы А. Д. Щеглова, В. И. Казанского, М. С. Нагибиной, Е. Д. Карповой, Н. А. Фогельман и др., в основу которых положен фактический материал по магматизму и рудоносности сводово-глыбовых структур.

Интересные карты структур центрального типа территории СССР и обстоятельную объяснительную записку к ним опубликовал В. В. Соловьев [41]. Согласно его представлениям, такие структуры тесно связаны с основными слоями Земли и внутрислоевыми геофизическими границами. Масштабы этих структур самые различные — от десятков до тысяч километров в диаметре. Заложение их он относит к осадочному, гранитному, базальтовому слоям, а также астеносфере (астеноконы) и еще более глубоким частям мантии (геоконы). В пределах структур центрального типа установлено упорядоченное распространение мощностей земной коры, пород, принадлежащих к различным ступеням метаморфизма, а также магматических образований.

Крупные структуры центрального типа (геоконы), по мнению В. В. Соловьева, возникли еще в архее и представляют собой естественные формы вообще всех планет Солнечной системы (составленные им карты сходны с картой Луны и других планет). Дальнейшее развитие структур сопровождалось усложнением первоначальных форм дочерними. Формирование структур связывается им с длительно действующими энергогенерирующими очагами в мантии, согласно модели, изображенной на рис. 27. Сводово-глыбовые структуры областей тектоно-магматической активизации по схеме В. В. Соловьева следует отнести к дочерним, заложенным на уровнях гранитного и базальтового слоев. На карте в пределах СССР им выделено два субширотных пояса мезо-кайнозойской активизации. Северный протягивается от Северо-Востока СССР вплоть до Урала, а южный состоит из двух зон — Дальневосточно-Саянской и Альпийской, протягивающихся вдоль южной границы страны.

А. Д. Щеглов, являющийся одним из основоположников нового направления в металлогении — изучения областей тектоно-магматической активизации, — различает отраженную (спровоцированную геосинклинальным процессом) и автономную (охватывающую разнотипные и разновозрастные структуры) активизацию. В результате последней возникают своеобразные структуры, равноценные платформам и геосинклиналям. Этот исследователь некоторые рифтогенные структуры относит к возникшим в результате активизации, тогда как другие — траппы (по-видимому, и авлакогены) — считает платформенными образованиями, не связанными с активизацией. В процессе тектоно-магматической активизации им выделено две стадии: 1) формирование вулканогенных впадин, 2) формирование терригенных впадин, к которым он от-

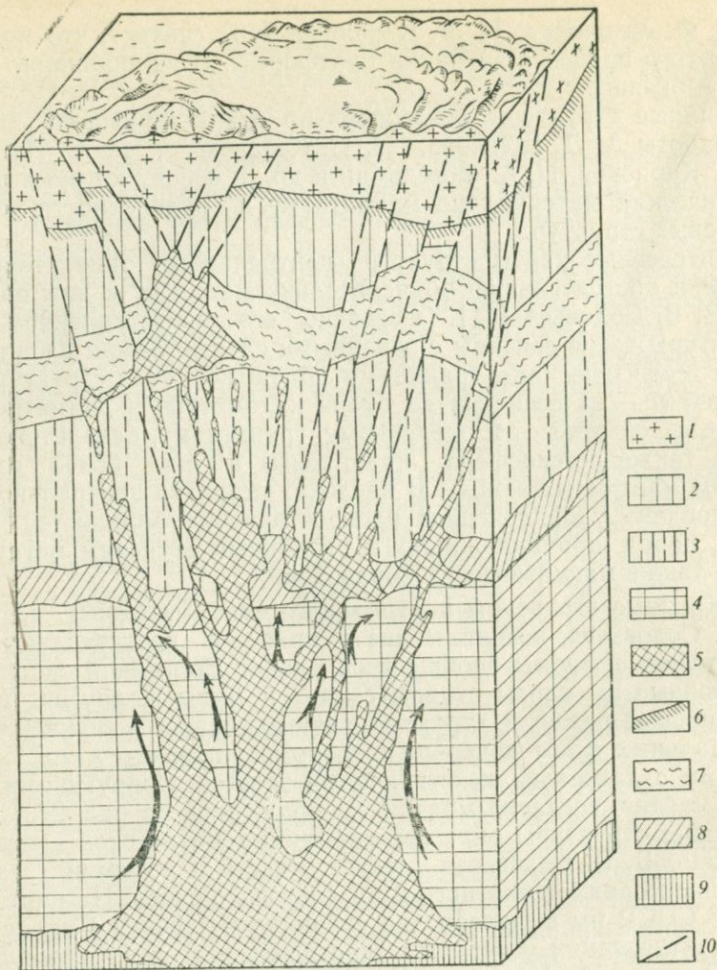


Рис. 27. Гипотетическая модель геокона [41].

1 — земная кора; 2 — верхние твердые слои верхней мантии; 3 — верхняя мантия; 4 — средняя мантия; 5 — мантийные дифференциаты; 6 — граница Мохоровичича; 7 — астеносфера; зона геофизического раздела: 8 — мощностью 400 км, 9 — мощностью 700 км; 10 — глубинные разломы

носит и современные рифтовые зоны. В первую стадию возникают месторождения олова, вольфрама, редких земель, свинца и цинка, меди, молибдена, урана, висмута, связанные с малыми трещинными интрузиями пестрого состава; во вторую — эпитермальные месторождения флюорита, барита, марганца, свинца и цинка, сурьмы, ртути, ассоциирующие с основными щелочными интрузивными породами. Процессы активизации достоверно устанавливаются начиная с позднего палеозоя, они широко развиты в пермтриасе и кайнозое. Сводово-глыбовые структуры областей активизации характеризуются общей пониженной мощностью земной ко-

ры при значительно утоненном «гранитном» слое за счет слоя «базальтового».

В. И. Казанский [11] активизированные области относит к структурам первого порядка, возникшим на платформах и в складчатых зонах в результате тектонических движений, сопровождавшихся формированием орогенного структурного этажа. Некоторые из них стерильны на магматические проявления, в пределах других широко развит наземный вулканизм, а также гранитоидные и щелочные интрузии. Наиболее интенсивно тектоническая активизация проявлена в Средней Азии, а тектоно-магматическая — на востоке Азии. Здесь он выделяет три типа активизированных геологических структур: 1) платформы на архейском, протерозойском и палеозойском основании, 2) складчатые области — каледонские и герцинские, 3) вулканические пояса, наложенные на платформенное и геосинклиально-складчатое основание. Рудные поля он систематизирует по приуроченности их к породам фундамента, платформенного чехла, либо к орогенному структурному этажу.

П. М. Хренов [46] рассматриваемые здесь структуры называет негеосинклиальными вулканическими поясами. В их составе, следуя А. Д. Щеглову, он выделяет сопряженные и автономные пояса. Первые из них развивались одновременно с сопредельной геосинклиалью, вторые — наложены на более древнее основание и развиваются независимо от геосинклиального процесса. Заложены пояса на континентальной коре, их развитие сопровождается преимущественно сиалическим магматизмом, обеспечивающим в конечном итоге увеличение мощности коры в целом, причем главным образом «базальтового» ее слоя. В качестве типичных примеров сопряженных поясов приводятся девонский Центрально-Казахстанский и девон-пермский Саянский вулканические пояса, а автономных — мезозойский Монголо-Охотский, кайнозойские Восточно-Африканский и Саяно-Байкало-Становой, а также среднепротерозойский Прибайкальский вулканические пояса.

Эволюция магматизма в негеосинклиальных вулканических поясах следует антидромно от кислых магм к основным и щелочным. Морфологически эти структуры выражены сводово-блоковыми горными сооружениями. Наиболее разнообразная рудная минерализация наблюдается при гетерогенном строении фундамента. Редкометальное, золотое, серебряное, флюоритовое оруденение ассоциирует с магмами кислого состава повышенной щелочности.

А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин [47] в обстоятельной статье, посвященной характеристике тектонических структур земной коры, возникновение сводово-глыбовых структур связывают с дейтероорогенезом (тектонической активизацией). Они представляют собой контрастные линейные дислокации амплитудой 10—15 км. В зонах поднятий выступают кристаллические породы фундамента, а погружения выполнены терригенной и вулканогенной молас-

сой. Характерен кислый орогенный магматизм преимущественно мезозойский, сменяющийся в кайнозое основным. Мощность земной коры в этих областях обычно 40—50 км, из которых 80% приходится на «базальтовый» слой. Процессы дейтероорогенеза сосредоточены на щитах платформ и отсутствуют на плитах. В результате этого процесса возникли современные горные хребты и межгорные впадины. В геологическом прошлом он имел значительно меньшее развитие, чем в палеозое и кайнозое.

В другой статье [1] эти авторы склонны с дейтероорогенезом связать также образование внутренних и краевых морей. Начальной стадией этого процесса они считают воздымание стабильных участков платформ или срединных массивов, окаймленных геосинклинально-складчатыми поясами. В дальнейшем поднятия испытывают интенсивную денудацию и базальтоидные излияния, после чего следует кратковременное некомпенсированное погружение, по существу, провал поверхности, которое сменяется плавным опусканием дна, компенсированным глубоководным осадконакоплением. В качестве примеров выступают глубоководные впадины Черного, Каспийского и Средиземного морей; Паннонский массив и Западно-Сибирская плита.

М. С. Нагибина, разработавшая в свое время популярную идею о различных типах тектоно-магматической активизации — восточноазиатском и байкальском, — в последней своей работе, основанной на существенно новом материале по тектонической активизации территории МНР [32], выявила основные закономерности эволюции горообразования в мезозое. Зрелая континентальная кора, окончательно сформировавшаяся на данной территории в позднем палеозое, в дальнейшем испытала преобразования под влиянием процессов гранитоидной активизации (ревивации, по М. С. Нагибиной). С этими процессами связывается повторное обогащение магматических расплавов оловом, вольфрамом, молибденом, медью и другими рудными элементами. При повторном гранитообразовании, охватившем преимущественно центральную и восточную части территории МНР, произошло сокращение мощности земной коры с 50 до 40 км. Мезозойские гранитоиды обусловили положительные формы рельефа — так называемые «всплывающие горы». Эти купольно-кольцевые структуры сочетаются с крупными линейными зонами разломов, унаследованными от предыдущего геосинклинального развития региона.

Морфологически активизация выражена обширными сводовыми горными поднятиями. В дальнейшем они были расчленены многочисленными грабенами рифтогенной природы.

Как видно, одни исследователи (А. Д. Щеглов, В. И. Казанский, И. В. Корешков) склонны объединить сводово-глыбовые и рифтогенные структуры в единый ряд, другие (А. Л. Яншин, А. В. Пейве, В. В. Соловьев) проводят между ними резкую грань и относят к различным проявлениям активизации. Мнение последних, на взгляд автора, предпочтительней для целей металлогенического анализа, поскольку формирование отмеченных структур

сопровождается разнотипным магматизмом, а как следствие — и рудоносностью. Учитывая это, металлогению сводово-глыбовых структур следует рассматривать отдельно от других проявлений процесса тектоно-магматической активизации.

Структуры этого типа представляют собой чередование относительно пологих поднятий и погружений самого различного масштаба — от крупных горных массивов, какими являются Центральный Кавказ и ограничивающие его краевые прогибы, а также Зангезурский хребет, — до локальных «всплывающих гор» М. С. Нагибиной [32] и сопредельных с ними угленосных депрессий. В пределах поднятий выступают породы метаморфического комплекса фундамента — различные гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и древние граниты. Они вмещают малые интрузии или штоки молодых гранитоидов умеренно-кислого, кислото или щелочного состава. Последние в металлогеническом отношении часто весьма продуктивны.

Как можно видеть из металлогенического обзора, с гранитоидами сводово-глыбовых структур связаны разновозрастные крупные пегматитовые, преимущественно жильные гидротермальные месторождения редких металлов, широко распространенные на всех континентах Южного полушария. Для них характерны месторождения олова, вольфрама и молибдена различных рудных формаций, широко развитых в пределах Тихоокеанского кольца и сопряженных с ним провинций [13, 34, 37, 39 и др.]. Особое место занимают крупные и уникальные месторождения медно-молибденовых и молибден-порфириновых руд. Эти месторождения возникли отчасти в палеозое (Казахстан, Средняя Азия), а преимущественно — в мезозое и кайнозое (медный пояс Аризоны, Британская Колумбия, Анды в Америке, Зангезур в Армении, Паннонский массив). Важное значение имеют месторождения золота и серебра, местами свинца и цинка, ртути и сурьмы, флюорита, барита, урана.

В качестве реального варианта объяснения такого разнообразия состава и генетических типов месторождений может быть использовано предположение о палингенном характере гранитоидного магматизма областей активизации. Следует полагать, что разогрев мантии под зрелой континентальной корой в таких областях обусловил анатектическое плавление «гранитно-метаморфического» слоя, послужившего источником гранитоидного магматизма и сопровождавшего его субаэрального вулканизма. В связи с этим простота состава рудных месторождений, вероятно, служит непосредственным отражением строения фундамента.

В областях развития сиалического, существенно гранитоидного фундамента, как это, например, имеет место на континентах Южного полушария, в периоды сводово-глыбовой активизации продуцируются кислые граниты и связанные с ними редкометалльные месторождения. Поэтому в орогенные и повторно-орогенные этапы главных металлогенических эпох здесь последовательно возникали месторождения олова, вольфрама, бериллия, ниобия, тантала,

урана и других элементов кислых магм. Они относятся к метаморфогенному и магматогенному типам; представлены пегматитами, щелочными метасоматитами и плутоногенными гидротермальными жилами.

В областях активизации часто встречаются месторождения, отнесенные автором к «аномальным» рудным формациям. В их рудах ассоциируют минералы, содержащие металлы различного геохимического профиля: медь и молибден; вольфрам и сурьму; уран и медь; мышьяк, висмут, уран, медь и кобальт, серебро. Происхождение таких месторождений можно объяснить наложением гранитоидного магматизма на фундамент, в строении которого значительную роль играют основные и ультраосновные породы. Примерами могут послужить мыс Лизард в Корнуэлле; месторождение Эльдорадо на Большом Медвеьем озере, Рудные горы на западе Чешского массива. Во всех отмеченных случаях граниты наложены на более древние ультраосновные и основные породы, в результате чего и возникли известные месторождения пятиэлементной формации, содержащие уран, висмут, мышьяк (гранитоидная линия) и одновременно серебро, кобальт (базальтоидная линия).

Многочисленные примеры рудных районов с медно-молибденовой минерализацией также подтверждают высказанное соображение. Так, при наличии древнего фундамента, состоящего из различных гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, например в Аризоне (серия Белт), Зангезуре (порфириды, филлиты, амфиболиты), Паннонском массиве (гнейсы и амфиболиты), исследователи имеют дело с умеренно-кислым гранитоидным магматизмом, продуктами которого являются сиениты, монцитоны, гранодиориты и связанные с ними медно-молибденовые месторождения. При наличии сиалического фундамента преимущественно гранитоидного состава (Скалистые горы, Тува) развиты кислые граниты с молибден-порфировым (Клаймакс, Эндако, Сора), вольфрамовым (Гуанси), порой с молибденом (Тырнауз, Сангдонг) и оловянным оруденением.

С субвулканическими породами, а также с субаэральным вулканизмом областей активизации связана также разнообразная гидротермальная минерализация, в том числе золота и серебра (Паннонский массив), свинца и цинка (Родопский массив), флюорита (Западное Забайкалье) и т. д. Все это свидетельствует о большой металлогенической продуктивности сводово-глыбовых структур и одновременно о разнообразии развитых в их пределах локальных структур, магматических и рудных проявлений.

Такого рода области развиваются в пределах следующих главных геотектонических элементов земной коры: на щитах древних платформ (Балтийский, Алданский и другие щиты), на молодых платформах (Скифская), на срединных массивах (Паннонский, Родопский, Буреинский, Колорадо), в областях завершённой складчатости (Большой Кавказ, Анды, Скалистые горы, Западное Забайкалье).

Поскольку магматизм и металлогения периода активизации каждой из отмеченных структур обладают характерной спецификой, в частности определяемой некоторой унаследованностью наложенных месторождений от образованных ранее геосинклинальных, то нет оснований для отнесения областей тектоно-магматической активизации к самостоятельным тектоническим элементам, равноценным платформам и геосинклиналям. В этом отношении прав В. В. Корешков [16], утверждающий, что платформа, испытывавшая сводообразование, сохраняется в виде платформы, но не преобразуется в какую-то иную единицу.

Анализ фактического материала по рудоносности областей активизации позволяет установить прямую зависимость между степенью разнообразия наложенных рудных месторождений и длительностью периода платформенного (или квазиплатформенного) их развития. Чем продолжительнее этот период, тем меньше связь рудной минерализации периода активизации с древней металлогенией.

Во многих схемах развития сводово-глыбовых структур, возникших в процессе тектоно-магматической активизации, предусматривается антидромная эволюция магматизма. Действительно, такое направление соответствует фактическому материалу, накопленному по многим подобным областям. Оно соответствует и высказанному ранее предположению о палингенном характере первоначального кислого магматизма, сменяющемся основным, ювенильным в условиях дальнейшей активизации континентальной коры, увеличении ее проницаемости и доступе подкорового вещества в верхние горизонты. В связи с этим преимущественно выделяются две стадии активизации (кислый и основной магматизм) и соответствующие им рудные месторождения.

Признавая справедливость такого рода представлений, следует отметить, что они далеко не универсальны и во многих случаях им противоречит фактический материал. В частности, проявления основного щелочного магматизма, упоминаемые М. С. Нагибиной [32], следует связывать не с формированием собственно сводово-глыбовых структур, а с более поздними рифтогенными зонами. Следовательно, основной магматизм характеризует развитие рифтовых структур, резко отличающихся от сводово-глыбовых.

Исходя из тех же соображений вызывает сомнение справедливость отнесения всей Восточной Африки, в том числе и Мадагаскара, как это делает С. Е. Колотухина [13], к единой области тектоно-магматической активизации. Здесь целесообразно выделить по крайней мере два типа активизационных структур — сводово-глыбовые и рифтовые, магматизм, металлогения и сфера влияния которых совершенно различны. Дополнительного анализа заслуживают также рудоносность грабена Осло, Ирландии, Аппалач и некоторых других районов, где по составу магматических пород и рудных месторождений можно предполагать наличие двух разнотипных проявлений активизации.

Таким образом, геологические особенности, магматизм и металлогения сводово-глыбовых структур остаются пока еще мало изученными. Они заслуживают дальнейших детальных исследований, в свете которых предлагаемая схематическая систематика носит сугубо предварительный характер (табл. 3).

Траппы

Платобазальты представляют собой наиболее эффективное вещественное выражение тектоно-магматической активизации древних платформ. При этом, если сводово-глыбовые структуры, как это следует из табл. 3, преимущественно развиты на щитах платформ, то траппы распространяются во впадинах их плит. Детальное глобальное исследование этих своеобразных «базальтовых полей» осуществила Г. Ф. Макаренко [20]. Ею выделено три этапа траппового вулканизма: среднепротерозойский (1,95—1,60 млрд. лет), позднерифейский (1,10—0,75), мезо-кайнозойский (0,24). Между ними существовали «трапповые паузы» продолжительностью 0,5—0,6 млрд. лет. По ее представлениям, траппы всегда возникали на платформах, смежных с геосинклиналями. При этом последние были консолидированы до начала массовых излияний базальтов, происходящих на тыльной стороне платформы, тогда как в ее фронтальных частях возникали краевые прогибы и повторно-орогенные комплексы. В истории развития геологических структур земной коры трапповые излияния занимают строго определенное положение, всегда следуя после формирования моласс и синхронных им платформенных комплексов.

