

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

---

# Магматогенно- рудные системы

---



---

«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Институт тектоники и геофизики

# Магматогенно- рудные системы

Ответственные редакторы:

академик Ю.А. КОСЫГИН,  
доктор геолого-минералогических наук Г.М. ВЛАСОВ

4602



МОСКВА  
"НАУКА"  
1986



Магматогенно-рудные системы/Власов Г.М., Компаниченко В.Н., Малышев Ю.Ф., Петрищевский А.М., Романовский Н.П. — М.: Наука, 1986. — 256 с.

Книга посвящена новой в рудной геологии проблеме выделения систем естественных группировок магматических пород и рудных месторождений. Описаны планетарные, региональные и локальные магматогенно-рудные системы, а также типовые системы, свойственные различным этапам геосинклинально-орогенного развития. Установлены закономерности эволюции процессов рудообразования. Приведены примеры исследований геофизическими методами магматогенно-рудных систем различного ранга. Указаны возможности использования систем для прогнозирования и поисков руд металлов. Высказаны соображения о дальнейших исследованиях систем.

Табл. 6, ил. 44, библиогр: с. 228–251 (569 назв.).

Рецензенты:

*Г.В. Ручкин, Д.Ф. Семенов*

## ВВЕДЕНИЕ

Дифференциация наук — неизбежное следствие научного прогресса. Но на определенной стадии дифференцированного, аналитического подхода к явлениям начинает теряться представление о природном объекте как о целом. Возникает потребность в его синтетическом исследовании. Такая потребность сейчас возникла в рудной геологии.

В связи с большими успехами рудной геологии рамки существующих классификаций рудных месторождений становятся тесными и уже не отражают в нужной мере сложных условий образования месторождений. Все более очевидными становятся парагенетические связи между многими рудными месторождениями, относимыми к различным генетическим группам. Часто весьма условными бывают границы, проводимые между "вулканогенными" и "плутоногенными" рудами. Для некоторых месторождений предполагается вулканическая обстановка начальных этапов их формирования, плутоническая — заключительных. Во многих случаях оказываются парагенетически связанными "эндогенные" колчеданно-полиметаллические и "экзогенные" железомарганцевые месторождения. В классификации рудных месторождений пока не находят места многие недавно выявленные типы промышленного оруденения стратиформного характера.

В.И. Смирновым установлены, а в последующем многочисленными исследователями подтверждены полигенность и полихронность многих рудных месторождений, почему их нередко нельзя уверенно отнести к тому или иному генетическому типу. Это вызывает длительные и не всегда полезные дискуссии по поводу способа образования руд и обуславливает неопределенность поисковых критериев. Примерами могут служить осадочные железорудные залежи, подвергшиеся при воздействии интрузий скарнированию, или сложные вулканогенно-осадочные и гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические руды. Промышленные концентрации металлов в таких месторождениях создаются в результате длительных и многофазных процессов в рудообразующих системах. Изменения условий рудообразования в различных частях этих систем обуславливают те или иные модификации руд по латерали и вертикали, создают рудную зональность различного порядка, от локальной в пределах отдельных месторождений и рудных узлов до региональной и даже планетарной в рудных провинциях и поясах [Власов, 1978а].

В этих условиях усилия исследователей по выяснению генезиса руд отдельных месторождений уже недостаточны. Возникает необходимость в исследованиях рудных систем, выявлении общего хода их эволюции, обуславливающей образование закономерно построенных генетических рядов рудных формаций. Успехи советских исследователей в изучении рудных формаций и рудных рядов, свойственных различным геологическим обстановкам, весьма значительны. Особенно хочется отметить в этом отношении работы большого коллектива металлогенистов ВСЕГЕИ во главе с Д.В. Рундквистом [Критерии . . . , 1978; Рудоносность . . . , 1981]. Однако и эти работы имеют преимущественно аналитический, а не синтетический характер.

Переход к изучению систем соответствует развитию любой науки от анализа (разделение, классификация) к синтезу (объединение в системы, в генетические ряды). Системный анализ начинает широко применяться в различных естественных науках.

Насущную потребность в синтетическом подходе к геологическим объектам и явлениям подчеркнул Б.С. Соколов [1983], характеризуя современное состояние и перспективы развития советской геологии: "Проблемы могут быть разных уровней сложности и объема, и главное заключается . . . в стиле разработки, комплексности, системности подхода, во вскрытии связей, зависимостей, определяющих целостность изучаемого процесса, явления, сформировавшейся структуры, закономерностей зарождения, движения и концентрации тех или иных материальных компонентов любого геологического объекта, который всегда есть система" (с. 69–70). По существу, элементы системного анализа присутствуют во многих геологических работах (стадийный минералогический анализ, формационный анализ, учение о геосинклиналях и др.). В 1983 г. в Москве впервые состоялась Всесоюзная научная конференция по проблеме "Системный анализ в геологии".

Необходимость системного подхода в рудной геологии осознается большинством исследователей. В настоящее время обобщение обширных материалов по рудным месторождениям еще отстает от быстрого их накопления. Из-за невыявленности общих закономерностей, учета лишь многочисленных частных процессов рудообразования кажутся более сложными, чем они есть на самом деле. Эта идея высказывалась ведущими исследователями рудных месторождений [Смирнов, 1946; Рундквист, Неженский, 1975; и др.].