Докембрийские «базальтовые поля» уничтожены эрозией и фиксируются лишь по подводющим дайкам долеритов. К таковым Г. Ф. Макаренко относит и Бушвельдский массив (?). Траппы вдоль разломов рвутся «базальтовыми надстройками», сложенными базит-липаритовыми, щелочно-базитовыми, базит-ультрабазитовыми, кимберлитовыми и долеритовыми породами, которые на 30 млн. лет моложе базальтов. Эти образования приурочены к разломам, часто выходящим за пределы траппового плаща, пересекая геосинклинали, щиты платформ и сопредельные платформы. Они образуют цепочки расслоенных массивов и рои даек. По мере удаления разломов от базальтовых полей ультраосновной магматизм сменяется последовательно карбонатитовым и кимберлитовым. Таким образом, к трапповому магматизму Г. Ф. Макаренко относит типично рифтогенный магматизм, часто не имеющий с ним пространственных и временных связей, как, например, палеозойский рифтогенез.

Вслед за В. В. Белоусовым [3] Г. Ф. Макаренко считает трапповый магматизм типичным выражением тектоно-магматической активизации платформ, а также проводит параллель между ними и толеитовыми базальтами второго слоя океанической коры. В связи с этим излияние платобазальтов Г. Ф. Макаренко обуславливает процессом океанизации материков.

Схема металлогении сводово-глыбовых структур

Признаки структур	Типы сводово-глыбовых структур, развитые в пределах			
	щитов древних платформ	молодых платформ	срединных массивов	областей завершенной складчатости
Морфология и размеры структур	Изометричные; от десятков до тысяч километров в диаметре	Изометричные; диаметром до сотен километров	Изометричные, либо линейные; диаметр десятки, редко сотни километров	Вулкано-плутонические пояса длиной до 1000 км, шириной — десятки, иногда сотни километров
Амплитуда воздымания	10—15 км	5—7 км	7—10 км	3—8 км
Характер магматизма	Кислые и щелочные граниты	Малые интрузии щелочных гранитов	Субаэральные вулканы, иногда штоки, преимущественно кислые	Вулканогенные толщи и интрузивы кислого, реже основного состава
Мощность и строение земной коры	Около 40 км, преимущественно за счет базальтового слоя	35—40 км, из них 80 % базальтовый слой	25—35 км, из них 85% — базальтовый слой	40—55 км, из них 65—70 % базальтовый слой
Генетические типы эндогенных месторождений	Пегматитовые, альбититовые, плутоногенные гидротермальные	Плутоногенные жильные, реже вулканогенные стратиформные	Вулканогенные жильные, скарновые гидротермальные, штокверковые	Плутоно- и вулканогенные гидро- и телетермальные
Полезные ископаемые	Ta, Nb, Be, U, Th, Sn, Au, Ag, топаз, изумруд	Sn, W, Mo, U, Bi, Ag, Co, Cu, Pb, Zn	Pb, Zn, Cu, Mo, Fe, Au, Ag, Hg, Sb, U	Sn, W, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, флюорит, барит
Примеры рудных провинций	Восточная Сибирь, Восточная Африка	Украина; Центрально-Европейская	Паннонский, Родопский, Иранский, Чешский массивы	Западно-Забайкальский, Центрально-, Восточно-Монгольский и другие пояса

Траппы всегда фиксируют завершение этапов погружения платформ, после чего следует перестройка всего геотектонического плана региона. Катастрофические излияния базальтов происходят одновременно на платформах, в геосинклиналях (?) и в океанах. Надстроенные «тафрогенные» комплексы материков сходны с океаническими рифтами (?) и образуют с ними единую систему. В этой, казалось бы, стройной схеме, по-видимому, имеется много спорных положений, на которых автор, однако, здесь останавливаться не будет.

Траппы обычно объединяются в крупную базальт-долеритовую формацию [37], представленную эффузивной и интрузивной фациями. К первой относятся базальты и андезиты. Их излияния центрального и трещинного типа приурочены к конечной (эмерсивной) стадии развития платформенного чехла, после которой происходит перестройка тектонического плана. К наиболее типичным интрузивным породам относятся габбродолериты и габбро-диабазы.

С траппами связаны проявления меди, никеля, кобальта, титана, железа, исландского шпата, графита, барит-целестиновых и полиметаллических руд.

Наиболее широко траппы, как известно, развиты в Тунгусской синеклизе Сибирской платформы. Здесь, по данным Н. С. Малича и Е. В. Тугановой [21], на территории 1,5 млн. км² распространены триасовые магматические породы, принадлежащие трем формациям: толеит-базальтовой эффузивной, базальтовой пирокластической и долеритовой интрузивной. К последней относятся силлы, секущие пластообразные тела и дайки мощностью от 5 до 400 м. Из них рудоносными являются породы феррогаббро-долеритового состава, с которыми связаны проявления ильменита и титаномagnetита, а также тесно ассоциируют в пространстве крупные месторождения магнетита ангаро-илимского типа. Правда, некоторые исследователи отрицают наличие генетической связи оруденения с долеритами, но их постоянное сонахождение не следует игнорировать, тем более что другого реального магматического источника железа в рудных районах пока не обнаружено. По-видимому, следует предполагать парагенетическую связь гидротермальных руд железа с долеритовым магматизмом.

Рудные тела месторождений имеют пласто-, трубообразную, жильную или седловидную формы, иногда представлены штокверками массивных и вкрапленных руд. Сложены магномагнетитом, магнетитом, маггемитом и гематитом. Залегают они в скарнированных карбонатных породах кембрия и триаса, реже — в туфогенных образованиях нижнего триаса. Оруденение контролируется долгоживущими разломами, которые фиксируются положительными структурами (поднятия, валы) чехла платформы. Тяготеют они к участкам утонения коры и перепадам ее мощности. Наиболее значительные из них следующие: Среднеангарский, Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский рудные районы юга Тунгусской синеклизы,

а также Нептский и Ильмнейский районы, расположенные на ее востоке.

Эффузивная толеит-базальтовая формация траппов сложена чередующимися лавовыми покровами базальтов, эвтакситовыми базальтами и анаметитами. Суммарная их мощность колеблется от 700 до 4200 м. Породы массивные, а в верхах покровов развита миндалекаменная зона. Миндалины заполнены цеолитами, кварцем, палагонитом, кальцитом и исландским шпатом. На отдельных участках (Путоранская зона) отмечаются проявления самородной меди. Важное практическое значение имеют месторождения исландского шпата [21].

Пирокластическая формация сложена туфами туфоконгломератами и туфопесчаниками. Эти породы распространены на площади 400 тыс. км², мощность их 150—400 м. В газовых пустотах туфов наблюдаются выделения кальцита, кварца, цеолита и исландского шпата; иногда присутствуют барит и целестин, а также галенит и сфалерит. Последние преимущественно отмечаются во вмещающих карбонатных породах.

Металлогения платобазальтов, выступающих на других континентах, сходна с Сибирской платформой. Наиболее выразительным ее представителем является месторождение оз. Верхнее в шт. Мичиган (США) описанное У. С. Уайтом [36]. По существу, это единственное в мире крупное промышленное месторождение самородной меди в базальтах. Оно приурочено к лавовой серии Среднего Кивино, причем так же, как в Тунгусской синеклизе, оруденение локализуется в верхних миндалекаменных частях отдельных покровов. Последние объединены в толщу Пормедж-Лейк мощностью от 24 до 48 м, состоящую из многочисленных покровов базальтовых лав. Медная минерализация образует как сингенетичные скопления, так и концентрации в пегматоидной части мощных покровов, вынесенные газами в процессе дифференциации базальтов. Схематично металлогеническая характеристика траппового магматизма приведена в табл. 4.

Рифтогенные структуры

Разнообразные геологические структуры этого типа, наиболее наглядно отображающие деструкцию континентальной коры, остаются наименее детально изученными в отношении тектоники, магматизма и особенно металлогении. Несмотря на ряд специальных исследований, посвященных проблемам рифтогенеза, все еще не ясны стадийность этого сложного процесса, а также эволюцию структурообразования, магматизма и рудоносности рифтогенных зон в пространстве и времени. Некоторые исследователи [3, 26, 35 и др.] склонны рифтами считать лишь кайнозойские грабенообразные структуры, а всю предыдущую историю их развития относят к предрифтовым стадиям. Между тем геологическая история всех крупных рифтовых систем, как правило, корнями уходит в древние периоды, в том числе докембрийский. Так, В. Е. Хаин

Металлогеническая характеристика

Магматические формации	Рудные формации	Состав руд	Морфология рудных тел
Феррогаббро-долеритовая интрузивная	Титаномагнетитовая	Ильменит, титаномагнетит	Зоны вкрапленности
Долеритовая интрузивная	Магномагнетитовая	Магномагнетит, магнетит, гематит	Неправильной формы штоки, трубы
Габбро-диабазовая интрузивная	Сульфидная медно-никелевая	Пентландит, халькопирит, пирротин	Вкрапленность
Толент-базальтовая	Цеолит-медная	Самородная медь, цеолит, кальцит, кварц	Миндалины, вкрапленность
	Исландского шпата	Кальцит, цеолиты, халцедон	Гнездовая, жеодовая, прожилковая
	Графитовая	Графит, уголь	Столбчатая, пластобразная
	Барит-целестиновая	Целестин, барит, анкерит, гематит	Жильная
	Свинцово-цинковая	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Стратиформные тела, прожилково-вкрапленные руды

траппового магматизма

Вмещающие породы	Генетический тип	Примеры рудных районов, месторождений, рудопроявлений
Габбро, долериты	Магматический	Пудожгорское
Скарнированные известняки, долериты	Высокотемпературный, гидротермальный	Ангаро-Илимская группа
Габброидные породы	Магматический	Рудопроявления Курейского района
Миндалекаменные базальты, туфы	Сингенетичный и эксгалационный	Арилахское, Сибирь; оз. Верхнее, США
Миндалекаменные базальты, туфы	Инфильтрационный	Месторождения центральной части Тунгусской синеклизы
Пласты каменного угля на контакте с базальтом	Контактово-метаморфический	Ногинское
Туфогенно-карбонатные породы триаса, перекрытые базальтами	Инфильтрационный	Илимпейский район, Сибирь
Карбонатные отложения палеозоя	Инфильтрационный	Рудопроявления Сибирской платформы

[15] справедливо считает, что рифтогенез начался в раннем протерозое, когда возникла зрелая континентальная кора. В более ранних зеленокаменных поясах архея сочетаются черты рифтов и геосинклиналей.

Проблема рифтогенеза вдохновила Е. Е. Милановского на создание работ, посвященных описанию выявленных им молодых и древних рифтогенных структур [15, 26, 32]. Он противопоставляет этот процесс геосинклиналистскому, с которым рифтогенез находится в динамическом равновесии. Если геосинклиналистское развитие протекает в условиях превалирующего сжатия, то рифтогенез — растяжение земной коры. В рифтовых зонах и поясах наблюдается повышенный тепловой поток, вдоль них происходит подъем к поверхности мантийного вещества. Процесс рифтогенеза выражается своеобразным вспучиванием и растяжением коры, ее раскалыванием и возникновением грабенов в сводовых частях.

К числу главных категорий мезо-кайнозойских рифтовых поясов Е. Е. Милановский [15] относит срединно-, внутриокеанические (или периконтинентальные), меж- и внутриконтинентальные. Последние разделяются на интракратонные и эпиорогенные, а также сводово-вулканический и целевой типы. Внутриокеанические рифтовые зоны возникли в результате развития межконтинентальных, либо закладываются на древней океанической коре. Иными словами, рифтогенез проявляется на различного типа структурах литосферы, что свидетельствует о глубинном характере его источников.

Основой тектоники плит служит представление о постоянстве радиуса Земли и полной компенсации деформаций геосинклиналистско-складчатых (субдукция) структур рифтогенными (спрединг). Глобальные фазы развития рифтинга чередуются с фазами складчатости, что позволяет Е. Е. Милановскому развить идею о периодических пульсациях объема Земли. Отдельные эпохи рифтогенеза знаменуют собой сложную эволюцию этого процесса от архея до мезо-кайнозоя. Зеленокаменные и чарнокит-гранулитовые пояса архея совмещают особенности рифтового и геосинклиналистского процессов (сжатие — расширение). Среди протоавлакогенов различаются испытывавшие последующие сжатие и метаморфизм и лишённые их. Авлакогены рифея и палеозоя в своем развитии подчинены геосинклиналистскому процессу. Активный мезо-кайнозойский рифтовый процесс противоположен геосинклиналистскому. В это время рифты распространились на складчатые пояса, океаны и с ними связан распад континентальных массивов и новообразование океанов.

В. Е. Хаин [15], как и многие другие исследователи [1, 37, 47], считает, что заложение геосинклиналей неогена преимущественно осуществлялось на континентальной коре. В связи с этим все геосинклинали проходили рифтовую стадию развития. Это мнение вполне оправдано, поскольку офиолитовые, так же как и сланцевые эвгеосинклиналистские зоны, по характеру магматизма и металлогении вполне идентичны рифтогенным структурам. Даль-

нейшее развитие подобных зон протекает уже по геосинклинальной схеме.

По мнению В. В. Белоусова [3], рифтогенез проявился только в кайнозое. Рифтом он называет совокупность грабенов, принадлежащих к единой области земной коры. Первая стадия рифтогенеза выражена крупным сводовым воздыманием — до тысячи километров в поперечнике при амплитуде поднятия в несколько километров. Затем следует раскалывание коры, сопровождавшееся возникновением разного порядка горстов и грабенов. Ширина последних 30—60 км, глубина — до 6 км. Интенсивность вулканизма в грабенах различна; преобладают щелочные породы — фонолиты, трахиты и другие производные щелочного базальта. Помимо них распространены мощные речные и озерные отложения.

В Восточно-Африканской рифтовой системе сводовое поднятие возникло в мезозое, а грабены — в олигоцене — миоцене — плиоцене и плейстоцене. Байкальский рифт — это сводовое поднятие докембрийского фундамента, расчлененное в позднем плейстоцене грабенами. Рейнский свод возник в мезозое — палеогене и имеет размеры 260×350 км; он объединяет Шварцвальд, Вогезы, Рейнские Сланцевые горы и Арденны. Амплитуда поднятия — до 1 км. Проседание свода, достигающее 2,5 км, началось в позднем эоцене, а в неогене — антропогене оно сопровождалось излиянием щелочных лав.

Рифтовый режим В. В. Белоусов относит к особой форме платформенной активизации, подобной орогенному режиму. Посторогенное раскалывание коры сосредоточено в узких зонах. При такой интерпретации рифтинга орогенный режим активизации служит переходной стадией от геосинклинального к платформенному режиму, но не знаменует собой деструкцию коры.

А. В. Разваляев [15, 35] считает, что рифтогенез развивается в структурах, промежуточных между континентами и океанами. В этом процессе он выделяет дорифтовую и собственно рифтовую стадии. Так, до раскрытия Красноморского рифта тектоно-магматическая активизация проявлялась здесь в рифее, кембро-ордовике, перми, юре, мелу и палеогене в виде продуктов щелочной толеит-базальтовой и щелочно-гранитоидной магм. Их ореолы совпадают с зоной рифта. В Байкальской рифтовой зоне активизация дорифейской стадии выразилась внедрением в позднем протерозое гипербазит-базальтовых интрузивов с никелевым оруденением платформенного типа, а также ранне- и позднепалеозойских габбродиабазов, щелочных — ультраосновных, щелочных — кольцевых и щелочно-гранитоидных пород, ориентированных вдоль оси рифта.

В северной части МНР кайнозойский рифт оз. Хубсугуд унаследованно развился по верхнерифейскому. Вдоль этой зоны размещены докембрийские массивы щелочных пород, габброидов и покровы основных вулканитов, а также палеозойские и мезозойские щелочные редкометальные граниты. В Дагомейско-Нигерийском поясе активизации докайнозойского рифтинга существовала

зона среднепалеозойско-среднеюрского щелочно-гранитоидного магматизма протяженностью 1500 км. Аналогичная длительность дорифтовой стадии установлена А. В. Разваляевым для Кокчетавского массива Казахстана, рифта Св. Лаврентия, р. Черной во Вьетнаме. Все они свидетельствуют о наличии тесной связи рифтообразования с предшествующими сводово-глыбовыми воздыманиями, которые он связывает с процессами тектоно-магматической активизации.

Однако, как можно было видеть при рассмотрении магматизма и металлогении сводово-глыбовых структур, отмеченные А. В. Разваляевым магматические проявления являются типично рифтогенными. Поэтому лучше говорить не о дорифтовой стадии, а многостадийности развития рифтовых систем. Этот последний вопрос рассматривается в некоторых работах В. Е. Хаина [15], который первой стадией считает пластичное утонение земной коры, второй — внедрение роев даек и силлов, переходящих в покровы базальтов, в результате чего возникает кора переходного типа межконтинентальных рифтов, внутренних и окраинных морей, а также подножий пассивных окраин континентов. В третью стадию кора разламывается и начинается процесс спрединга — рождения океанической коры. Примерами проявлений всех трех стадий рифтогенеза служат: Эфиопский рифт, Афар, Красное море и Аденский залив.

Ю. Г. Гатинский предлагает такую последовательность континентального рифтогенеза: раздробление сиалической коры на отдельные блоки, сопровождающееся трапповым магматизмом — сводовое поднятие и образование синхронных ему интрузивных пород щелочного и субщелочного состава — щелочно-базальтовый вулканизм — возникновение грабенов, выполненных молассами, чередующимися с покровами щелочных базальтов — разрыв коры в рифтовой зоне, активный океанический толеит-базальтовый вулканизм и глубоководное осадконакопление.

М. Н. Джиноридзе [15] проводит парагенетическую связь между рифто-, галогенезом и рудообразованием на основании изучения Красноморского рифта. Мощные соляные отложения, развитые на плечах рифта, он связывает с эксгальационно-осадочным галогенезом. По его мнению, на всех этапах эволюции земной коры процессы континентального рифтогенеза привели к поднятию, раскалыванию и растяжению коры. В пределах рифтовых систем под влиянием эндогенного галогенеза возникли внутриконтинентальные солеродные бассейны. Исходя из этого солеродные бассейны пассивных континентальных окраин могут служить индикатором рифтогенеза и зарождения океанов (?).

Наконец, Д. Кронен [17], недавно опубликовавший книгу, посвященную подводным минеральным месторождениям, континентальные рифты также рассматривает в качестве начальной эволюции океанов. Он выделяет пять стадий: 1) раннюю грабеновую, 2) зрелую грабеновую, 3) раннюю дрейфовую, 4) зрелую дрейфовую, 5) позднюю дрейфовую (рис. 28). Первая стадия знаме-

нует собой начало развития нового океанического бассейна. Примерами ее служат Восточно-Африканский рифт и Провинция Бассейнов и Хребтов в США. В это время отмечается поднятие плечей рифта и оседание его центральной части (см. рис. 28,а). В грабене накапливается кластический речной и озерной материал; накопление сопровождается мощными вулканическими излияниями.

Вторая стадия начинается с момента поступления в грабен морской воды (см. рис. 28,б). Одновременно формируются эвапоритовые и грубообломочные толщи, переслаивающиеся с покровами базальтов. Третья стадия (см. рис. 28,в) отвечает разрыву в центре рифта континентальной коры и началу спрединга морского дна. К этой стадии Д. Кронен относит современное Красное море, в центральной части которого образуется океаническая кора. В четвертой стадии (см. рис. 28,г) центральный рифт превращается в срединно-океанический хребет. Примером служит Атлантический океан, где наблюдается пелагическое осадконакопление, а в рифтовой зоне — вулканический привнос материала. Пятая стадия (см. рис. 28, д) иллюстрирует столкновение плит, погружение одной под другую (субдукция), т. е. поглощение океана. Примером является западное побережье Южной Америки.

Предлагаемая стадийность континентального рифтогенеза основана на представлении о единстве этого процесса на континенте и в океане. В одном случае раскалывается сиалическая кора, а в другом — рождается путем спрединга кора океаническая.

Между тем, как можно было убедиться, континентальный рифтинг не кратковременен, а имеет предысторию, порой уходящую корнями в ранний докембрий. Так, Восточно-Африканский рифт возник на северном продолжении раннепротерозойского протоавлакогена, Красноморский зародился в позднем докембрии и т. д. Все это в значительной степени затрудняет развитие идеи о плавной и необратимой смене одной стадии рифтогенеза другой и по-

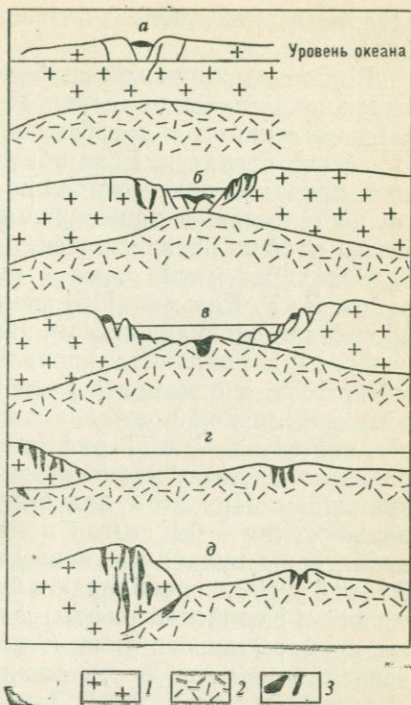


Рис. 28. Стадии континентального и океанического рифтогенеза. По Д. Кронену; с изменениями.

Стадии: а — ранняя грабеновая, б — зрелая грабеновая, в — ранняя дрейфовая, г — зрелая дрейфовая, д — поздняя дрейфовая; 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — проявления магматизма

следовательной смене континентальных рифтовых систем океаническими.

В данном направлении более плодотворными, вероятно, окажутся попытки систематики континентальных рифтов вне связи с представлениями о неизбежности возникновения на их месте океанических структур. Если общее направление развития рифтогенеза и приводит к их созиданию, то оно далеко не во всех случаях осуществляется, а чаще прерывается, либо в определенные моменты вообще прекращается.

Эволюции магматизма в рифтах посвящено небольшое число работ. В. Г. Казьмин [15] отмечает, что обычно рифтогенез сопровождается вулканизмом. На ранних стадиях рифтинга вулканическая деятельность проявляется спорадически в небольших масштабах, а с момента разобшения вдоль рифта литосферных плит в условиях рождения океанического дна вулканизм распространяется вдоль всей рифтовой зоны. В континентальную стадию развития системы проявляется щелочной и умеренно щелочной вулканизм. При этом для рифтов, имеющих небольшие скорости раздвижения — 0,1 см/год и менее (например, Рейнский грабен), характерны вулканы повышенной щелочности. При скоростях 0,1—0,5 см/год преобладают щелочные базальты и трахиты (Эфиопский и Кенийский рифты), а при скоростях 1—2 см/год — базальты промежуточного типа (Афар). Океаническое развитие, вне зависимости от скорости раскрытия, сопровождается активностью океанических толеитовых базальтов (Красное море). От ранних стадий развития рифтов к поздним объемами излившихся вулканических пород возрастают.

В. Г. Казьмин с рифтогенезом связывает также излияние траппов, приводя в качестве примеров Эфиопский ареал, плато Тибети, базальты Карру и др. Время массового извержения базальтовой лавы совпадает с периодом первоначального раскалывания коры вне рифтовой зоны. Эти глобальные излияния базальтов по времени совпадали с периодами замедления дрейфа литосферных плит.

А. Ф. Грачев и А. И. Поляков [15] установили закономерную последовательность проявления мантийного вулканизма в рифтогенезе. Предполагается следующий ряд эволюции продуктов глубинных магм: оливинные меланефелиниты и лейциты — базаниты — щелочные оливинные базальты — низкокальциевые толеиты. Этот ряд соответствует последовательному уменьшению глубины выплавления дифференцированных серий меланефелинит — фонолит, щелочной оливинный базальт — трахит, обусловленным длительным существованием промежуточных магматических очагов.

Утонение коры в процессе рифтинга приводит к смене продуктов вулканизма как по простиранию, так и в поперечном направлении от плечей рифта к его оси. В первом случае состав пород во времени изменяется от щелочных до толеитовых базальтов, во втором — разновозрастные породы обладают различным составом.

В. Н. Москалева и К. А. Марков [37] систематику рифтогенных структур вполне законно построили на основании развитых в них магматических проявлений. По их данным, стадийность развития магматизма фиксируется по последовательному проявлению магматических формаций. Начальная стадия знаменуется появлением серии даек габбродиабазов и габброноритов при незначительном вулканизме. Во вторую стадию, когда на фоне сводового поднятия возникают грабены или вулканотектонические депрессии, изливаются базальтовые, липарит-базальтовые или трахибазальтовые лавы, переслаивающиеся с субаэральными и мелководными осадками. В третью стадию углубления грабенообразных впадин приобретают активность трахибазальтовый вулканизм и щелочной габбровый магматизм.

Четвертая стадия растяжения, когда возникают системы грабенов, чередующиеся с горстами, сопровождается образованием мафических, щелочно-мафических и щелочных магматических пород сложного состава. Вулканы локализируются в осевых частях грабенов, а интрузивы щелочно-мафитового и щелочно-ультрамафитового состава — на плечах рифтов (зонах поднятий). Такие соотношения можно наблюдать в современных рифтовых системах и на щитах древних платформ, где препарированы корневые части этих структур. По характеру магматизма и осадконакопления В. Н. Москалева и К. А. Марков выделяют шесть типов рифтогенных зон: 1) молассоидный, 2) мафический, 3) щелочно-мафический, 4) ультрамафическо-мафический, 5) ультрамафический, 6) фондитовый. Для каждого характерен определенный набор полезных ископаемых.

Основываясь на изложенных здесь материалах, а также используя фактические данные по рудоносности рифтогенных структур, рассмотренные в металлогеническом очерке, можно попытаться наметить ориентирующие металлогенические схемы архейских зеленокаменных поясов, протерозойских протоавлакогенов, рифейских и палеозойских авлакогенов, мезо-кайнозойских континентальных и океанических рифтов.

Зеленокаменные пояса архея имеют относительно небольшие размеры и сложную форму. Длина их обычно 120—800 км, ширина 40—240 км, возраст 3,8—2,6 млрд. лет. В соответствии с данными В. И. Казанского [38], в низах разреза этих поясов преимущественно развиты коматииты и толеитовые базальты, сменяющиеся кислыми дифференциатами; верхняя часть сложена граувакками. Эти отложения секутся основными интрузивами и гранитоидами. Рудоносность зеленокаменных поясов, как видно из металлогенического очерка, довольно разнообразна. Здесь среди коматиитов распространены вулканогенные сульфидные медно-никелевые месторождения; в дифференцированных базальтах расположены связанные с ними стратиформные, реже секущие залежи медноцинковоколчеданных месторождений; с экструзивами основных пород связаны стратиформные золото-сульфидные и наложенные жильные кварц-золоторудные месторождения; с железистыми

кварцитами порой ассоциируют промышленные месторождения железа; с относительно более молодой, но архейской гранитизацией связаны метаморфические месторождения пегматитовых жил, часто с промышленными содержаниями лития, бериллия, ниобия, тантала и отчасти олова и молибдена. Помимо этого, на щитах различных платформ в зеленокаменных поясах встречаются проявления руд меди, свинца, цинка, хромитов, барита.

Зеленокаменные пояса, как отмечалось, содержат элементы геосинклинальных и рифтогенных структур. Заложились они на зрелой континентальной коре мощностью 35—40 км. Механизм излияния базальтовых и коматиитовых лав соответствовал центральному и щелевому. Лавы сопровождались вулканическими брекчиями, агломератами и слонстыми туфами. Метаморфизм их, несмотря на архейский возраст, большей частью не превышает низов зеленосланцевой и даже пумпеллиитовой ступени. Кислые вулканы представлены пирокластическими породами, отчасти риолитами и кварцевыми порфирами.

Таким образом, заложение поясов можно представить как процесс деструкции континентальной коры, поступление вдоль глубоких разломов ювенильного мантийного вещества (коматииты, толеитовые базальты, дайки перидотитов, габброиды). В дальнейшем эти структуры развивались по пути, сходному с геосинклинальным процессом: проявилась дифференциация базальтовых магм, вплоть до выплавления кислых пород — дацитов и риолитов. Последующее терригенное осадконакопление (конгломераты, песчаники, алевролиты) носит уже чисто геосинклинальный характер. Оно завершилось внедрением диапиров гранитоидов. Орогенные формации — молассы и субаэральные вулканы — здесь отсутствуют.

Каждой стадии развития зеленокаменных поясов (1 — коматиитовый и толеит-базальтовый вулканизм, 2 — контрастный базальт-риолитовый вулканизм, 3 — основной магматизм, 4 — терригенное осадконакопление, 5 — гранитоидный магматизм и метаморфизм) соответствует образование месторождений, относящихся к определенной группе рудных формаций: 1) медно-никелевой и хромитовой, 2) медно-цинковоколчеданной, 3) золото-сульфидно-теллуровой, 4) железистых кварцитов, 5) редкометальной пегматитовой. Схематичная характеристика их приведена в табл. 5.

Протоавлакогены — наиболее типичные структуры, отражающие докембрийский процесс, который, вслед за В. И. Казанским [11], принято именовать «протоактивизацией». Области протоактивизации возникли, согласно В. И. Казанскому [38], в результате деструкции архейских кратонов, протоплатформ и протогеосинклинальных складчатых поясов. Этот процесс зародился в конце архея, наиболее интенсивно проявился в протерозое и завершился в рифее. Е. Е. Милановский [32] такого рода структуры выделяет как проторифтовые зоны, различая среди них две группы: более примитивную, испытавшую лишь деформации растяжения (Великая Дайка, Бушвельд), и с более сложным развитием, в котором

Металлогеническая характеристика зеленокаменных поясов архея

Признаки	Главные рудные формации				
	Медно - цинковоколчеданная	Железистых кварцитов	Медно-никелевая	Золоторудная	Редкометаллическая
Рудоносные магматические формации	Контрастно дифференцированная базальт-риолитовая	Базальтоидная	Коматитовая	Габброидная	Натриевые гранитоиды
Главные рудные минералы	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, золото	Магнетит, гематит	Пентландит, никелин халькопирит, пирит	Золото (теллуриды), сульфиды цветных металлов	Петаллит, берилл, колумбит-танталит
Морфология рудных тел	Согласные мощные залежи	Пластообразные тела	Стратиформные линзообразные залежи	Стратиформная вкрапленность, кварцево-рудные жилы	Мощные жилы, часто пластообразные
Степень метаморфизма	Зеленосланцевая, пумпелинитовая	Амфиболитовая	Амфиболитовая и зеленосланцевая	Зеленосланцевая, реже амфиболитовая	Гранулитовая
Геологические формации	Толщи дифференцированных толцитовых базальтов	Толщи итабиритов	Горизонты коматитов среди толентовых базальтов	В толщах вулканитов	Среди гранитоидов, секущих вулканогенные породы поясов
Генетический тип месторождений	Вулканогенно - осадочные и гидротермальные	Осадочные	Вулканогенные	Вулканогенные и метаморфогенные	Пегматитовые
Примеры рудных районов и месторождений	Норанда, Кидд-Крик, Флин-Флон, Канада; медная минерализация, Гренландия; Тевтоник Бор, Анаконда-Нагаро, Дьюкстон, Западная Австралия	Железистые кварциты Исуа, Гренландия; месторождения Адамс, Канада; горы Барбертон, Южная Африка	Район Камбалды, Западная Австралия; рудопоявления пояса Абитибиды, Канада	Калгурли, Западная Австралия; Поркьюпайн Керкленд-Лейк, Йеллоунайф, Канада; Колар, Индия; месторождения Зимбабве, Африка	Кулгарди, Западная Австралия; район Прейсак-Лакорн, Канада; месторождения Зимбабве и Трансваля, Африка

первоначальное растяжение в последующем сменилось сжатием. Эти последние, в свою очередь, подразделяются на существенно вулканогенные (Печенга — Имандра-Варзуга) и терригенные (Кривой Рог). Проторифты второй группы А. М. Лейтес и другие исследователи называли «палеоавлакогенами»; сходные структуры иногда также именуются «интракратонными складчатыми зонами». Все их целесообразно объединить под общим названием «протоавлакогены», а более дробное членение производить не по деталям тектоники, а по особенностям магматизма и металлогении.

Главные особенности протоавлакогенов — развитие в их пределах мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений преимущественно основного состава; приуроченность к ним ультраосновных, основных, иногда кислых плутонов, достигающих в отдельных случаях громадных размеров; возникновение наиболее древних магматических комплексов центрального типа ультраосновного — ультращелочного состава. С отмеченными производными глубинных ювенильных магм связаны крупнейшие скопления медно-никелевых, хромитовых, платиновых, титаномагнетитовых, карбонатитовых и некоторых других руд.

В. И. Казанский [38] области протоактивизации разделяет на три типа: тектоно-плутонический, тектоно-вулканический и тектоно-метасоматический. Ранее отмечалось, что орогенный гранитоидный магматизм, следствием которого является дальнейшая аккреция сиалической коры, не следует причислять к процессам тектоно-магматической активизации. Поэтому, сохраняя для протоавлакогенов плутонический и вулканический типы, в качестве третьего более рационально выделить осадочный тип. Примерами первого типа служат Великая Дайка, Бушвельд, Садбери и другие расслоенные массивы; для второго — Печенга-Имандра-Варзугский пояс, Лабрадорский трог в Канаде и аналогичные образования Алданского щита, а для третьего — Кривой Рог, Курская магнитная аномалия, провинция Суперитор и другие бассейны развития джеспилитов. Поскольку все они кратко охарактеризованы в металлогенической очерке, дадим лишь общее определение металлогенических особенностей трех типов протоавлакогенов.

Протоавлакогены первого типа, известные в Южной Африке (Великая Дайка, Бушвельд, Палабора), Канаде (Садбери, Пояса даек), Западной Гренландии (Скергаард), США (Стилуотер), Западной Австралии (Уиджамолита) и на многих других древних щитах, пересекают протоплатформенные массивы и отчасти проникают в осадки протоплатформенного чехла. Обычно выделяется два этапа магматической деятельности: 1) ультраосновной и основной магматизм, 2) более молодой гранитоидный (гранофировый) магматизм. Ультращелочные комплексы центрального типа обычно расположены изолированно от расслоенных плутонов (см. рис. 6), причем по возрасту они занимают промежуточное положение между двумя отмеченными этапами.

Первый этап магматизма знаменуется формированием слож-

ных комплексов, которые начинаются ультраосновными породами и завершаются габброидами. Первые представлены промежуточными перидотитами и пироксенитами, вторые — никеленосными анортозитами, габбро, норитами. Титановое, ванадиевое и медно-никелевое оруденение порой связано с трубообразными телами основных пород пегматоидного характера.

Платина и другие элементы платиновой группы, наиболее характерные для рифа Меренского Бушвельдского плутона, как это устанавливается исследованиями самого последнего периода (1981—1982 гг.), встречаются во всех без исключения расслоенных массивах ультраосновных пород мира. Однако они, конечно, несопоставимы с масштабами минерализации рифа Меренского, который прослеживается на 120 км по простиранию, 1700 м на глубину при средней мощности зоны минерализации 1 м и содержании хромитов 10 млрд. т, а металлов платиновой группы 6 тыс. т [38].

Медно-никелевое оруденение локализуется в пироксенитах (Бушвельд), а преимущественно — в норитах (Садбери, в Канаде, Холс-Крик в Западной Австралии). Массивные и вкрапленные руды сложены пирротином, пентландитом, халькопиритом и кубанитом; часто встречаются магнетит, ильменит, никелин, пирит, борнит, валлериит и др. Принято считать, что вкрапленные руды возникли в результате ликвации, а массивные имеют инъекционное происхождение. В последнее время развивается метеоритная гипотеза происхождения структуры месторождения Садбери, критически рассмотренная В. И. Смирновым (1973 г.).

Поздний кислый магматизм характерен не только для Бушвельдского плутона, где он выражен наиболее отчетливо, но и для других расслоенных массивов, в частности Садбери. С этим вторым этапом связано образование трубообразных концентрически-зональных тел, в центральных частях которых наблюдается вкрапленность касситерита, арсенопирита, шеелита, флюорита и пирита. На периферии трубок развиты зоны турмалинизации, окварцевания и гематитизации. В доломитах системы Трансвааль вблизи Бушвельдского плутона размещается стратиформная галенит-сфалеритовая минерализация.

Интрузии ультраосновных-щелочных пород центрального типа, впервые появившиеся в протерозое и более широко распространенные в более молодых деструктивных структурах, В. И. Казанским [38] охарактеризованы на примере комплекса Палабора, расположенного восточнее Бушвельдского плутона (см. рис. 6). Этот комплекс на 1 млрд. лет моложе Бушвельдского. Он сложен сиенитами, пироксенитами, перидотитами, карбонатитами и представляет собой вертикальное концентрически-зональное трубообразное тело, возникшее в процессе четырех стадий магматической деятельности и последующей гидротермальной, обеспечившей богатое медное оруденение. Последнее ассоциирует с магнетитовой, уран-ториевой, бадделитовой минерализацией и приурочено к пироксенитовому ядру комплекса. Карбонаты содержат, помимо сульфидов меди, апатит, титаномagnetит, бадделит.

Второй — вулканогенный тип протоавлакогенов можно кратко охарактеризовать на примере Печенга-Имандра-Варзугского пояса, также описанного В. И. Казанским [38]. Пояс этот протягивается через Кольский полуостров согласно простирацию архейских структур протоплатформы, которые он наследует. Характерно, что на сопредельной территории Финляндии, по данным Х. В. Тоумикена, проявления железо-титано-ванадиевых и медно-никелевых руд наблюдаются вдоль протяженных широких поясов северо-западного и северо-восточного направлений, соответствующих основным разломам древнего щита. Они отражаются современными локальными поднятиями, что свидетельствует об унаследованности длительных последокембрийских, в том числе современных тектонических движений от древних разломов (протоавлакогенов) и, следовательно, продолжительности развития этих структур.

В пределах Кольского полуострова данный пояс делится на две изолированные части — Печенгскую и Имандра-Варзугскую (рис. 29). Мощность вулканитов во второй из них достигает 4 км. В низах толчи развиты базальты, сменяющиеся выше андезитами и дацитами, в верхах — трахибазальты. Вулканиты Печенгского комплекса сложены четырьмя толщами. В нижней, более метаморфизованной, распространены конгломераты, андезиты и базальты; во второй толще — карбонатные породы, кварциты и трахибазальты; в третьей — те же осадочные породы, ассоциирующие с толеитовыми базальтами; в четвертой — терригенно-туфогенные породы с пикрит-базальтами.