Признание существования общих закономерностей в процессах магматизма и рудообразования нашло отражение в представлениях о зональности рудных месторождений, генетических рядах рудных формаций, магмато-генно-рудных (или рудно-магматических) системах [Иванкин, 1971а, б; Константинов, 1966; Кузнецова, 1975; Магакъян, 1969; Рундквист, Неженский, 1975; Власов, 1975 и др.]. Некоторые авторы понятие магмато-генно-рудной системы выражают другими терминами: гидротермально-магматическая система [Барышев, Цетлин, 1976], гидротермальная рудообразующая система [Поспелов, 1962], гидротермальная металлоносная система [Набоко, 1974], минералообразующая флюидная система [Труфанов, 1977], минералоконтролирующая система [Юшкин, 1981], система интрузив-надинтрузивная зона [Лаумулин, 1974], магматические и метал-

логенические центры [Василевский и др., 1974] и т.д. Несмотря на пестроту терминологии, все авторы сходятся в том, что выделяемые ими системы характеризуются закономерным пространственным положением в них магматических пород, руд, измененных пород, а также специфическими рудными формациями. Характерной особенностью систем является их зональность, обусловленная расположением рудных формаций и измененных пород в виде закономерно построенных генетических рядов. Это облегчает прогнозирование, поиски, изучение и оценку рудных месторождений, выявление недостающих "рудных звеньев". Судя по многочисленным открытиям последнего времени к одному из таких звеньев относятся стратиформные рудные месторождения в вулканогенно-осадочных и метаморфических толщах преимущественно тыловых структур складчатых областей.

К написанию предлагаемой работы авторов побудила их убежденность в своевременности постановки проблемы рудных систем. Не ставя перед собой задачи описания всех магматогенно-рудных систем и разработки методики системного подхода, авторы хотели упорядочить представления о системах рудных месторождений, дать примеры подобных систем и наметить перспективы дальнейших системных исследований.

В подготовке работы к печати принимали участие Н.Г. Синильникова, Р.И. Рыпалова, Н.М. Корешкова, Н.В. Белая, Т.Г. Американцева и М.И. Попкова, которым авторы выражают благодарность за оказанную помощь. Сделанные по рекомендации Г.В. Ручкина исправления в монографии способствовали ее улучшению.

## ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫХ СИСТЕМ

Чтобы применять системный подход, исследователь, конечно, должен быть уверен, что он имеет дело с системами.

Кроме целостности и закономерных связей между отдельными элементами, системам присущи и другие особенности. Для них характерна повторяемость, благодаря чему та или иная система предстает не единичное явление, а некоторую общность. В этом отношении системы сходны с формациями. Обычной особенностью систем, используемой человеком в практических целях, является зональное расположение ее элементов. Системам, не только органическим, но и неорганическим, свойственна способность к эволюционированию в связи с изменениями внешних условий и саморазвитию [Власов, 1975, 1978а]. Несомненно существование различных порядков систем, закономерная подчиненность систем низкого порядка системам более высокого порядка и т.д.

Комплекс приповерхностных оболочек Земли представляет систему со сложными взаимоотношениями внутренних частей и земной коры, с определенной петрохимической, геохимической и гидрохимической зональностью, обусловленной взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов.

Геосинклинали — явные системы закономерно располагающихся и взаимосвязанных элементов (структурно-формационных зон), каждый из которых характеризуется, в свою очередь, определенной латеральной и временной последовательностью геологических и рудных формаций.

Вулкано-плутонические комплексы ("вулканы над интрузиями") — системы с зональным расположением различных магматических продуктов, измененных пород и руд. В ряде случаев доказана их способность к саморегуляции.

Слоистая толща с ритмами — система с многочисленными элементами-ритмами, закономерно построенными и хотя в какой-то степени повторяющимися, но в новом качестве, отражающем направленности развития. Формация-система, отражающая парагенетические соотношения ряда элементов (фациальных комплексов), связана, в свою очередь, с другими формациями в закономерно построенные формационные ряды, отражающие геологическое развитие.

Если рассматривать отдельные элементы систем изолированно друг от

друга, то трудно, часто даже невозможно будет понять главное, выявить закономерности, знание которых необходимо для успешных практических работ. Это кажется само собой разумеющимся, но в наш век дифференциации наук темы исследований часто так измельчаются, что о необходимости синтеза для прогресса науки приходится напоминать.

Как понимать синтетический, системный подход в исследованиях? Многие авторы, специально рассматривавшие этот вопрос, приходят к выводу, что системный подход, в общем связанный с представлениями о структурной целостности самых разнообразных по своей природе объектов, естественно должен варьировать в своей методике в зависимости от поставленной исследователями цели и особенностей объекта изучения. Рудные месторождения являются эмпирическими или природными системами [Берталанфи, 1973; Кузьмин, 1983]. Для применения к ним при системном подходе логико-математических методов нужна формализация понятий, что, вероятно, будет достигнуто еще не скоро. Может быть, вообще естественную систематику невозможно будет четко формально зафиксировать.

В случае данной работы главными задачами исследований являются выделение систем — целостных объектов рудной геологии различных порядков, выяснение их общей структуры, установление закономерно построенных генетических (эволюционных) рядов рудных формаций, свойственных каждой системе. Конечная цель исследований — получение дополнительных критериев прогнозирования и оценки рудопроявлений. Для решения поставленной задачи, очевидно, нужен достаточно широкий подход к природным явлениям, учет в первую очередь процесса развития, эволюции, периодичности большинства явлений, единства пространственных и временных взаимоотношений природных геологических тел.

При решении нашей задачи необходимо уделить внимание в равной мере как составу и структуре, так и генезису систем и их элементов. Предлагаемое Ю.А. Косыгиным [1983] разграничение и последовательное рассмотрение статических, динамических и ретроспективных систем вряд ли правильно понимать как обязательную последовательность при системном подходе, подразумевающую, что исследователь сначала занимается одним, потом другим и т.д. Такое разграничение противоречит самой идее целостности систем, необходимости установления в первый же этап исследований характера связей (взаимоотношений) между их отдельными элементами. Без этого невозможно само выделение систем. Надо учитывать, что в понятие структуры системы входят генетические и динамические взаимоотношения между отдельными ее элементами. Поэтому справедливо утверждение Г.Ф. Крашенинникова [1984, с. 52], что "системный подход требует более широкого и более углубленного понимания генезиса".