Интрузивные образования представлены согласными телами габбродиабазов и более поздними залежами габброперидотитов. С последними связаны медно-никелевые месторождения Печенги. Они приурочены к четвертой толще и локализируются в основных и ультраосновных породах, имеющих пластовую форму и согласно залегающих с вмещающими породами. Рудоносные интрузивы в отдельных частях дифференцированы и представлены верлитами, переходящими выше в пироксениты, габбро, монциты, а в других — состоят целиком из ультрабазитов и габбро.

В нижних частях интрузивов залегают ликвационные вкрапленные медно-никелевые руды, а на контакте с подстилающими породами вдоль разломов развиты эпигенетические массивные и брекчиевые руды. Порой они удалены от интрузива на десятки и сотни метров. Зоны рассланцевания, контролирующие размещение рудных тел, состоят из тремолита, талька, карбонатов, серпентинита, хлорита. Они содержат пирротин, пирит, халькопирит, пентландит, никелин. Оруденелые вмещающие осадочные породы преобразованы в серицит-хлоритовые сланцы.

Вулканогенно-осадочные породы Печенги образовались в мелководном эпиконтинентальном бассейне, ограниченном глубинными разломами. Впоследствии они, так же как и залегающие в них рудоносные интрузивы, испытали интенсивные деформации и метаморфизм. Оруденение, так же как и последующее преобразование, имеет среднепротерозойский возраст.

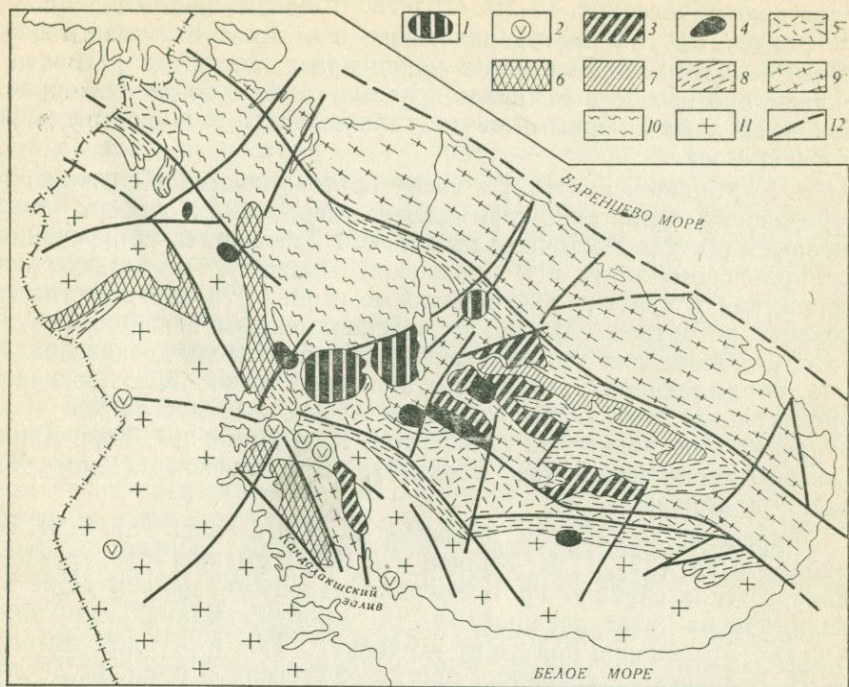


Рис. 29. Схема геологического положения Печенга-Имандра-Варзугского протоавлакогена. По В. И. Казанскому [38]; упрощено.

Палеозой: 1 — щелочные массивы центрального типа (Хибинский и др.), 2 — гипербазит-щелочно-карбонатитовые интрузивы центрального типа; средний протерозой: 3 — щелочные гранитоиды, 4 — массивы перидотит-габбро-норитового состава, 5 — осадочно-вулканогенные толщцы; ранний протерозой: 6 — габбро-анортозиты, 7 — кристаллические сланцы, 8 — вулканогенно-осадочные метаморфизованные отложения, 9 — гнейсы и гранитоиды основания; архей: 10 — гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды, железистые кварциты, 11 — амфиболиты, гнейсы, мигматиты, 12 — разломы

Примеров протоавлакогенов вулканогенного типа можно привести много, если привлечь фактический материал по магматизму и металлогении Алданского, Канадского, Австралийского щитов. В частности, докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения охарактеризованы В. М. Моралевым и другими исследователями [38].

Различные протоавлакогенов вулканогенного и плутоногенного типов различается, по-видимому, в менее глубоко эрозионном срезе, поскольку верхние горизонты последних предположительно также были сложены вулканитами. Кроме того, здесь в значительной степени проявлены поствулканические дислокации и метаморфизм. Можно полагать, что рифтогенные структуры, сходные с отмеченными двумя типами протоавлакогенов, формировались и в последующие этапы развития земной коры, и наиболее существенные их отличия связаны с меньшей глубиной их эрозионного среза, чем древнейших образований щитов. Если рассмотреть

авлакогены Сибирской платформы, Гренвилевского пояса, а также ряда других регионов, то это сходство станет очевидным.

Осадочный тип протонавлакогенов, в отличие от магматически более активных, появляется в конце архея, достигает расцвета в раннем протерозое и отмирает к началу рифея, тогда как образования, сходные с первыми двумя типами, часто возникают в рифее и фанерозое.

Е. Е. Милановский [32] к числу протонавлакогенов с нижнепротерозойским терригенно-кремнистым выполнением относит узкие шовные прогибы Восточно-Европейской платформы, приуроченные к Украинскому щиту и Воронежскому массиву, где развиты криворожская и курская джеспилитовые серии. Эти прогибы унаследованно развиты по архейским зеленокаменным поясам в результате возобновления тектонических движений вдоль древних разломов, обрамляющих названные стабильные блоки. К аналогичным рифтогенным структурам относятся прогибы Индостанской (Сатпурской), Австралийской (Ашбертон, Кинг-Лиопольд, Холс-Крик), Северо-Американской (оз. Верхнее), Бразильской (Минас-Жерайс) платформ.

Многие исследователи, например Я. Н. Белевцев [8], Т. В. Библина и др. [37], Г. И. Каляев и А. И. Стрыгин [38], структуры данного типа считают протогеосинклинальными, причем даже выделяют в их числе древние эв- и миогеосинклинальные зоны. Однако, это мнение подлежит уточнению. Так, в беседе с автором Я. Н. Белевцев не возражал против рифтогенной природы детально изученного им района Кривого Рога.

Как свидетельствуют Г. И. Каляев и А. С. Стрыгин, в метаморфизованных осадочных железисто-кремнистых комплексах сосредоточены главные мировые запасы железных руд. Железистые породы обычно именуют железистыми кварцитами, итабиритами, железистыми роговиками. Однако эти названия не отражают парагенетическое или структурное содержание. К ним следует относить магнетит- или гематитсодержащие полосчатые плотные тонкозернистые породы существенно кварцевого или карбонат-кварцевого состава. Среди них выделяются неравномерно-грубо-полосчатые роговики и равномерно-тонкополосчатые джеспилиты. Железистые кварциты содержат, кроме магнетита и кварца, роговые обманки и пироксены, гематит в них отсутствует; порода имеет крупнозернистую структуру и грубослоистое сложение. Кроме этих разновидностей Г. И. Каляев и А. И. Стрыгин выделяют конгломерато-брекчии, кварцито-песчаники, сланцы, карбонатно-магнетитовые руды.

Отмеченные железистые породы содержат 20—45% железа и в случае возможности обогащения руд месторождения разрабатываются. Однако наибольшую ценность представляют руды, содержащие 50—65% железа, характерные для Криворожского бассейна. Залежи имеют пластовую, линзо- и столбообразную форму. Я. Н. Белевцев [8] доказывает их метаморфогенное происхождение.

ние; некоторые другие авторы склонны основную роль отвести процессам гипергенеза.

Железисто-кремнистые формации делятся на осадочный (основная масса руд) и вулканогенно-осадочный (преимущественно архейские месторождения) генетические типы. Кроме того, Г. Н. Каляев и А. И. Стрыгин систематизируют их на формационной основе — по составу руд, выделяя следующие формации: 1) железисто-кремнисто-метабазитовую, 2) железисто-кремнисто-сланцевую, к которой принадлежат раннепротерозойские железорудные бассейны (Криворожско-Кременчугский, Белгород-Михайловский и Щигровско-Оскольский (см. рис. 7 и 8), 3) железисто-кремнисто-кlastогенную, 4) железисто-кремнисто-гнейсовую, 5) железисто-кремнисто-лептитовую, 6) железисто-кремнисто-порфировую. К четвертой и пятой формациям относятся месторождения преимущественно архейского возраста.

В пределах протоплатформ В. И. Казанский [38] установил закономерную приуроченность плутоногенных типов протоавлакогенов к реликтам более древнего протоплатформенного чехла, в том числе представленных металлонными конгломератами. Так, Бушвельдский плутон расположен в непосредственной близости от более древних рудоносных конгломератов серий Доминион-Риф, Витватерсранд; лополит Садбери находится вблизи от конгломератов Блайнд-Ривер и т. д.

Несколько иные соотношения, по мнению автора, наблюдаются в протоавлакогенах осадочного типа, где конгломератовые формации платформенного чехла занимают более высокое стратиграфическое положение и перекрывают железорудные серии (Кривой Рог).

Можно полагать, что в данном случае находит отражение сходство между протоавлакогенами и рифейскими авлакогенами. По-видимому, и те, и другие непосредственно сменяются отложениями платформенного чехла. Если в случае плутоногенных протоавлакогенов магматизм унаследованно развился по более древним рифтогенным структурам, уже заполнившимся платформенными осадками, то осадочные протоавлакогены, сами унаследовавшие направление архейских зеленосланцевых поясов, в дальнейшем послужили депрессионными зонами, благоприятными для накопления базальных слоев платформенного чехла. Схема металлогении протоавлакогенов приведена в табл. 6.

Авлакогены широко распространены в рифее по всем древним платформам, их образование связывается с глобальной альгомской регенерацией и растяжением земной коры, по-видимому, обусловившим общее расширение планеты (Е. Е. Милановский). Эти структуры рифтогенной природы представляют собой грабенообразные впадины длиной до тысячи и более километров, шириной до ста и глубиной до 10 км. Обычно они унаследованно развиваются по более древним тектоническим швам архейского и протерозойского возраста, но не гнейсовым куполам. По времени они предшествовали формированию платформенного чехла, а выпол-

Металлогеническая характеристика различного типа протоавлакоенов

Признаки	Типы протоавлакоенов		
	плутоногенный	вулканогенный	осадочный
Рудоносные магматические формации	Базит-ультрабазитовая, ультрабазит-щелочная, гранофировая	Толент-базальтовая, трахибазальтовая, базальт-андезитовая, ультрабазитовая	В низах разреза щелочно-базальтовая
Главные рудные формации	Хромитовая, платиноидная, медно-никелевая, карбонатит-медная, касситеритовая	Медно-никелевая	Железисто-кремнистая группа формаций
Морфология рудных тел	Пластовая, трубообразная, неправильных залежей	Пластовых и линзовидных залежей, зоны вкрапленных руд	Пластовая, линзообразные и столбовые тела
Степень метаморфизма	Амфиболитовая и зеленосланцевая ступени	Амфиболитовая ступень	Зеленосланцевая ступень
Геологические формации	Терригенная, карбонатная, конгломератовая, протоплатформенного чехла	Вулканогенно-осадочная мелководная, эпиплатформенная	Терригенная кремнисто-сланцевая, аспидная, карбонатно-глинисто-песчаная
Возраст	Ранний — средний протерозой	Средний протерозой	Поздний архей — ранний протерозой
Генетические типы месторождений	Магматический, для олова — гидротермальный	Магматический	Осадочный, для богатых руд — метаморфогенный
Примеры рудных районов и месторождений	Великая Дайка, Бушвельд, Палабора, ЮАР; Садберн, Канада; Мончегорское, СССР	Полуострова Кольский; Лабрадор	Кривой Рог, КМА; Кольский полуостров, СССР; оз. Верхнее, США; Хамерсли-Рейндж, Австралия; Сатпур, Индия; Минас-Жерайс, Бразилия

няющие их осадки слагают его нижний структурный ярус. В строении этого яруса участвуют терригенные обломочные толщи, а в наиболее глубоко погруженных его частях — мощные покровы базальтовых лав, сопровождающиеся массивами габброидов и щелочных пород.

Е. Е. Милановский [32], осуществивший анализ строения этих структур, пришел к выводу, что наиболее интенсивное их прогибание и максимальная вулканическая активность были в среднем рифее, однако некоторые структуры развивались и в позднем рифее. В одних случаях замыкание авлакогенов имело место в конце среднего рифея, а других — в венде — кембрии. Этот процесс сопровождался в некоторых авлакогенах складчатостью и частичной инверсией, либо приводил к сохранению депрессий при последующем развитии над ними платформенных синеклиз.

Авлакогены, как известно, впервые выделил и описал на Восточно-Европейской платформе Н. С. Шатский (см. рис. 11). Впоследствии большое их число было установлено и на Сибирской платформе (рис. 30). Авлакогены широко развиты на Северо-Американской и других платформах. Металлогения их довольно разнообразная, но масштабы месторождений значительно меньше, чем в протонавлакогенах.

Для авлакогенов Сибирской платформы характерно проявление следующих магматических формаций, обычно повторяющихся в среднепалеозойский и позднепалеозойско-триасовый периоды.

1. Щелочно-основных пород — интрузивных трахидолеритов и эффузивных трахибазальтовых, ассоциирующих с щелочно-ультраосновными породами. В них отмечаются повышенные содержания железа, фосфора, щелочей и др. Они установлены на северо-востоке Сибирской платформы.

2. Щелочно-ультраосновные породы представлены эффузивными пикритами и меланофилитами, а также интрузивными ийолитами, карбонатитами и кимберлитами. С ними связаны месторождения титаномагнетита, перовскита, флогопита. К этой формации относится Ингилийский комплекс на юго-востоке Сибирской платформы. Наблюдается закономерная смена во времени щелочно-ультраосновных вулканитов пикритовыми дайками, а последних — ийолит-карбонатитовыми интрузиями центрального типа, после которых образовались кимберлитовые трубки.

Ингилийский комплекс Алданского массива представляет собой

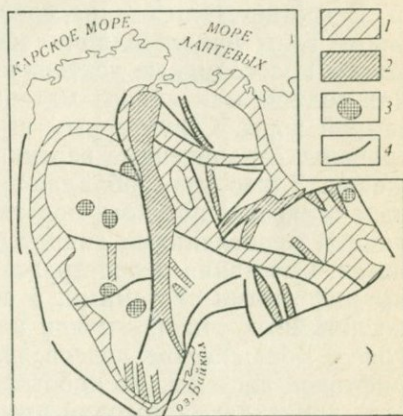


Рис. 30. Схема размещения рифтогенных структур Сибирской платформы. По [21]; значительно упрощено.

1 — системы троговых структур; 2 — отдельные трои; 3 — расслоенные массивы магматических пород основного — ультраосновного состава; 4 — глубинные разломы

крутопадающие штокообразные тела концентрического строения диаметром 2—4 км. В ядре развиты дуниты, перидотиты, пироксениты, пикриты и брекчии. Внешний контур слагают сиениты, ийолиты, карбонатиты и фениты. Возраст их 600—688 млн. лет. С ультраосновными породами связано железо-титановое, а с карбонатитами — флогопитовое оруденение. Среди дунитов встречаются щелочные пегматиты с включениями хромдиопсид-флогопита. Распространены также секущие магнетит-флогопитовые жилы.

На южном обрамлении Алданского щита в пределах Станового хребта в верхнепротерозойских авлакогенах возникли расслоенные интрузивы, сложенные в низах дунитами, сменяющимися выше троктолитами и габбро-норитами (интрузивы Луча, Лукинда). В них отмечено медно-никелевое оруденение в виде вкрапленности и гнездово-прожилковых тел [21].

В табл. 7 суммированы общие сведения по магматизму и рудоносности авлакогенов, помещенные в металлогеническом очерке.

Фанерозойские рифтовые зоны

Континентальные рифты рядом исследователей относятся к молодому, преимущественно неогеновому этапу развития земной коры, что для целей металлогенического анализа себя не оправдывает. В частности, предрифтовые стадии, описанные А. В. Развальяевым [35] на большом числе примеров, по характеру магматизма и рудоносности ничем не отличаются от собственно рифтового процесса. Поэтому для целей настоящей работы вполне резонно объединить все рифтовые системы фанерозоя в единую группу.

В соответствии с определением Е. Е. Милановского [26], рифтовые зоны представляют собой протяженные планетарного масштаба полосовидные тектонические зоны, вдоль которых происходит подъем мантийного материала, что приводит к растяжению земной коры. Структурным выражением этого процесса являются грабены, ограниченные вертикальными сбросами глубинного заложения. Такие зоны обладают высокой сейсмичностью, повышенным тепловым потоком, подстилаются утоненной корой, сопровождаются проявлениями гидротермальной и магматической деятельности. Сочетания в пространстве нескольких рифтовых зон называются рифтовыми системами, а если последние протягиваются в виде линейных зон на тысячи километров, то это будут рифтовые пояса. Большинство поясов являются звеньями единой мировой рифтовой системы, распространяющейся на континенты и океаны, суммарная длина которой превышает 60 тыс. км (см. рис. 24).

Е. Е. Милановский выделяет эпиплатформенные рифты, в которых рифтообразование началось через 200—500 млн. лет после начала платформенного развития, и эпиорогенные — одновременные с геосинклинальным орогенезом. Формирование первых сопровождалось субщелочным и щелочным магматизмом, вторых — известково-щелочным. Зоны первого типа преимущественно развиты

Металлогеническая характеристика рифейских авлакогенов

Признаки	Главные рудные формации			
	Медно-никелевая	Самородной меди	Титаномагнетитовая	Флогопит-магнетитовая
Рудоносные магматические формации	Габбро-норитовая, пироксенитовая	Толит-базальтовая	Габбро-дунит-пироксенитовая	Карбонатитовая
Главные рудные минералы	Пентландит, пирротин, магнетит, халькопирит	Самородная медь, халькозин	Ильменит, магнетит, титаномагнетит	Флогопит, вермикулит, магнетит, ильменит, колумбит
Морфология рудных жил	Неправильной формы штоки, вкрапленные зоны, жилообразные	Протяженные горизонты вкрапленности	Трубообразные тела, штоки	Жилы, штоки, линзы
Геологические формации	Вулканогенно-терригенные нижнего структурного яруса платформенного чехла			
Генетический тип месторождений	Магматический	Инфильтрационный	Магматический	Магматический и пегматитовый
Примеры рудных районов и месторождений	Район оз. Линн, Манитоба, Канада; Становой хребет, СССР	Оз. Верхнее, США; Большое невольничье озеро, Канада	Кирунавара, Швеция; Алданский щит, Сибирская платформа	Восточная Африка; Алданский щит; Альне, Швеция; Фён, Норвегия; Ковдор, Карело-Кольский регион

в областях эпибайкальской, реже архейской и палеозойской консолидаций, главным образом в пределах выступов основания.