При решении поставленной задачи важно отчетливо представлять геологический фон, на котором развиваются системы. Рудообразование является результатом суммарного воздействия на геологическую среду многочисленных факторов, связанных с общим геологическим развитием Земли. Поэтому в основе представлений об магматогенно-рудных системах должна лежать определенная геотектоническая концепция (или серия концепций). Для учета конкретных условий рудообразования нужны типизация геосинклиналино-складчатых областей, выделение в пределах каждого их типа главных структурно-формационных зон.

Поскольку разрезы, полностью вскрывающие магматогенно-рудные системы, наблюдаются лишь в редких случаях, представления о системах обычно получаются при сопоставлении их сохранившихся фрагментов, иногда представляющих самостоятельные элементы систем. В результате множества казалось бы разнообразных месторождений сводятся к сравнительно немногочисленным системам с характерными особенностями состава, структуры, развития. В данном случае имеется некоторая аналогия с методикой, применяющейся при составлении общего стратиграфического разреза района по наблюдениям отдельных его частей в естественных и искусственных обнажениях. Большую помощь при выделении систем и установлении их взаимодействий могут оказать геофизические методы исследования особенностей строения земной коры рудных районов.

Важной задачей является определение направленности изменения (эволюции) выделенных магматогенно-рудных систем. Исследование эволюции систем возможно в следующих направлениях: 1) изучение эволюции магматических очагов в связи с дифференциацией состава их магм и отделением рудных компонентов; 2) рассмотрение важнейших систем по этапам геосинклинально-орогенного развития с учетом обстановок этих этапов; при общем разнообразии систем все же возможно выделение главных их типов (типовых систем), свойственных различным этапам геосинклинально-орогенного развития: последовательные перестройки структуры земной коры вызывают изменения общего механизма рудообразования; 3) выяснение общей эволюции систем в истории Земли; 4) выявление изменений систем в условиях различных структурно-формационных зон. Все эти направления являются взаимосвязанными и одинаково важными. Эволюцией систем, их видоизменением в различных условиях, объясняется многочисленность вариаций месторождений, наблюдаемых в природе.

Взаимосвязанность различных линий эволюции систем обусловила применимость к геологическому развитию биогенетического закона филогении—онтогении Геккеля—Мюллера [Григорьев, 1966; Рундквист и др., 1971; Велинский, 1982; Жабин, 1981; и др.]. Этот закон по отношению к рудным месторождениям можно сформулировать следующим образом: стадии общего развития генетической группы месторождений (или группы систем) в определенной мере повторяются в истории частных тектономагматических циклов. Определение направленности изменения магматогенно-рудных систем при последовательном развитии структурно-формационных зон одной складчатой области позволяет прогнозировать в конкретных структурно-формационных зонах те или иные месторождения.

Магматогенно-рудные системы могут быть подразделены по рангам на планетарные, региональные и локальные [Власов, 1979]. К планетарным системам (протяженностью в тысячи километров) относятся складчато-рудные пояса, срединно-океанические хребты и крупные системы континентальных рифтов. Региональные системы (протяженностью в сотни километров) делятся на три порядка: к региональным первого порядка относятся отдельные рудоносные складчатые области, второго — структурно-формационные зоны с рудами, третьего — отдельные рудные районы или узлы. Локальные системы протяжением или площадью в единицы или десятки километров или квадратных километров обычно ограничиваются отдель-

Таблица 1

Соподчиненность магматогенно-рудных систем различных порядков и сопоставление их с общепринятыми подразделениями

Ранг системы	Дополнительные подразделения	Район распространения	Общепринятое подразделение
Планетарная (тысячи километров)	—	В пределах отдельных подвижных поясов	Рудный пояс
	Первого порядка	В пределах отдельных складчатых областей	Металлогеническая область
Региональная (сотни километров)	Второго порядка	В пределах отдельных структурно-формационных зон	Металлогеническая зона
	Третьего порядка	Отдельные районы структурно-формационных зон с локализацией месторождений	Рудный район или рудный узел
	Система (элементарная) с генетическим рядом рудных формаций	Рудное поле, месторождение	Тип месторождения
Локальная (единицы и десятки километров) и дальнейшие подразделения	Рудная формация	Месторождение, часть месторождения (рудный горизонт)	Месторождение
	Минеральный тип	Рудная залежь, часть рудной залежи	Минеральный тип

ными рудными месторождениями и полями. Общая соподчиненность систем различных рангов и их соотношения с подразделениями рудных объектов, принятыми в практике металлогенического анализа, показаны в табл. 1.

Исходя из сказанного общая последовательность исследований и изложения их результатов в монографии принята следующая: 1) учет общих геологических предпосылок для рудообразования (руководящая геотектоническая концепция, типы подвижных областей, их структурно-формационные зоны); 2) выделение целостных объектов рудной геологии (типовых систем) и свойственных им пространственных (генетических) рядов рудных формаций; 3) распределение систем по рангам; 4) выяснение эволюции систем; 5) рассмотрение возможностей использования систем для прогнозирования и поисков руд; 6) оценка перспектив дальнейшего исследования магматогенно-рудных систем.

Может возникнуть вопрос о причине использования нами термина "магматогенно-рудные системы" (а не более распространенного "рудно-магматические системы"). Рассмотренные системы интересуют нас прежде всего как рудные, из-за чего это слово необходимо использовать в качестве главного, определяющего прилагательного. Авторы не рассматривали специально магматические образования и не занимались в деталях вопроса-

ми связи рудообразования с магматизмом, считая, что они достаточно полно и правильно освещены в сводках [Рудоносность . . . , 1981; и др.]. Есть еще одна причина отсутствия в настоящей работе детального анализа связей руд и магматических пород: главное внимание в работе уделено стратиформным месторождениям, для анализа вопросов связи которых с магматизмом еще мало данных.

## Глава 2

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФОН РУДООБРАЗОВАНИЯ

#### СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТЕОРИИ И ГИПОТЕЗЫ

Необходимость теоретической основы при рассмотрении магматогенно-рудных систем заставляет сделать оценку основных положений наиболее распространенных в настоящее время геотектонических гипотез. Их, по существу, две: старая геосинклиальная и новая тектоники плит. Гипотезы расширяющейся и пульсирующей Земли не противоречат геосинклиальной теории, а дополняют ее. Интересная концепция глобальной вертикальной тектоники В. Кребса [Krebs, 1975] также является развитием геосинклиальной теории и во многих отношениях созвучна с представлениями В.В. Белоусова.

Многие советские и зарубежные ученые склоняются к мнению о возможности разработки на основе геосинклиальной концепции и прогрессивных положений тектоники плит новой глобальной геотектонической теории, которая бы учитывала в нужной мере и новейшие материалы по геологии океана [Хаин, 1978; Карагюлева, 1979; Власов, 1976б; и др.]. Вариант такой теории предложен сотрудниками Геологического института АН СССР [Пейве и др., 1971]. Попытка синтезировать прогрессивные положения различных гипотез сделана и в настоящей работе.

#### Гипотеза тектоники плит

Положительная сторона тектоники плит состоит в том, что она привлекла внимание исследователей к горизонтальным движениям литосферы и блоковому строению земной коры. Эта теория, по-видимому, справедливо рассматривает островные дуги и некоторые края континентов как модели геосинклиальных систем и подчеркивает значение зон Беньофа в образовании и развитии геосинклиальных комплексов. Она пытается увязать в общую картину геологические особенности континентов и океанов.

Тектоника плит бесспорно активизировала геотектоническую мысль, но целиком не может быть принята из-за существенных ее недостатков. Она страдает прежде всего механистическим подходом к сложным природным явлениям. Например, орогенез она рассматривает как в значительной степени случайное явление (результат столкновения литосферных плит). Некоторые последователи тектоники плит (например, [Sengör, 1982]) высказывались об отсутствии вообще закономерностей проявления тектонических процессов.

Не доказаны субдукция и механизм тепловой конвекции, способной двигать "литосферный конвейер" в вязкой мантии. Делаемые расчеты не обеспечены достаточно определенными исходными данными. По заключению В.А. Унксова [1981], "расчеты О.Г. Сорохтина, а также другие опыты подобного рода, известные из литературы, представляются достаточно схематичными и, конечно, не являются последним словом в решении рассматриваемой проблемы" (с. 277). На совещании "Континентальный и океанический рифтогенез" [Постельников, 1982]. Е.Е. Милановский, В.Б. Нейман, В.Г. Гутерман, И.А. Соловьева, Г.Б. Удинцев и Ю.В. Чудинов говорили о неприемлемости исходных данных, используемых в расчетах О.Г. Сорохтина и возможности других трактовок результатов расчетов. Характерный пример условности делаемых расчетов вязкости мантии приводит В.А. Магницкий [1983]. С.К. Ранкорн при расчетах исходил из предпосылки, что тектоника плит несомненно существует, а раз так, то имеет смысл рассматривать только такие движения в недрах Земли, которые соответствуют требованиям этой концепции. Исходя из этого, он отбросил все разнообразие возможных движений и процессов в мантии Земли, за исключением тепловой конвекции в том ее варианте, когда конвективные ячейки захватывают всю мантию целиком, исключив даже конвекцию подэтажного типа. При таком подходе следуют выводы, что мантия однородна, что в ней адиабатический ход температуры и что ее вязкость почти не меняется с глубиной.

Отсутствуют реальные примеры погружающихся в зонах Заварицкого—Беньофа островодужных и другого характера структур. Ж. Брюн [Белоусов, 1983] отмечает, что суммарная длина зон субдукции много меньше длины срединных хребтов, что служит серьезным препятствием для концепции субдукции. Невозможна была бы в случае субдукции обычная недислоцированность в океанических желобах осадков, имеющих иногда значительную мощность (в Алеутском желобе до 1,5 км). По Дж. Леггету, только в двух местах — троге Нанкай и Центральноамериканском желобе — были обнаружены такие деформированные осадки, которые могут рассматриваться как результат аккреции океанических осадков. Во всех других случаях осадки на внутреннем склоне желоба сносятся заведомо со стороны материка или островной дуги. В частности, очевидно, что на внутреннем склоне Японского желоба осадки не соскребывались с океанической плиты, а наложены на нее [Белоусов, 1983]. В докладах на 26-й сессии МГК высказывались и другие возражения против современных представлений о субдукции. Зона Заварицкого—Беньофа имеет значительно более сложную форму, чем обычно предполагается: она уступами разделена на отдельные сегменты (Дж. Сакс, А. Хасагава). И. Ида указал, что опускающийся язык литосферы должен охлаждать мантию и что тепло трения не может конкурировать с этим охлаждением. Поэтому должен иметься другой источник тепла под окраинным морем. Непонятно, почему в ряде случаев магнитные аномалии пересекаются океаническими желобами, поглощающими, согласно тектонике плит, движущуюся литосферу? Исследователями отмечаются большие трудности, связанные с определением возраста мезозойских магнитных аномалий на удалении от срединно-океанических хребтов.