Эпиplatformенные зоны подразделяются на сводово-вулканические и щелевые. Первые возникают на обширных пологих овальных поднятиях, окруженных мощными излияниями лав основного и среднего состава и выбросами пирокластолитов щелочного ряда. Проседание рифтовых грабенов и растяжение незначительны и обусловлены разгрузкой магматических очагов. Щелевые рифты достигают глубины 7 км. Грабены выполнены мощными толщами рыхлых отложений, вулканизм редкий, представлен крайне щелочными сериями и карбонатами. Формирование эпиорогенных рифтов сопровождается обильным кислым и основным вулканизмом, продукты которого поступают из коровых и подкоровых магматических очагов.

В. Н. Москалева и К. А. Марков [37] объединяют в единую группу древние и фанерозойские рифтогенные структуры и справедливо систематизируют их по характеру магматизма. В основу систематики положены согласные и секущие магматические комплексы. К первым из них относятся рифты с вулканидами липарит-базальтовой и трахибазальт-трахилипаритовой формаций (месторождения самородной меди), с липарит-базальтовой, пикрит-базальтовой и габбро-верлитовой формациями (медно-эпидотовая и медно-никелевая). К секущим комплексам рифтов принадлежат перидотит-пироксенит-норитовая (медно-никелевые месторождения), щелочно-ультрамафитовая (месторождения флогопита, апатита, титаномагнетита, редких элементов), щелочно-мафитовая (флогопит, тантал, ниобий), щелочно-салическая (нефелин, апатит, редкие элементы) формации.

Металлогеническая характеристика рифтов приведена в небольшом числе работ. Кроме упомянутой обширной сводки [37], имеются сведения о железо-марганцевом оруденении Красноморского рифта [10], рифта Осло [49], Св. Лаврентия [48] и Осло-Хибинского [9].

Если рудообразование в системе Красноморского рифта следует рассматривать в качестве примера, характеризующего современную металлогению океана, то рифт Св. Лаврентия, имеющий длительную историю развития, является типично континентальным. По данным П. Кумарепели [48], сложная рифтовая система из долины р. Св. Лаврентия распространяется на 1300 км, охватывая Оттавский и Сегунейский грабены (рис. 31). Тектоническую активность система рифтов проявляла периодически. Ранний период устанавливается по дайкам щелочных пород и базальтов на оз. Нилсинг, о-вах Сент-Джон и Белль, возраст которых 650 млн. лет, а также по наличию в различных частях пояса карбонатитов с возрастом 565 млн. лет и кембрийских аридных осадков в грабенах. На эту древнюю фазу рифтинга наложены мезозойские грабены с магматитами, возраст которых 90—150 млн. лет.

В карбонатитовых комплексах установлены месторождения с ниобием, танталом, ураном, торием, редкими землями и желе-

зом. Промышленные скопления ниобия в пироклоре датируются как раннекембрийские и мезозойские. Наиболее крупными являются новые месторождения района Сен-Амфе в грабене Оттава, открытые в 1961 г. Параллельно этому грабену в ордовикских мраморах локализуются жильные свинцово-цинковые месторождения с баритом и флюоритом. Вблизи карбонатитового массива Ока открыто месторождение алмазов Иль-Безар, которое обрабатывается с 1969 г.

Палеозойская металлогения Южной Скандинавии и Кольского полуострова обусловлена рифтовой системой района Осло — оз. Мьёса (грабен Осло), описанной Ф. Воксом и Г. Гале [50]. Г. И. Горбунов и другие исследователи [9] массивы щелочно-ультраосновных и щелочных пород Балтийского щита, в частности Хибинский, Ковдорский, Vuoriajvinskiy, также склонны увязать с северо-восточной рифтовой системой, которую они называют зоной Осло — Хибинь. В ней сосредоточено наибольшее число рудоносных массивов щелочно-ультраосновных пород (см. рис. 20). Эти авторы выделяют: протерозойский этап магматизма, представленный щелочно-габброидной формацией; каледонский, когда сформировались многофазные массивы центрального типа щелочных — ультраосновных пород, и герцинский, наиболее продуктивный, с которым связаны крупнейшие (Хибинский и Ловозерский) массивы нефелиновых сиенитов, а также группа массивов Швеции и Норвегии.

Характерно, что каждый этап щелочно-ультраосновного магматизма сопровождается определенным набором полезных ископаемых [9]. Так, для ранних габброидов типичной является ильменит-титаномагнетитовая минерализация, для более поздних щелочных габброидов — редкометалльные рудные формации. С щелочными-ультраосновными породами связаны месторождения титаномагнетита, флогопита, апатит- и кальцит-магнетитовые, редкометалльных карбонатитов, а с щелочными — апатитовые и редкометалльные.

В грабене Осло залегают нижнепермская субаэральная толща вулканогенных пород мощностью 1000 м и петрохимически связанные с ней рудоносные гранитные массивы. Здесь отмечаются различные концентрации марганца, железа и вольфрама, сульфиды

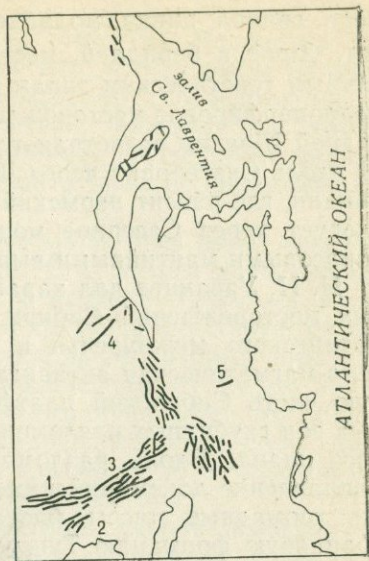


Рис. 31. Рифтовая система Св. Лаврентия. По [48]; упрощено.

Главные грабеновые поля: 1 — Тимискаминг, 2 — Ниписсинг, 3 — Онтарио, 4 — Седженей, 5 — Новой Англии; черточками показаны разломы, контролирующие основной и щелочной магматизм, а также оруденение различного типа

меди, свинца, цинка, молибдена и висмута, золото, серебро, флюорит, барит и бериллий, месторождения которых относятся к различным генетическим типам. Относительно недавно здесь открыто меднопорфировое месторождение с молибденом. Грабен Осло в Западной Швеции разветвляется, а в противоположном направлении он вдоль Скагеррака через Датский пролив продолжается до Шотландии, где развит пермский толеитовый вулканизм. Другая ветвь следует через Северное море до Рейна и Роны, где фиксируется триасовыми мантийными выплавками [50].

Н. Н. Урванцев дал характеристику сульфидных медно-никелевых месторождений Сибири, выявленных на территории Енисей-Хатангского междуречья и на Таймыре. Позднегерцинская тектоно-магматическая активизация, охватившая всю древнюю северную часть Сибирской платформы, обусловила образование мощных зон глубинных разломов и коренную перестройку ее структурного плана. Вдоль разломов, преимущественно унаследовавших направление докембрийских авлакогенов, на поверхность поступали громадные массы базальтовых расплавов, сформировавших трапповую формацию Тунгусского бассейна и Таймыра. Разломы в виде поясов протягиваются на тысячи километров при ширине в сотни километров. Медно-никелевые месторождения приурочены к пересечениям меридиональных разломов широтными. Крупными рудными полями являются Норильско-Хараелахское, Курейское, Пясинско-Тарейское, Верхнетаймырское и Прючисевское.

Г. Ф. Макаренко [20], как уже отмечалось, считает, что рифтогенез проявился через 30 млн. лет после излияния платобазальтов. Н. Н. Урванцев отмечает чередование базальтовых излияний и внедрений рудоносных базитов, ультрабазитов и щелочных пород. А. А. Глазковский и некоторые другие исследователи выделяют четыре цикла траппового вулканизма (от перми до триаса), причем излияния лав сопровождалась силлами, дайками и интрузиями базитов и ультрабазитов. Дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района, по их мнению, представляют собой глубинную ветвь трапповой магмы. Они имеют пластообразную форму и локализируются в пологих мульдах среди пород осадочного платформенного чехла, в том числе и в базальтах. Четвертая часть их массы сложена ультраосновными породами, развиты также долериты, габбродиориты, нориты. Медно-никелевые оруденение встречается в виде вкрапленности в подошве интрузивов, гнездообразных скоплений, шпир, жил сплошных сульфидов; местами развиты прожилковые руды во вмещающих породах. Они сложены главным образом пентландитом, пирротинном и халькопиритом. Рудные тела в плане совпадают с контурами материнских интрузивов.

Заслуживает дальнейших исследований вопрос о взаимоотношениях рифтовых зон, выполненных породами ультраосновного — щелочного состава с карбонатитами и кимберлитами. Г. Ф. Макаренко [20] утверждает, что первые по простиранию сменяются вторыми. Ассоциация карбонатитов и кимберлитов наблюдается

в отдельных сегментах рифтовой системы Св. Лаврентия [48]. Г. И. Горбунов с соавторами [9] считают, что развитие рифтовых систем Балтийского щита сопровождалось последовательными внедрениями магм различного состава, каждому из которых свойственна специфическая металлогения. Последними являются кольцевые щелочные апатитоносные интрузивы, а кимберлиты здесь отсутствуют.

Карбонатитовый и кимберлитовый магматизм имеет некоторые общие морфологические особенности. Так, первый проявлен кольцевыми зональными интрузивами, а второй — трубками взрыва, дайками, жилами и силлами. И те, и другие контролируются крупными разломами глубокого заложения, вдоль которых образуются цепочки выходов кимберлитов, отстоящие друг от друга на различных расстояниях. Однако этим и ограничивается их сходство. Районы развития алмазоносных кимберлитовых трубок обычно изолированы в центральных частях платформ, тогда как карбонатитовые кольцевые интрузивы — на их периферии.

Предполагается, что разломы, контролирующие кимберлитовый и карбонатитовый магматизм, имеют различную глубину заложения.

Кимберлитовые породы приурочены к глубинным разломам, которые ограничивают блоки фундамента древних платформ или служат контактами для таких контрастных структур платформы, как синеклизы, антеклизы, валы, авлакогены. При этом кимберлитовые трубки размещаются не непосредственно в сквозькорневых разломах, а на участках их пересечения более мелкими нарушениями. В Африке, где установлено пять крупных алмазоносных провинций (Ганская, Гвинейская, Центрально-, Южно-Африканская, Танзанийская) и в период с 1867 по 1971 г. добыто свыше 200 т алмазов, кимберлитовые тела располагаются вдоль линейных зон [7]. В ЮАР полоса алмазоносных кимберлитов вытянута на 500 км, в Танзании установлены две полосы длиной по 100 км, а в Сьерра-Леоне кулисообразно расположенные дайки карбонатитов имеют длину 25 км.

Обычно далеко не все кимберлитовые трубки алмазоносны. В Африке алмазы установлены лишь в 10% трубок (в некоторых районах до 50%). Возраст их преимущественно позднемеловой, хотя, по данным Ж. А. Сарсия, на Берегу Слоновой Кости, в Мали и Габоне возраст кимберлитов 1150 млн. лет, а крупнейшей трубки «Премьер» в Южной Африке — 1700 млн. лет. В Сибири трубки имеют преимущественно позднедевонский — раннекаменноугольный и триасовый возраст.

Небольшой объем приведенных материалов о металлогении различных рифтовых систем и особенности развитого в них магматизма свидетельствуют о целесообразности их систематики по следующим типам: 1) рифты с активным базальтовым и щелочно-базальтовым вулканизмом, перспективные на оруденение самородной меди, 2) рифты с основным — ультраосновным магматизмом, содержащие хромитовое, титаномагнетитовое и медно-нике-

Признаки	Рифтовые	
	с базальтовым и щелочно-базальтовым вулканизмом	с базальтовым-ультрабазальтовым магматизмом
Рудоносные магматические формации	Толент-базальтовая, трахибазальтовая	Габбро-верлитовая, перидотит-пироксенит-норитовая
Морфология магматических комплексов	Покровы, купола, некки	Трубообразные тела, штоки, силлы
Главные рудные формации	Самородной меди	Медно-никелевая, титаномагнетитовая, хромитовая
Геологические формации (вмещающие)	Терригенные породы платформенного чехла	Древний кристаллический фундамент, породы чехла
Морфология рудных тел	Вкрапленность, гнезда	Линзы, штоки, вкрапленность, жилы
Геологический возраст	Средний палеозой, мезозой, палеоген	Ранний палеозой — ранний мезозой — палеоген
Генетические типы месторождений	Инфильтрационный	Ликвационный, пневматолитовый, гидротермальный
Примеры рудных районов и месторождений	Плато Путорана, Сибирская платформа	Норильский район; юго-восток Аляски; Воуринос, север Греции

фанерозойских континентальных рифтов

системы		
с щелочным и ультращелочным магматизмом	с карбонатитовым магматизмом	с кимберлитовым магматизмом
Щелочных габброидов, нефелин-сиенитовая, щелочных ультрамафитов	Карбонатитовая	Кимберлитовая
Массивы центрального типа	Массивы центрального типа	Трубки взрыва, дайки, силлы
Флогопитовая, редкометалльно-магнетитовая, апатитовая, железорудная	Тантал-ниобиевая, уранториевая	Алмазов
Карбонатные породы чехла, субаэральные осадки грабенов	Молассовые отложения грабенов	Породы фундамента и основание чехла
Трубообразные тела, кольцевые зоны	Трубообразные тела	Столбы, жилы
Преимущественно девонский, отчасти позднемезозойский	От раннего палеозоя до антропогена	Докембрийский, палеозойский, ранне- и позднемезозойский
Магматический	Магматический	Раннемагматический
Ковдор, Хибин; Куринская зона, Сибирская платформа	Балтийский щит; Восточная Сибирь	Вилуйская, Анабаро-Алданская провинции Сибирь; Кимберли, ЮАР

левое оруденение, 3) рифты с щелочно-ультраосновным магматизмом, где присутствуют месторождения флогопита, апатита, редких металлов, иногда железа и титана, 4) рифты с карбонатитовым магматизмом, несущим ниобий-титановую минерализацию, 5) рифты с кимберлитовым магматизмом, часто алмазосным (табл. 8).

Отдельные выделенные типы зон в одних случаях накладываются друг на друга, в других — последовательно сменяются по простирацию рифтовых систем в порядке, указанном в табл. 8. Это обстоятельство, по-видимому, непосредственно связано со стадийностью рифтогенеза, остающейся до сих пор недостаточно исследованной.

Океанические рифты изучены в несравненно меньшей степени, чем континентальные. Тем не менее информация о структурах океанического дна, их магматизме и рудоносности с каждым годом растет. Так, С. А. Щека и Н. А. Куренцова в образовании магматических комплексов срединно-океанических рифтовых зон выделяют два этапа: 1) начальный, когда изливаются железистые толеиты, секущиеся дунит-гарцбургитовыми массивами, 2) конечный, знаменующийся излиянием базальтов, богатых магнием, и внедрением расслоенных троктолит-лерцолитовых массивов. Стабильные плиты океанов сложены однообразными железистыми базальтами с силлами долеритов, иногда дифференцированными до гранофилов. Они представляют собой допалеогеновое основание океанов — трапповую формацию. Все структуры океанического дна представляют собой результат активизации этого основания.

Все новейшие сведения о рудоносности океана ограничены срединно-океаническими хребтами и трансформными разломами, если не считать широко распространенные и неоднократно описанные железо-марганцевые конкреции, имеющие экзогенное происхождение.

Д. Кронен [17] обобщил (по состоянию на 1979 г.) современные сведения о подводных минеральных месторождениях, которые он подразделяет на шесть групп: 1) месторождения в породах под дном моря, 2) россыпи и обломочные породы у берегов континента, 3) фосфориты, 4) железо-марганцевые конкреции, 5) металлоносные осадки в областях активного подводного вулканизма, 6) аутигенные минералы. Для целей настоящего сообщения представляют интерес лишь эндогенные концентрации рудных минералов первой и пятой групп. В качестве источника металлов в них Д. Кронен рассматривает гидротермальные растворы, связанные с вулканической деятельностью, сами вулканические породы океанического дна, откуда элементы поступают в результате выщелачивания морской водой или гидротермальными растворами, а также непосредственно морскую воду, откуда некоторые элементы (марганец, кобальт, никель и свинец) осаждаются посредством катализа окисями железа.

Наиболее крупные скопления подводных металлоносных осадков пока обнаружены на дне Красного моря. Они, по мнению Д. Кронена, формировались на ранней стадии океанической эво-

люции, когда началось раздвижение морского дна. Здесь в большом числе депрессий, развитых на пересечении осевого рифта трансформными разломами, в настоящее время осуществляется разгрузка обогащенных металлами рассолов и отложение металлоносных осадков в виде сульфидов, окислов и силикатов. Основное значение имеют сульфиды железа, меди, цинка. Наиболее значительной является впадина Атлантис II, где содержания цинка, меди и железа равны соответственно 10,2, 15 %.

Впадина вытянута вдоль рифтовой долины и имеет площадь 60 км². Рассол во впадине состоит из двух слоев. В нижнем соленость составляет 25 %, а температура 60 °С, в верхнем — 13 % и 50 °С. В вышележащей морской воде температура 22 °С. Это свидетельствует о наличии здесь действующей в настоящее время гидротермальной системы. Предполагается, что морская вода превращается в рассол за счет просачивания через эвапориты. Достигая рифтовой зоны, он нагревается до 200 °С и обогащается металлами путем их выщелачивания из вулканических пород.

В Красноморской рифтовой зоне процессы рудоотложения имели место и в более раннее время. Так, В. В. Ишутин [10] недавно описал рудопоявления, расположенные на плечах рифта, выраженных узкими приморскими равнинами шириной 20—50 км. В рифее и венде на внешних бортах рифта имело место излияние базальтов, слагающих мощные покровы. В мелу и палеогене образовались массивы карбонатитов, а в кайнозой-антропогене происходили извержения базальтовых лав. Во впадине Красного моря распространены эвапориты миоцена мощностью 4—5 км, а вдоль берега развиты современные рифогенные коралловые известняки мощностью 300 м.

Железо-марганцевая минерализация, достигающая промышленных масштабов, установлена на пересечениях меридиональных глубинных разломов с субширотными трещинами на западном борту рифта. В этих местах депрессия расширяется и изгибается. В Халайбской депрессии известны вертикально падающие рудные тела мощностью 12—14 м, залегающие в палеозойских гранитах или в палеоген-четвертичных континентальных осадках (рис. 32). Жилы сложены сплошной железомарганцевой рудой, представляющей собой продукт низкотемпературных гидротермальных растворов, циркулировавших вдоль разломов.

В береговой зоне встречаются согласные линзообразные железомарганцевые тела, состав которых сходен с жильными, но руды менее плотные. Помимо железа и марганца в них присутствуют цинк, свинец, серебро, молибден и таллий, т. е. все элементы, установленные в донных рассолах Красного моря. В самой южной, Афарской депрессии, в пределах рифтового грабена расположено железомарганцево-баритовое месторождение Ен-Кафала, образовавшееся из рудного рассола. Однако содержание в рудах никеля, кобальта, хрома и меди ниже, чем во впадинах Красного моря. Возраст оруденения 200 тыс. лет. Для всех отмеченных проявлений

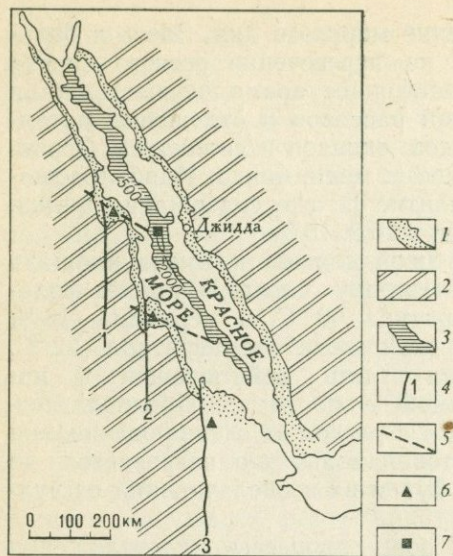


Рис. 32. Схема размещения железомарганцевого оруденения на западном борту Красноморского рифта. По [10]; упрощено.