Применение узколучевых эхолотов, буксируемых над дном при изуче-

нии рельефа дна океана показало несоответствие реальной структуры срединно-океанических рифтов моделям тектоники плит [Ильин, 1982]. Осевые зоны срединных хребтов, по новым данным, связаны с развитием нормальных сбросов в процессе формирования тектонических сводов (как и на континенте). По мере удаления от оси хребта последовательно сменяются зоны рифтовых долин, рифтовых гор, высокого раздробленного плато, области холмистого рельефа глубоководных котловин. Тезис сторонников тектоники плит об унаследованной морфоструктуре дна океана от центров спрединга, таким образом, не оправдывается. Рельеф рифтовых гор скорее представляет собой результат единовременных, нежели перманентных тектонических дислокаций.

Значительные горизонтальные перемещения литосферных плит не согласуются с продолжительным развитием на одном месте многих металлогенических зон [Радкевич, 1977a]. Остается, по-видимому, постоянным с архея положение мобильных ортогональных и диагональных зон, в значительной степени определяющих строение Восточно-Европейской платформы [Основные... , 1979].

В докладах на 26-й сессии МГК, посвященных докембрийскому палеомагнетизму, сообщается, что результаты палеомагнитных измерений на всех континентах, выполненных для пород старше 1 млрд. лет, дают такие положения полюсов, которые говорят об отсутствии значительных перемещений частей континентальных блоков [Магницкий, 1983].

Е.М. Рудич [1983], проанализировавший материалы глубоководного бурения в Атлантическом и Индийском океанах, пришел к выводу, что полученные скважинами данные не подтверждают, а, наоборот, противоречат концепциям тектоники плит: осадки по мере удаления от осей срединно-океанических хребтов фактически становятся не древнее, а моложе.

Не подтверждается существование немногих крупных ненарушенных плит океанической литосферы. Это вынуждает сторонников тектоники плит к делению плит на "микроплиты" и к признанию мозаичной структуры большей части тихоокеанской окраины Северной Америки. Выделение многочисленных мелких плит делается преимущественно по палеомагнитным данным без достаточного учета геологических наблюдений. М. Тальвани и др. [Белюсов, 1983] привели новые фактические данные о строении океанической коры, полученные методами многоканальных регистраций как преломленных, так и отраженных сейсмических волн. Строение океанической коры оказалось значительно более сложным, чем это предполагалось до сих пор, в ней обнаруживается много крупных и мелких неоднородностей. А. Балли в обзоре типов внутриплитных деформаций коры указал, что тектоникой плит до сих пор объяснения этим деформациям не найдено.

Довольно многочисленны случаи несовпадения возраста базальтов, определенного по данным океанического бурения, с возрастом, полученным экстраполяцией магнитных аномалий. Как отмечает Г.Ф. Макаренко [1978], крупные области океанического дна перекрыты практически одновозрастным плащом базальтов, несмотря на их различную удаленность от предполагаемых зон раздвигов. При этом синхронные базальты разбиты в виде траппов и на прилегающих материках.

Тектоника плит пытается объяснить процессы лишь недавнего геологи-

ческого прошлого. Высокий тепловой поток в архее и раннем протерозое, вероятно, обуславливал общую подвижность литосферы, не допуская образование обширных мощных и достаточно прочных ддя субдукции плит. Большинство авторов обширного тома "Precambrian plate tectonica" [1981], допуская раннее появление отдельных элементов плитной тектоники, отмечают особые условия докембрийского времени, исключающие возможность развития этой тектоники в формах, свойственных фанерозою. В частности, высокий геотермический градиент, сравнительно малая мощность земной коры, небольшие размеры плит не допускали явления субдукции (А. Гудвин, А. Гликсон, А. Беер, В.М. Моралев и др.). Конвекция, если и имела место, то в небольших масштабах. Преобладали вертикальные движения (К. Анханссер, Е. Несбит и др.). Возможность непосредственного приложениа современной теории плитной тектоники к докембрийской континентальной коре не подтверждается палеомагнитными данными (М. Вильямс). Э. Димротч отмечает как недостаток плитных моделей их ограниченную предсказательную ценность.

Те авторы тома, которые признают возможность развития в докембрии плитной тектоники, в том числе субдукции, основываются преимущественно на признаках существования в архее и протерозое островных дуг с известково-щелочным магматизмом и рудных месторождений, свойственных этим структурам (Г. Гасс, М. Левланг, Р. Хатчисон, М. Гарсон, А. Митчелл и др.). Доводы эти малоубедительны, так как в существовании связей известково-щелочного магматизма и островных дуг с субдукцией сомневаются многие исследователи, а раннее появление рудных месторождений островодужного типа имеет, по мнению авторов, свои причины, о которых будет сказано ниже. Представление об обязательной связи зон Заварицкого—Беньофа и островных дуг с тектоникой плит, в частности с субдукцией, является, к сожалению, весьма распространенным заблуждением.

Необъяснимы с позиций тектоники плит периодичность тектономагматических процессов, неоднократно устанавливаемая смена напряжений сжатия и растяжения, предполагаемая некоторыми ее сторонниками приостановка на время или прекращение субдукции, а также отмечаемые некоторыми учеными проявления "постсубдукционного" интрузивного магматизма. Один из сторонников тектоники плит К.А. Крук [Crook, 1980] вынужден объяснять появление "постсубдукционных" интрузий, а также формирование нижней части земной коры дифференциацией и тепловым воздействием мантии. Изотопные отношения и другие данные действительно показывают мантийное происхождение пород известково-щелочной серии, а не образование их путем субдукции и плавления литосферных плит. Не подтверждаются взгляды сторонников тектоники плит о дискретности составов океанических и островодужных базальтовых ассоциаций: "Среди базальтов глубоководных желобов имеются породы, переходные по своему составу между типичными толеитовыми базальтами океанического ложа и базальтами островных дуг" [Дмитриев, Цветков, 1983, с. 17].

Отстают от первоначальных канонов тектоники плит и другие ее последователи — А. Митчелл и Х. Ридинг [Mitchell, Reading, 1969], вынужденные признать прерывистость процесса растяжения в океанах, непостоянство движения литосферного конвейера, а также цикличность тектономаг-

матических процессов, выраженную в вулканогенных толщах островных дуг последовательным раскислением пород в каждом цикле растяжения.

С реально проявлявшимися в истории Земли эпохами растяжения земной коры казалось бы естественно связывать и массовые излияния базальтов, тем более, что эти излияния в определенные моменты геологической истории проявлялись на огромных площадях [Власов и др., 1978б]. Однако сторонники тектоники плит пытаются объяснять и планетарные явления механическим взаимодействием отдельных плит. Так, базальтовые излияния в раннем миоцене, охватившие большинство притихоокеанских районов, П.У. Липман и др. [Lipman et al., 1972] рассматривают как результат столкновения Американской плиты с Восточно-Тихоокеанским поднятием. При этом зона Заварицкого–Бенюфа была якобы разрушена, в результате чего извержения андезитов сменились излияниями базальтов. Такое объяснение глобального явления местными условиями (что вообще характерно для тектоники плит) явно неудовлетворительно.

Другие примеры несоответствия положений тектоники плит наблюдаемым фактам приводились ранее [Власов, 1976б]. Многочисленные замечания о противоречиях в концепциях тектоники плит высказывали В.В. Белоусов [1978, 1982], Ю.М. Шейнман [1976], В.А. Унксов [1981] и др. Все эти несоответствия показывают, что тектоника плит не является законченной теорией, способной удовлетворительно объяснить все геотектонические процессы. Наиболее убедительно о ее "незрелости" говорит наблюдающаяся эволюция представлений у многих ее сторонников в пользу постепенного отхода от крайних механистических концепций (признание блокового строения литосферы, возможности раскола и, напротив, объединения плит, периодичности геологических процессов, чередования в истории Земли напряжений сжатия и растяжения, большой роли дифференциации мантии в формировании магматических пород геосинклиналей и др.).

Необходимость переоценки концепций тектоники плит проявилась во многих докладах на заседаниях 26-й сессии МГК. Л. Контеску в своем докладе заявил, что малые океанические бассейны и связанные с ними малые сиалические массивы не следуют правилам тектоники плит. Развитие Тетиса нельзя объяснить с позиций этой концепции. С. Уэда — популяризатор гипотез тектоники плит — подчеркнул, что новые фактические данные ставят трудные вопросы перед тектоникой плит. Не опровергая основы последней, он указывал на необходимость переосмыслить предполагаемый механизм формирования активных окраин. В.Е. Хаин [1983], также не возражая против основных принципов тектоники плит, отмечает ряд трудностей, которые выявились в настоящее время, в частности более сложная, чем ранее предполагалось, конфигурация астеносферного "слоя", разнородность трансформных разломов, нереальность концепции горячих точек и др. Недавно В. Ван дер Линден [1981] заявил, что он вступает в ряды тех, кто придерживается более гибкой интерпретации тектоники плит и учитывает также и такие процессы, защищаемые сторонниками геосинклинальной теории, как океанизация.

Вещественные проявления процессов, предполагаемых сторонниками тектоники плит, казалось бы, должны выявляться на снимках планет, если бы эти процессы там происходили. По заключению К.А. Вуда и Д.У. Хедда [1981], сделавших сравнительные описания рифтовых долин Земли,

Марса и Венеры, на Марсе и Венере не действовали ни процессы формирования океанической коры, ни процессы тектоники плит.

Все это показывает, что "пик" популярности концепций тектоники плит уже пройден. Часть этих концепций, и в первую очередь представления о субдукции, не выдержали проверки детальным фактическим материалом.

### Гипотеза океанической коры

В наибольшей мере эволюция взглядов проявилась у большой группы исследователей ГИН АН СССР во главе с академиком А.В. Пейве. Четко сформулированные представления этих исследователей, основывающиеся на положениях как геосинклинальной теории, так и тектоники плит, могут претендовать на признание их новой геотектонической теорией [Пейве и др., 1971]. К числу прогрессивных положений этой теории относятся: учет как вертикальных, так и горизонтальных движений, в частности фактов широкого распространения в разновозрастных складчатых областях покровных структур; доказательство отсутствия обширных жестких и недислоцированных литосферных плит, предполагаемых последователями плитной тектоники; признание проявлений процессов не только растяжения, но и сжатия при формировании океанической коры и при ее деформации; понимание краевых вулканоплутонических поясов как элементов геосинклинальных систем, становление которых наряду с поздними моласами завершает процесс формирования континентальной коры; включение краевых прогибов и современных краевых морей в число тыловых зон геосинклинальных систем; использование при построении теории новейших материалов по геологии океанов; предложение нового критерия тектонического районирования (по времени завершения формирования континентальной коры) и использование его при составлении тектонических карт.

Однако ряд положений, выдвигаемых А.В. Пейве и его сотрудниками, вызывает справедливые возражения со стороны многих исследователей. Это прежде всего непереносимое формирование геосинклиналей на океаническом фундаменте и, таким образом, обязательное прохождение геосинклиналями океанической стадии развития. Против этого говорят многие примеры регенерации геосинклинального режима на сиалическом основании, представляющем более древние складчатые структуры. Причем далеко не во всех случаях заложение геосинклиналей бывает связано с образованием рифтов, сопровождающимся раздвижением континентальной коры и выходом на дне рифтов коры океанического типа. Энсиалические (или "вторичные") геосинклинали отличаются рядом особенностей магматизма и металлогении. Раннегеосинклинальные вулканыты их часто имеют не базальтовый, а андезитовый-базальтовый и андезитовый состав, в энсиалических геосинклиналях обычно сокращаются масштабы оруденения сидерофильного и халькофильного характера и т.д.