1 — приморские равнины; 2 — горное обрамление; 3 — осевой трог Красноморского рифта; 4 — глубинные разломы: 1 — Диабский, 2 — Баракский, 3 — Западно-Афарский; 5 — рудоносные разломы; 6 — железомарганцево-медные рудные поля; 7 — металлоносные осадки впадины Атлантик II

характерна тесная ассоциация с дайками диабазов. Сруденение повсеместно связано с рифтовыми зонами, ныне находящимися на поверхности, а в Красноморском рифте процесс рудообразования происходит в настоящее время.

В. В. Попов отмечает, что в пределах той же Приморской равнины западного берега Красного моря в базальном горизонте среднего миоцена под толщей эвапоритов, где обнаружены проявления марганца, железа и меди; развиты и стратиформные свинцово-цинковые рудопроявления, одно время даже отработывавшиеся. Они приурочены к известковым песчаникам и известнякам и образуют пластообразные залежи протяженностью 0,5—2,5 км (местами 10 км) при ширине до 1 км. Мощность их 2—3 м (иногда 10, в одном случае 30 м).

Содержание металлов убогое, но порой увеличивается до 20%. Первичные галенит-сфалерит-пиритовые руды в общем не богаты, но обогащение металлами наблюдается в более широко распространенных окисленных рудах, сложенных каламином, смитсонитом, церусситом, англезитом, лимонитом и гематитом.

Металлоносные осадки срединно-океанических хребтов Д. Кроуэн [17] рассматривает на большом числе примеров. В частности, в осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия выявлены отложения с содержанием железа 32%, в которых присутствуют никель, медь, цинк и барий. В восточной части Индийского океана также в осадках установлено содержание железа 28%. В обоих случаях осадки связываются с гидротермальной активностью.

Ныне действующая активная гидротермальная система установлена в гребневой части Срединно-Атлантического хребта. Она продуцирует однородные марганценозные корки с содержанием металла до 40%, которые встречаются в виде жил в базальтах и цемента брекчий. На дне Аденского залива также обнаружены осадки, обогащенные окисью железа и марганца. В трансформном разломе, пересекающем Срединно-Атлантический хребет в районе ФАМАУС на глубине 2700 м обнаружено два участка

металлоносных осадков площадью 600 м² каждый. Это возвышения длиной 40 м, шириной 15 м и высотой 3 м. Они сложены окисью железа и марганца и гидротермальной глиной. Помимо железа и марганца, здесь установлены барий, ванадий, никель, кобальт и медь.

В Галапагосском рифте выявлены холмы высотой 15—20 м и диаметром 50 м, вытянутые параллельно осевой зоне. Материал, слагающий это гидротермальное поле, местами содержит до 50 % марганца, 27 % железа, а также никель, медь, цинк и барий. На вершинах холмов развиты марганцевые корки, ниже — аморфная окись железа. Вблизи этого поля действуют пять гидротермальных источников с температурой воды 10 °С. Р. Д. Борнхольд сообщает, что при бурении, проведенном здесь в 1981 г., на глубине 2600 м от поверхности воды вскрыта зона сульфидных проявлений длиной 1000 м, шириной 100—200 м и мощностью 40 м. Запасы сульфидов в ней 25 млн. т; присутствуют пирит, сфалерит, вюртцит, халькопирит и марказит, образующие типичную медно-цинковоколчеданную руду. Местами содержания металлов достаточно высокие. Аналогичные сульфидные залежи открыты также на океанических хребтах Хуан-де-Фука и Эксплорер.

Сульфидные минералы, по данным Д. Кронена [17], обнаружены также на поверхности морского дна в Калифорнийском заливе (пирротин, халькопирит, сфалерит) и Восточно-Тихоокеанском поднятии (сфалерит, марказит, пирит). Большой интерес представляют железо-марганцевые окисленные осадки с аномально высоким содержанием никеля депрессии Бауэр, расположенной на плите Наска между Восточно-Тихоокеанским и Галапагосским поднятиями. Во всех отмеченных случаях предполагается, что активные рудоносные гидротермальные системы могут обеспечить отложение под дном океана залежей более богатых сульфидных руд. Это предположение находит некоторое подтверждение в последних работах.

Так, К. Лаверн в кратком сообщении (1982 г.) описала результаты подводного бурения трансформного разлома вблизи Галапагосского рифта (Коста-Рика). Здесь скв. 83 впервые на глубине около 200 м от дна океана вскрыто штокверковое сульфидное оруденение и гидротермальноизмененные базальты. Штокверк состоит из прожилок пирита, халькопирита и сфалерита, ассоциирующих с хлоритом, кварцем, тальком, ломонитом и кальцитом. Выяснилось, что на глубине в комплексе параллельных даек степень гидротермального изменения убывает и температура уменьшается. Изменение базальтов протекало в две стадии: цеолитовую (лимонит, эпидот, хлорит, смектит, а также в наложенных жилах ангидрит) и зеленосланцевую (актинолит, сфен, хлорит, альбит).

Во всех отмеченных случаях рудоотложение протекает непосредственно на дне океана или на небольшой от него глубине в илистых осадках и шаровых лавах. Поскольку кислые дифференциаты в океанических магматитах отсутствуют, то предпола-

гается связь гидротермальных рудоносных систем непосредственно с базальтовым магматизмом.

Весьма заманчиво проведение аналогии между сульфидными отложениями, продуцируемыми современными гидротермальными системами вблизи срединно-океанических хребтов, и серно-медно-колчеданными месторождениями кипрского типа [14], развитыми на континентах в пределах офиолитовых зон. Аналогия тем более убедительна, что в этих последних присутствует так называемая «формация Парапеди», сложенная охрами, умбрами и радиоляритовыми сланцами, содержащими около 50% железа и 16% марганца. Эти образования непосредственно сопровождают массивные колчеданные руды и локализуются на их контакте с подушечными лавами. Данная формация обладает сходством с окисными марганцевыми и железистыми осадками, обнаруженными на многих участках срединно-океанических хребтов.

В соответствии с представлениями А. В. Пейве о принадлежности офиолитов к океаническому дну геологического прошлого, кипрский тип колчеданных месторождений следует относить к подводным минеральным образованиям. Именно такой позиции придерживаются Р. Г. Колман, Д. Кронен [17] и многие другие исследователи, стоящие на позиции современных мобилистских идей.

Месторождения кипрского типа, датируемые как фанерозойские, представлены ограниченным числом месторождений Ньюфаундленда, Калифорнии, Тосканы, Кипра, Турции (Эргани-Маден), Северного Омана (Лазаил), Японии (Бесси), Филиппин. Они залегают в подушечных лавах недифференцированных толеитовых базальтов, часто на границе их с дайковым комплексом, а порфй и вблизи контакта с ультраосновным метаморфизованным фундаментом. Их принято считать вулканогенно-осадочными образованиями, связанными с основным недифференцированным вулканизмом.

Подводные месторождения минерального сырья в последнее время все в большей степени приобретают не только научное, но и прикладное значение. По данным Д. Хансона, недавно в США проведено обсуждение проблем, связанных с освоением железомарганцевых конкреций и медно-цинковоколчеданных осадков дна Мирового океана. Были весьма радужно оценены ресурсы этих потенциальных месторождений, а также разработанные способы их возможной подводной добычи [17].

Вполне реально, что в пределах второго и третьего слоев океанической коры в дальнейшем при подводном бурении будут обнаружены и другие типы рудных месторождений, в частности хромитовых, титаномагнетитовых и медно-никелевых руд. В. И. Смирнов, рассматривая рудоносность океанического дна, допускает возможность вскрытия здесь месторождений базальтоидного профиля. Открытие в последнее время колчеданной минерализации косвенно свидетельствует о реальных перспективах и более глубоких горизонтов. Об этом, в частности, говорят обломки хромитовых и тита-

номагнетитовых руд, извлекаемые при драгировании дна океанов вдоль зон рифтов и трансформных разломов. Однако такие находки крайне редки, а подводные скважины пока не достигли первого слоя океанической коры, где имеются условия для возникновения подобных рудных залежей.

В соответствии с данными А. А. Маракушева [22], магматизм океанических рифтов относится к типу Ia, который объединяет также платобазальты материков и вулканиты эвгеосинклинальной ранней стадии их развития. Поэтому можно считать, что примитивный ультраосновной и основной магматизм в значительной степени конвергентен. Возникновение пижонитовых перегретых магм А. А. Маракушев [22] связывает с тотальным плавлением верхней мантии. Коматиитовый расплав в результате последующей ликвации служит источником гипербазитовой и базальтовой магм. Дальнейшая эволюция магматических расплавов в срединно-океанических хребтах следует по лейкократовой линии, а в ложе океана, на океанических островах и в ранние стадии развития эвгеосинклиналей — по железистой линии (базальт-железистый, базальт-исландит-кварцевый трахит). В итоге в остаточных продуктах дифференциации базальтовой магмы накапливаются железо, титан, медь, никель, платина, золото и серебро.

Отмеченный порядок дифференциации ювенильных океанических магм соответствует последовательности во времени магматических проявлений в континентальных рифтах, что уже отмечалось.

Приведенные данные свидетельствуют о потенциальной рудоносности океанического магматизма, с которым, по-видимому, могут быть связаны магматические месторождения хромита и титаномагнетита, а также гидротермально-осадочные медноколчеданные, марганцевые и железорудные месторождения. При этом рудоконтролирующими следует считать как зоны спрединга океанического дна (океанические рифты), так и разнотипные разломы, океанические вулканы и другие активные магматогенные структуры. На современных континентах эти месторождения обнаружены в офиолитовых комплексах, представляющих собой, по мнению многих исследователей, пластины океанической коры, обдуцированные на окраины континентальных массивов в результате столкновения палеолитосферных плит.

Примерами могут служить медноколчеданные месторождения Кипра, Ньюфаундленда, Турции, Омана, Филиппин [14]. Характерно, что они, как правило, залегают среди подушечных базальтовых лав, иногда в комплексе параллельных даек, в отдельных случаях в непосредственной близости от хромитосодержащих гипербазитов меланократового фундамента (Эргани-Маден). По-видимому, можно провести аналогию и с рудоносными магматитами континентальных рифтов, однако для этого пока недостаточно фактических данных по рудоносности океанических структур.

Чехлы протоплатформ, древних и молодых платформ, как это видно из металлогенического очерка, содержат крупные и уникальные месторождения цветных, редких и благородных металлов. При их характеристике отмечается весьма существенный фактор — постоянно устанавливаемая пространственная приуроченность месторождений к рифтогенным или разрывным структурам фундамента платформ. Эта закономерность фиксировалась на примере месторождений Витватерсранд, Маунт-Айза, Мак-Артур, Пайн-Пойнт и многих других. Совсем недавно в докладе на десятом металлогеническом совещании (Алма-Ата, 1983 г.) Л. А. Мирошниченко с соавторами отнесли зону Каратау к узкой рифтогенной структуре, развивавшейся между двумя срединными массивами с рифея до карбона. Данное обстоятельство необходимо учитывать при анализе рудоносности платформенных чехлов.

К числу рудных формаций, месторождения которых залегают в осадках платформенного чехла, относятся следующие: 1) золото-ураноносных конгломератов, 2) медистых сланцев и песчаников, 3) стратиформная свинцово-цинковая в карбонатных породах, 4) осадочная марганцевая, 5) осадочная железорудная. Здесь не приведены различные россыпи, а также осадочные нерудные формации. Некоторые авторы [37] включают сюда также рудные формации, связанные с трапповым вулканизмом и магматизмом. Помимо этого, ряд формаций (медистых песчаников и сланцев) они относят к орогенному этапу геосинклинального развития, а другие (свинцово-цинковую в карбонатных породах) — к разнотипным структурным обстановкам.

Протоплатформенные чехлы формировались в период от позднего архея до среднего протерозоя. Их осадки, по данным В. И. Казанского [38], представлены мелководными молассами, чередующимися с субаэральными покровами толентовых базальтов. Они выполняют крупные депрессии архейского фундамента, содержащие месторождения золото-ураноносных конгломератов, медистых песчаников и некоторых типов железорудных (Хамерсли-Рейндж). К карбонатным породам отдельных районов приурочено стратиформное свинцово-цинковое оруденение.

Наиболее изученной и неоднократно описанной является впадина Витватерсранд, расположенная в середине Южно-Африканского щита. Многокилометровая мощность грубообломочных отложений и их ритмичность свидетельствуют о длительном периодическом опускании впадин в период седиментации. Скопления золота и урана приурочены к горизонтам конгломератов («риффы»), реже — к кварцевым песчаникам. Рудные тела мощностью 1—2 м группируются в пачки, прослеживающиеся на десятки километров по простиранию. Золото поступало в конгломераты в результате размыва архейских зеленокаменных поясов, а уран — за счет эрозии архейских гранитогайсов.

Нижние части наиболее древней серии Доминион-Риф принадлежат к авлакогенному этапу [13]. Авлакогенные грабенообразные депрессии, возникшие на архейской протоплатформе после ее стабилизации, послужили резервуаром для материала, переносимого реками при размыве выступов гранито-гнейсового основания. Осадконакопление сопровождалось основным вулканизмом. Отложения более поздних серий — Витватерсранд, Вентерсдорп и Трансвааль — уже распространились далеко за пределы первоначального авлакогенного грабена.

Протоплатформенный чехол Афебия на Канадском щите близок по возрасту Южно-Африканскому (2600—2400 млн. лет). Его породы залегают полого, почти не метаморфизованы, представлены вулканогенными, обломочными и карбонатными образованиями. Аналогом Витватерсранда здесь является рудный район Блайнд-Ривер, где рудоносная серия конгломератов и песчаников также покоится на вулканитах авлакогенного типа. Таким образом, отнесение структур, контролирующих данный тип оруденения, к деструктивным, по-видимому, справедливо.

Наиболее древнее месторождение типа медистых сланцев и песчаников расположено в Кодаро-Удоканском прогибе. Молаасоидные песчано-сланцевые осадки этого прогиба залегают со структурным несогласием на различных горизонтах Кодаро-Удоканского протоавлагена [21, с. 173]. Первичное осадочное накопление меди на различных горизонтах мощной рудовмещающей толщи контролируется литологией трех металлоносных свит, образующих три зональных рудных пояса. Формирование промышленных руд обусловлено последующими процессами диа-, катагенеза и гидротермальной деятельностью. Они способствовали миграции и концентрации рудного вещества. Наиболее распространенными на Удоканском месторождении являются халькопирит-пиритовые, халькопирит-пирротиновые и борнит-халькозиновые руды.

Вероятно, и в других рудных районах аналогичного типа существовал переходный к чехлу платформы авлакогенный этап развития. Так, геотектоническое положение медного пояса Замбии определяется окружающими его рифтовыми долинами. К числу последних относятся авлакогены Упембы, Танганьики, Руквы и Верхней Замбези.

При рассмотрении региональной тектоники Центральной Европы, определяющей распространение в пространстве трансгрессии цехштейна, в подошве которого расположены крупнейшие месторождения медистых сланцев, в свое время отмечался [42] строгий контроль региональными разломами, в том числе рифтогенной природы (зоны Средиземное море — оз. Мьёса).

В связи с этим при изучении месторождений отмеченной продуктивной рудной формации целесообразно проанализировать характер заложения впадин, вмещающих рудоносные платформенные отложения.

Месторождения формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах широко распространены в

Северной Америке (Три-Стэйт, Миссури, Пайн-Пойнт, Аппалачи и др.), в Европе (Верхняя Силезия, Восточные Альпы, Центральный массив Франции, Ирландия, Балканы), Иране (Лакан), КНР, Среднеазиатско-Казахстанском поясе (Каратау), Западном Урале, Восточно-Европейской и Сибирской (Сардана) платформах. Они приурочены к чехлам древних и молодых платформ, а также срединных массивов; часто обнаруживаются в миогеосинклиналях.

Образование месторождений обычно приурочено к этапам перестройки тектонического плана крупных геологических единиц, в частности, к стабилизации платформ и началу формирования отложений чехла. Последние представлены доломитовыми, известняково-доломитовыми и сероцветными терригенно-карбонатными формациями. Важная роль принадлежит доломитовым рифам [21]. По результатам исследований В. В. Попова, проанализировавшего особенности месторождений данной формации в глобальном масштабе, оруденение локализуется на склонах древних, устойчивых палеоподнятий. Денудация слагающих их пород, обладавших повышенными содержаниями цветных металлов, обусловила перенос и концентрацию их в депрессионных зонах.

Рудоносные карбонатные толщи обычно залегают на базальных горизонтах, фиксирующих зарождение трансгрессивных осадков чехла, которые резко несогласно перекрывают фундамент платформы. Они относятся к прибрежным отложениям эпиконтинентальных полузамкнутых осолоненных бассейнов. С ними обычно связаны эвапоритовые толщи. В рудоносных породах, как правило, наблюдается повышенное количество органического вещества. Рудные районы данного типа расположены над палеодепрессиями (авлакогенами), относящимися к артезианским бассейнам с захороненными хлоридными солеными и рассольными водами, либо в непосредственной близости от них. В ряде случаев (Пайн-Пойнт и др.) они нефтегазоносны. Хорошим примером непосредственной связи стратиформных месторождений свинца и цинка с рифтингом служит западное побережье Красного моря и его рудоносные впадины, где, как уже отмечалось, оруденение возникло в современный период.

Первичное накопление металлов в карбонатных толщах В. В. Попов связывает с осадочным литогенезом, тогда как последующее длительное и сложное формирование промышленных свинцово-цинковых месторождений — с экзогенно-гидротермальными процессами. Э. И. Кутырев среди свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах выделяет два подтипа — карстово-карбонатный массивный и карстово-карбонатный слоистый. Руды месторождений обычно гнездово-прожилково-вкрапленные, иногда сплошные галенит-сфалеритовые полосчатой текстуры. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит и пирит, часто встречаются арсенопирит, марказит, халькопирит, блеклые руды и сульфосоли свинца [21]. Относительные содержания свинца и цинка в рудах варьируют в широких пределах; обычно содержание

Металлогеническая характеристика эндогенных месторождений чехла платформы

Признаки	Главные рудные формации		
	Золото-ураноносные конгломераты	Медистые сланцы и песчаники	Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах
Рудоносные геологические формации	Молассоидная конгломерато-песчаная	Молассовая из низов платформенного чехла, песчано-сланцевые	Известняково-доломитовая, часто ассоциирующая с эвапоритовой
Главные рудные минералы	Золото, магнетит, ильменит, уранинит	Халькозин, ковеллин, халькопирит, пирит, магнетит	Галенит, сфалерит, пирит, марказит
Морфология рудных тел	Протяженные горизонты конгломератов небольшой мощности, иногда эшелонированные	Пластообразные залежи прожилково-вкрапленных руд	Пластообразные, штокообразные (карстовые), прожилковые залежи
Генетический тип месторождений	Амагматичный, существует предположение о возможной роли в оруденении эндогенных процессов, связанных с магматизмом подстилающих рифтогенных структур		
Примеры рудных районов и месторождений	Витватерсранд, ЮАР; Блайнд-Ривер, Канада; Сьерра-ди-Жакобина, Бразилия	Удокан, Сибирь; Джезказган, Казахстан; Мансфельд, ФРГ; Нижняя Силезия, Польша; Медный пояс Замбии, Африка	Три-Стэйт, Ю. Миссури, Аппалачи, США; Пайн-Пойнт, Канада; Верхняя Силезия, Польша; Восточные Альпы; Каратау, Сардана, СССР

в них суммы металлов 6—8%; помимо свинца и цинка, промышленное значение имеют серебро и кадмий, иногда висмут.