Акцентирование океанического, т.е. относительно глубоководного характера ранних стадий геосинклинального развития, по-видимому, несправедливо. Отложения эвгеосинклиналей нередко оказываются мелководными образованиями, как, например, на Урале [Штейнберг и др., 1980].

Характерно, что значительные вторичные изменения вулканитов океана приурочены к относительно узким зонам глубинных разломов, у которых обычно развиваются и геосинклинальные прогибы. К этим же зонам приурочивается свойственный начальной стадии развития геосинклиналей офиолитовый комплекс — ультрабазиты, габбро, спилиты, кремнистые породы. Этот комплекс продуктивен в отношении руд. Остальные площади океана, в частности огромные площади океанического ложа, проявляют в этом отношении относительную инертность. Значит, геосинклинали связаны с особыми локальными зонами океана. Пример современных геосинклинальных структур показывает приуроченность этих локальных зон в основном к прибрежным районам океанов. Если фронтальные зоны геосинклиналей (собственно эвгеосинклинали) при этом нередко выступают сравнительно далеко в океан, то их тыловые зоны обычно локализируются в пределах краевых морей (миогеосинклинали, краевые прогибы) и прибрежных территорий континентов (вулcano-плутонические пояса).

Проявления ультрабазитов в складчатых областях А.В. Пейве и его сотрудники понимают как аллохтонные блоки океанической коры, перемещение которых связано с обдукцией — надвигами океанической коры на континентальную. Это положение также вызывает возражения со стороны многих исследователей, указывающих на установленный во многих складчатых областях автохтонный характер ультрабазитовых тел, их интрузивный характер, доказываемый проявлениями термического воздействия на вмещающие породы у контактов. На нормальное залегание гипербазитов в стратиграфическом разрезе показывают сближенные в пределах одного и того же региона офиолитовые ассоциации нескольких стратиграфических уровней [Семенов, 1982; Косыгин, 1983]. С.С. Зимин и др. [1983] отмечают приуроченность формирования офиолитов (включая гипербазиты) в Тихоокеанском поясе к раннему кембрию, раннему девону, позднему триасу—ранней юре, раннему мелу, позднему мелу—палеоцену. Во многих районах установлено эффузивное происхождение ультрабазитов (коматиитов) в вулcano-плутонических структурах, имеющих глубокие корни, т.е. явно неаллохтонных. Незначительные вторичные перемещения ультрабазитовых тел из первоначального положения, развитие олистостром и меланжа объяснимы обычной серпентинизацией гипербазитов, сжимающими напряжениями при орогенезе. Тесная (парагенетическая) связь ультрабазитов, базитов и кремней в офиолитовых комплексах доказывается достаточно большим фактическим материалом [Велинский, Вартанова, 1981; Желобов, 1981; Зимин, 1973а, 1981; Немцович, 1981; Паталаха, Белый, 1981; Пинус и др., 1981; Смирнов, 1977; Шихайлибейли, Аллахвердиев, 1981; и др.].

Хорошо аргументированные представления о гипербазитах как членах офиолитового комплекса высказали С.С. Зимин с соавторами [Зимин, 1973а; Зимин и др., 1983]. Охват их исследованиями почти всех основных гипербазитовых поясов в обрамлении Тихого океана, продуктивность примененного парагенетического анализа офиолитовых комплексов, тщательное исследование вещественного состава гипербазитов и других членов комплексов — все это обеспечило определенность и надежность сделанных выводов.

Исследования С.С. Зимина с соавторами показали ошибочность прежней трактовки структуры и происхождения ряда крупных ультрабазитовых массивов Тихоокеанского пояса (ханкайских, сихотэалинских, Корякского нагорья и др.). Установлены отчетливые проявления термально-контактного воздействия ультрабазитов на вмещающие породы; структуры ультрабазитов закономерно изменяются, переходят в порфиоровые по мере приближения к контактам (Восточный массив Сихотэ-Алиня, массив Вивникского ультрабазитового пояса в Корякском нагорье, массив Наданьхада-Бикинского антиклинория на территории северо-востока Китая и др.). Широкое распространение эффузивных аналогов гипербазитов-коматиитов устанавливается не только в древних, докембрийских, но и в палеозойских и мезозойских, включая верхний мел, образованиях. Потоки коматиитов переслаиваются с туфами, кремнистыми сланцами, диабазами и другими членами офиолитового комплекса (хр. Пекульней на Северо-Востоке СССР).

Офиолиты, по заключению С.С. Зимина и др. [1983], представляют собой парагенез магматических комплексов, в состав которого входят не только спилиты, диабазы, гипербазиты, габбро, но и коматииты. "Рассмотрение ватынского офиолитового парагенезиса показало, что все составляющие его члены — гипербазиты, офиолитовые вулканиты (спилиты, диабазы) и коматииты — коррелируются по составу и, стало быть, родственны по генезису" [Зимин и др., 1983, с. 95]. "Гипербазиты и офиолитовые вулканиты других зон Тихоокеанского пояса, судя по петрохимическим особенностям и петрогенным компонентам, также коррелируются между собой" (Там же, с. 98). "Пояса распространения офиолитов являются в то же время поясами распространения коматиитов в виде ультраосновных лав, пирокластов и субвулканических интрузий перидотитов... Зоны офиолитов и коматиитов — это зоны растяжения (рифтогенеза) земной коры" (там же, с. 26).