Стратиформные месторождения свинца и цинка в карбонатных породах в отдельных провинциях определяют конъюнктуру на эти металлы. Так, в Северной Америке значительно больше половины их добычи приходится на этот важный промышленно-генетический тип. В табл. 9 приведена схема металлогении платформенного чехла.

Предложенные схемы рудоносности различных типов геологических структур далеки от требуемых металлогенетических схем, поскольку в них не отражена стадийность развития, остающаяся пока недостаточно изученной. В связи с этим не раскрыта и эволюция металлогении во времени в пределах каждого структурного типа. Лишь в отдельных случаях (континентальные рифты) удастся наметить предполагаемое направление развития магматизма и оруденения в отдельные периоды формирования разломных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В длительной истории формирования Земли, по крайней мере с позднего протерозоя, ведущую роль играли два противоположных процесса — аккреции сиалической коры и ее деструкции. Их противоборство, протекающее по закону единства противоположностей, имеет глубокий философский смысл. Индикаторами этих процессов служат разнотипные геологические структуры земной коры, а также свойственные им магматические проявления и полезные ископаемые.

Отмеченные два направления развития земной коры трудно разделить и рассмотреть изолированно, поскольку они дополняют и сменяют друг друга. Вместе с тем прямое, прогрессивное развитие, определяющее путь формирования сложного из простого, преобладает, чем и обусловлена необратимость общего процесса геологического развития Земли. Отсюда можно сделать вывод о последовательном разрастании континентального блока земной коры, приобретающего от одного тектонического цикла к последующему все большую сложность и мощность. Однако современная геологическая наука пока не располагает данными, позволяющими оценить объемы, с одной стороны, континентальной коры, рожденной из океанической, а с другой — поглощенной океаном в результате ее обрушения.

О крупных масштабах деструкции континентальной и океанической земной коры свидетельствуют результаты анализа материалов бурения многочисленных скважин в различных частях Мирового океана, выполненного Ю. М. Пушаровским. Обрушение континентальной коры фиксируется им по появлению в скважинах

мелководных и континентальных осадков, сменяющих глубоководные океанические. Этот глобальный процесс зародился в позднем мелу и наибольшей активности достиг в палеогене. Наличие в океанической коре мелководных осадков установлено в Багамо-Мексиканской области, к востоку от Ньюфаундленда, на Бергамо-Ньюфаундлендской площади, на плато Роком, на Исландско-Фарерском пороге, на Фолклендском плато, между Австралией и Антарктидой и в других местах. Представления о значительных масштабах обрушения континентальных массивов развивают и другие геологи [3, 20, 47]. Некоторые из них [3, 20] связывают обрушение материков с трапповым магматизмом и проводят полную аналогию между платобазальтами континентов и океанов.

В древнейшей истории Земли, охватывающей катархей и архей, когда не существовало дробно дифференцированной коры, трудно выделить геологические структуры протоплатформ. Между тем уже в архее возникли зеленокаменные пояса, отражающие деструкцию гранито-гнейсовых ядер. В конце архея аккреция проявилась активнее и эти пояса были зацементированы в протоплатформенном панцире. В раннем протерозое сформировался первый протоплатформенный чехол, развившийся над первыми протоавлакогенами — полноценными первенцами начавшейся деструкции, — одновременно с ними возникли и первые протогеосинклинали. С консолидацией последних связано рождение древних платформ, покоящихся на развитой, зрелой и мощной континентальной коре. В этот период, как бы активно ни вели себя деструктивные авлакогенные структуры, преимущество имели коросозидающие процессы аккреции.

В рифее мантийная энергия достигла активности, достаточной для большой регенерации единого континентального блока, который в результате был расколот вдоль заложенных грандиозных геосинклинальных поясов. Эти последние сосредоточили в себе оба контрастных типа геологических структур, тогда как платформы вновь подверглись деструкции вдоль уже зрелых авлакогенов, послуживших зародышами платформенного чехла, перекрывшего фундамент мощным плащом осадков. Наметились строгие контуры разнотипных структур земной коры, обязанные противоположно направленным процессам. Максимальную контрастность они приобрели в мезо-кайнозое.

Предполагается [26], что геосинклинальный процесс осуществляется в условиях сжатия и служит механизмом, обуславливающим трансформацию океанической коры в континентальную [32]. Глобальное сжатие, по мнению ряда исследователей, сопровождается уменьшением радиуса Земли, а следовательно, и объема планеты. В противоположность ему, периодам активизации рифтогенеза на материках и в океанах сопутствует растяжение коры и увеличение радиуса Земли. Такие закономерные пульсации В. Е. Хаин признает в небольших масштабах; Е. Е. Милановский [32 и др.] не определяет их количественно, но считает вполне ощутимыми, тогда как В. П. Казаринов [12] различает микро-,

мезо- и мегапульсации. Максимальные растяжения планеты, по его представлениям, имели место в венде и позднем мелу, когда радиус Земли на 1200 км (!) превышал современное его значение. Расширение Земли, согласно его гипотезе, провоцирует рифтогенез и дрейф континентов, а сжатие сопровождается гранитообразованием, распространением красноцветных и эвапоритовых субэаральных формаций, уменьшением размеров океанов и их углублением.

Структуры, созидающие и разрушающие земную кору, можно представить в виде следующих двух эволюционных рядов: 1) океан — внешняя островная дуга — внутренняя островная дуга — орогенный пояс — платформа; 2) платформа — сводово-глыбовая структура — континентальный рифт — океанический рифт — океан.

На противоположных ветвях этого замкнутого ряда стоят стабильные и активизированные платформы, орогенные пояса и сводово-глыбовые структуры, геосинклинали и рифтогенные структуры. Одновременно часто в них развиты сходные геологические, магматические и рудные формации. В этом находят выражение явления конвергентности в геологии. В частности, сходны месторождения хромитов и платины офиолитовых зон геосинклиналей и рифтогенных структур; стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных породах чехлов древних и молодых платформ, а также миогеосинклиналей; медистые песчаники орогенных зон и медистые сланцы чехлов платформ; позднегеосинклинальные меднопорфировые месторождения и медно-молибденовые сводово-глыбовых структур; колчеданные месторождения первичных и вторичных геосинклиналей, а также рифтоподобных структур (зеленокаменные пояса архея, океанические рифты). Число таких примеров можно умножить.

Если отмеченные черты конвергентных рудных формаций, так же как геологических формаций вообще, распространяются на самые разновозрастные образования и отражают черты повторяемости геологических условий от одного тектонического цикла к другому (что и служит основой формационного метода анализа), то от древнейших периодов формирования земной коры к все более молодым количество рудных формаций последовательно возрастает, одновременно усложняется их состав, что связано с увеличением мощности и сложности строения земной коры (см. рис. 25).

Конвергентность рудных месторождений, развитых в рифтогенных и геосинклинальных структурах, распространяется лишь на раннегеосинклинальные стадии развития последних. Как видно из приведенного материала, набор геологических событий, сопутствующий периоду заложения эвгеосинклинальных прогибов, сходен с рифтогенезом, что обеспечивает аналогичное проявление процессов рудообразования в этих, по существу контрастных, тектонических элементах земной коры.

Среди охарактеризованных структур, возникших в процессе тектоно-магматической активизации, индивидуальными особенно-

стями магматизма и металлогении обладают сводово-глыбовые поднятия, платформенные чехлы и, пожалуй, траппы. Что касается разновозрастных и разнотипных рифтогенных структур, то магматизм и рудоносность в основных чертах сходны. Лишь протоавлагены осадочного типа находятся в изоляции, поскольку группа формаций железистых кварцитов характерна только для раннепротерозойского периода развития земной коры. Такие формации в свое время были названы типоморфными, в отличие от сквозных (хромитовая, колчеданная, титано-магнетитовая), встречающихся в разновозрастных месторождениях [42].

Важное значение для регионального металлогенического анализа имеет взаимосвязь рифтогенеза со сводово-глыбовыми структурами. Последние, по мнению ряда исследователей, всегда предшествуют формированию рифтов [3, 16]. А. В. Разваляев [15] возникновение структур тектоно-магматической активизации (в принятом здесь значении сводово-глыбовые) связывает с до-рифтовым этапом. Вместе с тем, он отмечает возможность прекращения рифтогенеза на любой стадии. Е. Е. Милановский [15] сводово-вулканический и щелевой типы рифтовых зон относит к крайним членам рифтогенных структур, образующим между собой переходы. Если первый из них возникает на фоне сводового поднятия, то второй, напротив, иногда сопутствует возникновению прогибов.

Анализ достаточно обширных, правда, порой противоречивых литературных данных о тектонических и петрологических особенностях рифтовых зон, систем и поясов приводит к заключению о необязательном их развитии на фоне сводово-глыбовых поднятий. Более того, такие поднятия охарактеризованные ранее как первая форма проявления тектоно-магматической активизации, большей частью консервируются на этой стадии и лишь в небольшом числе случаев сменяются рифтами. К последним относится уже упомянутый рифт Осло, пермская рудоносность которого соответствует характерной рудоносности сводово-глыбовых поднятий [44].

Во многих сводово-глыбовых областях, широко развитых на востоке Азии и в западных частях Северной и Южной Америки, процесс тектоно-магматической активизации, как бы активно он ни проявился, затухает на ранней стадии. Правда, в некоторых районах МНР, как отмечает М. С. Нагибина [32], а также Забайкалья поднятие и горообразование местами сменяются во времени формированием грабенов, однако последние амагматичны и стерильны для рудной минерализации.

Сводовые поднятия, возникшие в ряде поясов в предрифтовую стадию, часто по характеру магматизма отличны от областей сводово-глыбовых структур, формированию которых сопутствовали обильный кислый вулкано-плутонический магматизм и связанное с ним продуктивное эндогенное оруденение пестрого состава. Поднятия Рейнского, Кенийского и других рифтов сопровождалось отнюдь не гранитоидным магматизмом, а мощным базальтовым и

щелочно-базальтовым вулканизмом, как правило, стерильным для рудной минерализации. Местами развиты массивы щелочных магматических пород, также не продуктивные на оруденение.

Металлогенический очерк дает общее представление о характере рудоносности структур земной коры, заложение и развитие которых обязано контрастным процессам. При изложении фактического материала не рассмотрены причины, обусловившие различное направление развития континентальной и океанической коры. В современной геологической литературе им уделено достаточное внимание. Обычно говорится о течениях в мантии, разогреве верхней мантии, подъеме астенолитов, возникновении коро-мантийной смеси, изгибании поверхности астеносферы, возникновении коро-вых и мантийных магматических очагов и т. д. Все эти соображения интересны, но они не обоснованы фактическим материалом, поэтому их следует сохранить в качестве объектов дальнейших исследований.

Оставляя в стороне источник эндогенной активности различных рудоносных геологических структур, так же как и сомнения по поводу возможности возникновения контрастных по своему характеру тектонических элементов под воздействием единых глубинных процессов, целесообразно охарактеризовать основные особенности структур геосинклинально-складчатых и тектоно-магматической активизации.

При рассмотрении металлогении геосинклинальных областей прежде всего обращает на себя внимание несоответствие рудных месторождений, образованию которых сопутствует набор геологических событий, характерных для геосинклинального этапа развития, месторождениям орогенного этапа. Уже отмечалось, что многие исследователи склонны орогенное развитие отрывать от геосинклинального и связывать с тектоно-магматической активизацией. Это противоречит принятым здесь принципам анализа, однако далеко не во всех случаях удается установить четкую границу между магматизмом и металлогенией орогенных поясов и сводово-глыбовых структур.

Одним из надежных критериев для проведения такой границы, помимо анализа глубинного строения рудных районов, является выяснение характера эволюции магматизма, в общем случае гомодромной в геосинклинальных поясах и антидромной в областях тектоно-магматической активизации. Относительно недавно автором и Т. В. Джанелидзе в геосинклинальном процессе были намечены две ветви магматизма, первая из которых отвечает первичным мантийным магмам ультраосновного и основного состава, а вторая — сиалическим магмам, зарождающимся в переходных зонах от океана к континенту, достигающих расцвета в орогенный этап развития.

Первый тип магм дифференцируется автономно, в направлении возрастания щелочности, и не взаимодействует с континентальной корой. Последовательность этого процесса фиксируется сменой во времени щелочной трахитовой, фонолитовой и нефели-

нитовой магм. А. А. Маракушев [22] полагает, что такая эволюция обусловлена взаимодействием толеит-базальтовой магмы с мантией. Что касается второго типа магм, то они от базальтов следуют к андезитам через дациты и липариты до нормальных калиевых гранитов, аплитов и пегматитов.

Магматические серии II типа, по А. А. Маракушеву относимые к складчатым областям, следует подразделять на два подтипа, первый из которых можно связать с дифференцированным базальтоидным магматизмом геосинклинального этапа развития, а второй — с собственно гранитным магматизмом орогенного этапа. В этом случае первый подтип объединит рудоносные дифференцированные — контрастную и непрерывную — вулканогенные формации, а также интрузивные габбро-плагиогранитную и габбро-диорит-граносиенитовую формации. Вторым подтипом, оторванным во времени и пространстве от первого, охватывает собственно гранитные магмы, возникшие в условиях тесного взаимодействия с коровым веществом при процессах метаморфизма и метасоматизма.

Магматизм I типа проявляется в различных океанических и континентальных рифтогенных структурах, Периодические излияния в срединно-океанических рифтовых зонах пижонитовых базальтов сопровождаются протрузиями дунитов и гарцбургитов. Все океанические породы, вследствие натрового метаморфизма (спилитизации), обеднены калием. Хромит обнаруживает родство с относительно кислыми флюидами, поэтому он концентрируется в гарцбургитовых магмах, а титаномагнетит — в верлитовых [22].

Увеличение щелочности в магматических расплавах приводит к смене дунитов оливинитами, благоприятными для накопления медно-никелевых руд и платиноидов. Они размещаются среди лерцолитов, верлитов, оливиновых пироксенитов, плагиоклазовых перидотитов. Эти меланократовые породы обычно обогащены магнетитом и пирротинном. Именно такими породами сложены расслоенные плутоны рифтогенных зон, начиная от раннепротерозойских до мезо-кайнозойских. Это обстоятельство свидетельствует о ювенильном характере породившего их магматизма.

Петрографическим признаком смены базальтоидного вулканизма щелочным А. А. Маракушев считает появление в породах нодулей ультраосновного состава и повышение кали-натрового отношения. Рост концентрации калия в составе магм свидетельствует об увеличении глубины их зарождения. В связи с повышением содержания летучих компонентов в этих магмах концентрируются фосфор, фтор, редкие земли, тантал и ниобий. Такие карбонатитовые магмы характерны для континентальных рифтов, контролирующих массивы изверженных пород щелочно-ультраосновного состава. Подобную смену характера магматизма и металлогении можно наблюдать в рудных районах ЮАР (Бушвельд и Палабора), Кольского полуострова, Алданского щита и др.

Различия магматизма и металлогении океанических и континентальных рифтов, по-видимому, обусловлены не только неизвестными корнями первых из них. Можно предполагать, что магмати-

ческие расплавы, проникая по относительно узким, щелевидным зонам разломов с больших глубин, порой вступали в активный контакт с вмещающими породами и испытывали известную контаминацию. Этим процессам, естественно, полностью лишены океанические рифты.

Металлогения рифтогенных структур разного возраста, начиная от раннепротерозойского до кайнозойского, схожа. Вместе с тем, ее продуктивность в общем случае значительно более высокая в древних прото- и рифейских авлакогенах, чем в палео-, мезо- и особенно кайнозойских, рифтах. О потенциальной рудоносности последних, так же как современных рифтовых систем, свидетельствует наличие в лавовом озере Алаэ на Гавайских островах сульфидного расплава, соответствующего по составу медно-никелевым рудам [18].

Что касается более крупных масштабов раннепротерозойских месторождений по сравнению с молодыми, то они могут быть объяснены большей степенью эродированности рудоносных расчлененных комплексов ультраосновных пород. Если это верно, то сохраняются перспективы в корневых частях плутонов подобного состава, обнаженных на современной поверхности своими апикальными частями. Отсутствие или слабое развитие в протоавлакогенах серебряно-кобальтовых, флогопитовых и ниобиево-танталовых руд, преимущественно характеризующих верхние горизонты вертикального ряда рудной зональности, свидетельствует о реальности сделанного предположения.

Магматизм I типа широко распространен и при заложении эвгеосинклинальных зон. К их числу принадлежат островные дуги, а также сланцевые геосинклинали. На дугах со стороны океана развиты океанические толеиты, гипербазиты, спилиты, крайне бедные калием, тогда как со стороны континента — щелочные гипербазиты дунит-верлитового состава [22]. Эти парные офиолитовые пояса развиты на внешних островных дугах, заложенных на океанической коре. От внешнего офиолитового пояса к внутреннему щелочность ультраосновных пород возрастает, что выражено переходом гарцбургитов в лерцолиты и верлиты. Соответственно, преимущественно хромитовое оруденение сменяется титаномагнетитовым [22].

Хромитовое оруденение в большей степени характерно для офиолитовых зон фанерозоя, чем для протогеосинклиналей. Примерами служат Урал — Кимперсай, Динары — Вуоринос и др. [18], Тавриды — Гулеман [42]. Однако здесь встречаются и довольно значительные концентрации титаномагнетита (Качканар и Куса, юго-восточная часть Аляски).

В сланцевых эвгеосинклиналях наблюдается иная картина. Здесь ранние стадии соответствуют рифтогенезу, что фиксируется сменой начального кислого вулканизма океаническим толеит-базальтовым. С последним, что характерно для рифтовых зон, связано колчеданно-полиметаллическое, а также медно-пирротинное оруденение.

Эвгеосинклинальные зоны уральского, рудноалтайского и малокавказского типов служат аренами магматической активности первого подтипа II типа, по А. А. Маракушеву [22], развивающегося гомодромно. Известково-щелочной магматизм этих геологических структур, представляющих собой аналоги внешних и внутренних островных дуг, в результате дифференциации, а также воздействия континентальной коры, проявляется в виде контрастной и непрерывной колчеданосных формаций. Здесь наблюдается замещение пижонитовых базальтов гиперстеновыми, в которых возрастает роль щелочей, глинозема и кремнезема. Натриевый метаморфизм обеспечивает повсеместное зеленокаменное перерождение вулканогенных толщ [22].

В позднегеосинклинальные стадии развития эвгеосинклиналей вулканическая активность первого подтипа сменяется интрузивной. В пределах зон относительных поднятий возникают массивы габброидов, эволюционирующих до граносиенитов. Это — комагматы предшествующего вулканизма. С ними ассоциируют месторождения меди и железа скарнового типа, а в некоторых зонах — медно-порфиновые.

Второй подтип II типа магматизма, по-видимому, не связан с эволюцией эвгеосинклиналей. Он проявляется в заключительные стадии процесса консолидации и отражает возросшую мощь и сиалический состав новообразованной коры. Гранитный магматизм орогенного этапа протекает в условиях повсеместного сжатия, характерного для обстановки столкновения литосферных плит, или накатывания островной дуги на континентальную окраину. Этот специфический магматизм А. А. Маракушев относит за счет аллохимического метаморфизма глубинных зон, их дебазификации и разуплотнения.

Металлогения орогенного этапа, так же как и магматизм, не связана с предыдущей металлогенией, базальтоидной. Окислительная, преимущественно фторидная обстановка обуславливает концентрацию в гидротермальных растворах олова, вольфрама, молибдена, урана, тория, лития, бериллия, висмута и других элементов. В металлогеническом обзоре была отмечена приуроченность пегматитовых, грейзеновых и кварцево-жильных месторождений к орогенным гранитоидным поясам, начиная от архейского до фанерозойского возраста.

Металлогенический анализ, независимо от его масштаба — глобального или регионального, лишь в том случае позволит получить результаты научного и прикладного значения, если будут решены три проблемы: закономерности размещения полезных ископаемых во времени и в пространстве, а также геологические условия формирования полезных ископаемых. Если размещение месторождений устанавливается методами тектонического анализа (формационного, палеогеографического, структурного и др.), то выяснение условий их формирования — проблема петрологическая, рудно-геологическая и литологическая. В связи с этим исследования в области металлогении носят комплексный характер.

Схема металлогении подвижных поясов Ю. А. Билибина, сыгравшая в свое время важную роль в создании новой отрасли геологической науки о рудных месторождениях, требует существенного уточнения в отношении новых данных, касающихся конкретных геологических структур. Индивидуальность строения и развития последних, по-видимому, непосредственно связана с неоднородностями глубинных оболочек Земли.

Схемы глобальных металлогенических макроблоков или поясов, начиная от М. Н. Ивантишина и кончая В. Н. Козеренко, не в состоянии объяснить неоднородность и специфику рудоносности частных регионов, с которыми встречаются исследователи на первых же шагах при анализе металлогении конкретных регионов. Именно данным обстоятельством обусловлена многочисленность типов формационных и металлогенических зон, выделенных коллективом ВСЕГЕИ [33, 37]. Стремление свести наблюдаемое разнообразие рудоносных площадей к единичным типам привело даже такого крупного ученого, как Г. Шнейдерхен, к ошибочному объяснению базальтоидной металлогении Урала большей глубиной его эрозийного среза, чем Западной Европы.

Пока не могут найти достойного объяснения причины приуроченности одностипных разновозрастных месторождений к единым рудоносным площадям, например, меднопорфировых Аризоны, золоторудных и олово-вольфрамовых Тихоокеанского пояса, медноколчеданных Урала или редкометалльно-пегматитовых континентов Южного полушария. Первичная неоднородность мантии, с которой связывают столь неравномерное распределение полезных ископаемых, в настоящее время мало кого удовлетворяет ввиду абстрактности такого довода.

Е. Е. Милановский [32] при описании трех типов структур архейской земной коры — гранитогнейсовых куполов, зеленокаменных зон и чарнокит-гранулитовых поясов — отметил, что третий из них служил в течение дальнейшей длительной геологической истории аккумулятом как геосинклинальных, так и рифтогенных структур, размещающихся на периферии протоплатформ. Этим отчасти объясняется сохранность от метаморфизма и гранитизации зеленокаменных поясов архея, вошедших в состав протоплатформенного основания. Этим же обстоятельством можно объяснить «предопределенность» рифтогенеза, которую отмечал А. В. Развляев [15, 34].

Несмотря на неравномерность распределения месторождений в земной коре и разнотипность рудоносности различных ее блоков, типизация металлогенических зон необходима, поскольку она служит основой прогрессивного формационного метода анализа, позволяющего на основании изучения условий геологического развития проводить аналогию между удаленными друг от друга и разновозрастными образованиями сходного строения, что пока дает единственную возможность реального прогнозирования потенциальной рудоносности.

Действительно, при наличии специфики металлогенических

провинций распределение в их пределах месторождений отдельных рудных формаций подчиняется строгим закономерностям — тектоническим и петрологическим, выявление которых и служит основной задачей металлогенического анализа. В самом общем виде эти закономерности выражаются однотипностью рудоносности геологических формаций, возникающих на определенных этапах формирования различных структур земной коры. Так, если крупный рудоконтролирующий разлом пересекает разные геологические формации, что часто наблюдается в действительности, то в пределах каждой из этих формаций вдоль разлома развивается свойственное ей оруденение.

Примером может послужить Транскавказское поперечное поднятие, представляющее собой широкий пояс, вдоль которого длительное время активно проявлялись эндогенные процессы. Поднятия это косо пересекает все структурные элементы Кавказа. В пределах Предкавказской (Скифской) эпипалеозойской платформы вдоль поднятия локализуется группа рудоносных гранитоидов повышенной щелочности (группа КМВ); на Центральном Кавказе — молодой гранитоидный магматизм со свойственной этой территории редкометальной минерализацией; в зоне южного склона — колчеданно-полиметаллические месторождения; на Малом Кавказе — медно-цинковоколчеданные, переходящие в южной части, где выступает на поверхность периферия Иранского срединного массива, в медно-молибденовые. Таким образом, данная структура не нарушает обцекавказской металлогенической зональности, сформировавшейся от эпохи к эпохе, а напротив, делает ее более выразительной.

Металлогеническая специфика тектонических (структурно-формационных) зон, помимо других факторов, служит достаточно точным инструментом для выяснения их характера. Так, детальный формационный анализ только семейства колчеданных месторождений позволил установить большое разнообразие геологических условий их образования, что уже давно было отмечено В. И. Смирновым. К зонам спрединга окраинных и внутренних морей, где широко развит недифференцированный океанический толеит-базальтовый вулканизм, приурочены медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения кипрского и рамельсбергского типов; в островодужных системах с дифференцированными базальтоидными вулканогенными формациями связаны медно-цинковоколчеданные и полиметаллические месторождения уральского (на внешних дугах), малокавказского или типа Куроко (на внутренних дугах). Еще большая детализация характера структуры может быть выполнена с привлечением подтипов, в частности атасуйского, железно-марганцевого, барит-золото-полиметаллического, меднопорфирового, скарново-магнетитового и т. д.

Отсюда следует, что тектоника, петрология и теория рудообразования, положенные в основу металлогении, позволяют выявленные металлогенические особенности геологических структур использовать для уточнения их тектонической и петрологической ха-

фрактеристик, а также выбора главных параметров геологических условий рудообразования.

В частности, целесообразно применение металлогенического анализа при изучении рифтогенных структур. Их рудоносность соответствует стадийности развития процессов рифтогенеза, отражает колебания в составе и характере дифференциации магматических пород, а в отдельных случаях — позволяет наметить вероятную морфологию и пространственное положение руководящих разломов.

Металлогеническая эволюция земной коры в течение всей длительной ее геологической истории развития, наравне с тектоникой и литологией, свидетельствует о необратимости развития. Поэтому компенсированность процессов субдукции (наращивание континентальной коры) и спрединга (деструкция), принятая за основу концепции тектоники литосферных плит, оказывается неприемлемой. Такая компенсация означает круговорот, находящийся в диалектическом противоречии с реально наблюдаемой необратимостью общего процесса. По-видимому, следует в дальнейшем развить вопросы периодичности дрейфа континентов и общего превалирования субдукции над спредингом, что обеспечивает неуклонный рост и усложнение континентального блока Земли. Возможно, что появится необходимость разработки и дополнительных моделей становления сиалической коры (столкновение континентов).

Приведенные металлогенические характеристики отдельных геодинамических обстановок позволяют сделать три важных вывода. Первый из них относится к рудоносности магматизма. Оруденение обычно генетически связывается с наиболее кислыми продуктами дифференциации магмы. По-видимому, это не всегда справедливо. Установлены случаи парагенетической связи колчеданных месторождений некоторых продуктивных формаций с недифференцированными толеит-базальтовыми вулканами. Для ее расшифровки А. Г. Твалчрелидзе была разработана самостоятельная геохимическая модель. Кроме того, на некоторых скариново-магнетитовых и медно-молибденовых месторождениях со средними и умеренно кислыми рудоносными породами наблюдаются пострудные дайки кислого состава (пегматиты, аплиты).

В рифтогенных структурах действительно развит рудоносный ультраосновной магматизм, дифференцированный в направлении последовательного наращивания щелочности расплава. Однако рудные концентрации тяготеют отнюдь не к наиболее кислым дифференциатам, но закономерно формируют месторождения на отдельных стадиях сложного и длительного магматического процесса. Так, в Бушвельдском комплексе громадные скопления хромита, титаномагнетита, платиноидов и медно-никелевых руд связаны с различными фациями ультраосновного расплава, тогда как самые кислые члены этого ряда — гранофиры — ассоциируют со сравнительно скромными оловянными месторождениями.

Второе положение, следующее из металлогенического очерка,

относится к масштабам эндогенных месторождений, возникающих в различных структурных обстановках.

В развитии геосинклинально-складчатых областей необходимо выделять два различных этапа — геосинклинальный и орогенный. Первый из них проявляется в условиях растяжения, обуславливающего деструкцию ранее сформированной континентальной коры. В это время возникают порой крупные месторождения «базальтоидной линии» — хромитовые, титаномагнетитовые, колчеданные, скарново-магнетитовые и скарново-медные, иногда меднопорфировые.

В орогенный этап происходит резкая смена геологических условий рудообразования. Гранитоидный магматизм способствовал формированию часто многочисленных, но редко крупных месторождений олова, вольфрама, молибдена, свинца и цинка, золота, серебра и других металлов. Максимальное развитие металлогении «гранитной линии» характерно для сводово-глыбовых структур, где появляются крупнейшие медно-молибденовые, молибден-порфировые, олово-вольфрамовые грейзеновой и сульфидной формаций, скарновые молибденит-шеелитовые, урановые пятиэлементной формации, золото-серебряные и другие месторождения. Обычно число их более ограниченное, чем в орогенных геосинклинальных поясах.

В других структурах, возникших в процессе тектоно-магматической активизации, — прото- и авлакогенах, а также рифтовых системах в результате ультраосновного, основного и щелочного магматизма возникают редкие, но крупные и уникальные по масштабам месторождения золото-ураноносных конгломератов, медистых песчаников и сланцев, стратиформной свинцово-цинковой в карбонатных породах, джеспилитовой, хромитовой, титаномагнетитовой, платиновой, медно-никелевой, нефелин-апатитовой, карбонатитовой ниобий-танталовой, флогопитовой, кимберлитовой алмазоносной формаций.

Наконец, третий вывод, также достаточно существенный, заключается в следующем: многие фактические данные по распределению на поверхности Земли геологических структур, магматических и рудных формаций свидетельствуют в пользу глобального проявления главных тектонических циклов, а как следствие — металлогенических эпох. Эта общая закономерность в свое время Г. Штилле была положена в основу систематики фаз складчатости, каждой из которых он придавал планетарные масштабы. Если в процессе дальнейших исследований и появились сомнения в правомочности выделения глобальных орогенических фаз, то региональность тектонических циклов, а особенно мегациклов, за некоторым исключением, признавалась большинством геологов.

Е. Е. Милановский в своих многочисленных работах последних лет, посвященных проблемам рифтогенеза, неоднократно утверждал наличие закономерной пульсационной смены периодов расширения и сжатия Земли. С этими периодами он и связывает установленные им пики в активизации процессов расширения, рифто-

генеза и заложения геосинклинальных систем, сменяемые сжатием, замыканием геосинклинальных поясов, орогенным магматизмом, установлением континентального режима на громадных пространствах поверхности Земли.

Анализ металлогенических особенностей континентального блока Земли также свидетельствует о наличии периодических вспышек активности процессов рудообразования, разделенных длительными безрудными периодами. Именно такой период продолжительностью 300 млн. лет (1300—1000 млн. лет) В. И. Смирнов [40] связывает с альгомской консолидацией Г. Штилле. Вообще в металлогенической эволюции Земли В. И. Смирнов устанавливает 11 этапов рудообразования. Автору так же, как и В. И. Смирнову, представляется логичным такие этапы увязывать с пульсациями Земли. В этом случае периодам растяжения, когда возникают новые, а также унаследованные от более древних рифтогенные структуры и глубокие геосинклинальные прогибы, соответствует бурная деятельность ювенильной базальтоидной магмы, продуктивной на различные металлы. С ней связаны крупные месторождения меди и никеля, хрома и платины, железа и титана, свинца и цинка, ниобия, тантала, фосфора и алмазов.

Периоды сжатия, знаменующиеся цементацией расчлененных континентов, трансформацией молодого «гранитно-метаморфического» слоя земной коры, сопровождаются формированием месторождений «гранитной линии» — олова и вольфрама, молибдена и урана, редких элементов и редких земель и других. Они многочисленны, встречаются во всех орогенных поясах и часто последовательно повторяются от одной эпохи к другой. Орогенные гранитоиды, таким образом, представляют собой вехи в геологической истории земной коры, отсчитывающие очередные циклы и мегациклы ее необратимого развития.

Приведенные материалы позволяют сделать вывод, что периоды расширения Земли были более продуктивны в металлогеническом отношении, чем периоды сжатия. Что касается сводово-глыбовых структур тектоно-магматической активизации, то они знаменуют собой зарождение процессов растяжения, ведущих к деструкции континентальной коры и уничтожению «гранитно-метаморфической» ее оболочки. С этим, по-видимому, и связана высокая металлогеническая их активность.

Предложенные здесь металлогенические схемы разнотипных структур земной коры, конечно, далеки от совершенства. Тем не менее, как представляется автору, переосмысление принципов металлогенического анализа может оказаться перспективным в процессе дальнейших исследований в этой важной области геологических знаний.

1. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Морские впадины и области дейтерогенеза.— Бюлл. МОИП, 1979, т. 54, в. 3, с. 3—13.
2. Балла З., Зеленка Т., Балаж Э. О. О размещении неогеновых вулканов Карпатского региона.— Изв. АН Венгрии, 1977, т. 21(4), с. 387—398.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
4. Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1978.
5. Ветренников В. В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М., Недра, 1976.
6. Геологические формации и металлогения Алданского щита / Ред. Т. В. Библина, Г. Н. Шапошников. Л., Недра, 1976.
7. Геология и полезные ископаемые Африки. М., Недра, 1973.
8. Геология месторождений полезных ископаемых докембрия / Гл. ред. К. О. Кратц. Л., Наука, 1981.
9. Горбунов Г. И., Макиевский С. И., Николаева К. А. Металлогеническая зональность, связанная с тектоно-магматической активизацией Балтийского щита.— Сов. геология, 1978, № 4, с. 15—25.
10. Ишутин В. В. Каспийский рифт и его роль в размещении железомарганцевого оруденения.— Геотектоника, 1982, № 3, с. 33—44.
11. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
12. Казаринов В. П. Пульсации Земли.— Бюлл. МОИП, 1979, т. 54, в. 3, с. 92—109.
13. Колотухина С. Е. Структурное положение редкометалльных провинций на древних платформах южного полушария. М., Наука, 1977.
14. Колчеданные месторождения мира / М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др. Ред. В. И. Смирнов. М., Недра, 1979.
15. Континентальный и океанический рифтогенез. М., Изд. Тектонического комитета, 1982.
16. Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М., Недра, 1975.
17. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения / Ред. Ю. А. Богданов. М., Мир, 1982.
18. Магматические рудные месторождения / Под ред. В. И. Смирнова. М., Недра, 1973.
19. Магматические формации в эволюции литосферы / О. А. Богатиков, А. М. Борсук, Ю. И. Дмитриев и др.— Изв. АА СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 3—16.
20. Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли, М., Недра, 1978.
21. Малич Н. С., Туганова Е. В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М., Недра, 1980.
22. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Недра, 1979.
23. Металлогения восточной части Балтийского щита / Гл. ред. А. В. Сидоренко. Л., Недра, 1980.
24. Металлогения докембрия. Л., 1975. (Тезисы докл. Первого Всесоюз. совещ. по металлогении докембрия).
25. Металлогения Украины и Молдавии / Ред. Я. Н. Белевцев. Киев, Наукова думка, 1974.
26. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
27. Науменко В. В. Эндогенное оруденение и эпохи тектономагматической активизации Европы. Киев, Наукова думка, 1982.

28. *Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях* / Г. М. Власов, О. Г. Борисов, Е. Д. Петраченко, М. И. Полкова. М., Наука, 1978.
29. *Основные черты эндогенной металлогении Казахстано-Среднеазиатского сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса* / А. А. Абдуллин, Х. Н. Баймухамедов, А. К. Каюпов и др.— В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIII. М., Наука, 1981, с. 29—40.
30. *Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи*, т. I / Под ред. В. И. Смирнова, М., Мир, 1980.
31. *Проблемы геологии раннего докембрия* / Ред. В. Б. Дагелайский, Ю. М. Соколов). Л., Наука, 1977.
32. *Проблемы тектоники земной коры* / Отв. ред. А. В. Пейве, Ю. М. Пущаровский. М., Наука, 1981.
33. *Прогнозная оценка территорий на твердые полезные ископаемые* / Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1978.
34. *Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса*. М., Наука, 1977.
35. *Развальяев А. В. Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу.*— *Геотектоника*, 1979, № 6, с. 32—41.
36. *Рудные месторождения США* / Ред. В. И. Смирнов. М., Мир, 1972—1973, т. I—II.
37. *Рудоносность и геологические формации структур земной коры* / Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1981.
38. *Рудоносные структуры докембрия*. М., Наука, 1982.
39. *Смирнов В. И. Пути развития металлогении.*— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1981, с. 8—20.
40. *Смирнов В. И. Эндогенное рудообразование в геологической истории.*— *Геология рудных месторождений*, 1982, № 4, с. 3—20.
41. *Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа с приложением двух карт*. Л., Изд. ПГО «Аэрогеология», 1978.
42. *Гвалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс)*. М., Недра, 1972.
43. *Гвалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов*. М., Недра, 1977.
44. *Гвалчрелидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника (прикладное значение в металлогении).*— *Итоги науки и техники. Сер. рудн. м-ния*, т. 9, М., изд. ВИНТИ, 1979.
45. *Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР*. М., Наука, 1980.
46. *Хренов П. М. Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири*. М., Недра, 1981.
47. *Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Соотношение основных (рифейско-фанерозойских) тектонических структур земной коры.*— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1981, № 1, с. 5—20.
48. *Kumarapeli P. S. The St. Lawrence rift system, related metallogeny and plate tectonic models of Appalachian evolution.*— *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1976, N 4, pp. 301—320.
49. *Russel M. L. Incipient plate separation and possible related mineralization in Lands bordering the North Atlantic.*— *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1976, N 14, pp. 339—349.
50. *Vokes F. M., Gale G. H. Metallogeny relatable to tectonics in Southern Scandinavia.*— *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1976, N 14, pp. 413—441.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Главнейшие направления развития земной коры	10
Краткий очерк металлогенической эволюции земной коры	17
Раннедокембрийская эпоха	18
Ранне-среднепротерозойский мегацикл	25
Рифейский мегацикл	37
Фанерозойский мегацикл	47
Металлогенические схемы главных структур земной коры	79
Складчато-геосинклинальные области	79
Платформы	95
Области тектоно-магматической активизации	98
Сводово-глыбовые структуры	98
Траппы	106
Рифтогенные структуры	109
Фанерозойские рифтовые зоны	128
Металлогения платформенного чехла	142
Заключение	146
Список литературы	159

1 р. 80 к.

4487

НЕДРА