С.С. Зимин с соавторами указывают на методические ошибки, допускаемые при решении вопроса, к какой системе относятся гипербазиты — интрузивной или тектонической? Прежде всего главное значение придается не первичным признакам гипербазитов и офиолитов, возникающим при их образовании, а вторичным особенностям (тектонические контакты и др.), приобретенным ими в процессе эволюции геологических структур. Далее, новая концепция о генезисе гипербазитов полностью основана на изучении лишь дунит-гарцбургитовой формации, породы которой в наибольшей степени затронуты серпентинизацией, затушевывающей структуры первоначальных пород. Не всегда также учитывается существование в природе различных сообществ гипербазитов, габбро и вулканитов.

Важнейшим недостатком теории сотрудников ГИНа кажется отрицание ею возможности полициклического развития геосинклиналей. Все основные положения теории и предлагаемый ею принцип тектонического районирования предусматривают необратимое развитие земной коры. Достаточно определенно это высказал А.В. Пейве [1980]: "В результате формационного анализа было доказано, что развитие земной коры имеет стадийный характер и что одни и те же стадии не повторяются дважды или несколько раз на одном и том же месте, как до сих пор думают сторонники полициклического развития геосинклинальных систем"

(с. 100). С этим положением, вероятно, не согласятся многие исследователи. Цикличность — основное свойство всех процессов развития как в органическом, так и в неорганическом мире. Полициклическое развитие геосинклинальных систем устанавливается на примерах Урала [Штейнберг, 1969 и др.], Казахстана [Щерба, 1971; Есенов и др., 1973], Монголо-Охотской области [Турбин, Кириллова, 1975], Сихотэ-Алиня [Красный, 1977] и др. Полициклическое развитие значительной части, если не большинства, геосинклиналей определяется признаваемой многими исследователями (в том числе и А.В. Пейве) периодической сменой напряжений растяжения и сжатия. Учет полициклического формирования складчатых областей имеет большое практическое значение, так как в циклах могут в какой-то степени повторяться залежи тех или иных полезных ископаемых, в результате чего потенциальные запасы этих ископаемых удваиваются, утраиваются и т.д. При этом от цикла к циклу обычно несколько изменяются составы формаций и руд, т.е. проявляется и направленность развития. Характерным примером может служить нередкое изменение колчеданной минерализации, свойственной нижним циклам развития складчатых областей, на колчеданно-полиметаллическую в более верхних циклах.

Весьма положительно оценивая попытку А.В. Пейве и сотрудников соединить геосинклинальную теорию и некоторые концепции тектоники плит, следует все же сделать вывод, что теория, полученная в результате этого синтеза, наряду с достоинствами, имеет и существенные недостатки.

### Современная геосинклинальная теория

Таким образом, тектоника плит не может быть оценена как вполне законченная теория, способная удовлетворительно объяснить все геологические явления. Шагом вперед являются представления сотрудников ГИН, в значительной мере базирующиеся на геосинклинальной теории с учетом результатов работ в океанах и положительных сторон тектоники плит. Очевидно, это наиболее правильный путь для получения теории, соответствующей современным знаниям геологии континентов и океанов.

Не претендуя на создание новой геотектонической теории, суммируем наши представления, сформировавшиеся в результате, во-первых, анализа различных геотектонических теорий, во-вторых, использования материалов по геологии Востока СССР и Тихого океана. Эти представления условно назовем современной геосинклинальной теорией. Сделанный ранее анализ [Власов, 1979в] показал приемлемость геосинклинальной теории как общей теоретической основы при решении вопросов, касающихся магматогенно-рудных систем.

### *Сравнение геологических условий и структур континентов и океанов*

Существуют различные мнения о соотношениях геологических условий и структур континентов и океанов: 1) отстаивающие их тождество, 2) предполагающие специфичность развития структур океана, 3) защищающие принципиально сходное течение геологических процессов на континентах и под океаном, но признающие количественные различия в составах магма-

тических продуктов и существенные отличия океанических структур от континентальных; последнее связано преимущественно с нахождением океанических структур на более ранних стадиях эволюции по сравнению с континентами.

Сторонники первой точки зрения [Пронин, 1973; Орленок, 1982; Соловьев, Кириллова, 1978; и др.] указывают на сходную структуру земной коры и мантии океанов и континентов, близость составов континентальных и магматических пород, признаки недавнего значительного погружения дна океана, возможно связанного с обрушением континентальных сиалических масс.

Крайними сторонниками специфичности структуры океана являются последователи тектоники плит. Ложе океана, по их представлениям, — поверхность литосферной плиты, движущейся в сторону континента. Формированию океанической коры и общим условиям растяжения в срединно-океанических хребтах противостоят сжатие у краев континента и разрушение здесь океанической коры, переработка ее в континентальную. О малой обоснованности подобных представлений уже говорилось выше.

Более умеренные сторонники взглядов о геологических различиях континентов и океанов указывают на вероятные отличия вещества и структуры мантии под континентами и океанами, различия континентальной и океанической коры, а также составов магматических пород континентов и океанов.

Как подчеркивают многие авторы, кора океанов все же существенно отличается от коры континентов меньшей мощностью и преимущественным развитием второго ("базальтового") слоя. Проявления гранитоидов здесь достаточно эпизодичны и приурочены они обычно к микроконтинентам — остаткам континентальной коры и намечающимся "ядрам сиализации". Также редко встречающиеся на океанических островах кислые вулканические породы представляют продукты дифференциации базальтовой магмы [Поляков, Муравьева, 1983; и др.]. Близость составов определенных типов пород континентов и океанов (толеитовых базальтов, щелочных оливиновых базальтов и др.) понятна, так как процессы магматизма в обоих случаях принципиально одинаковы. Сравнение состава платобазальтов Сибирской платформы и океана позволило Г.В. Нестеренко и др. [1983] сделать вывод об идентичности составов и отсутствии какой-либо принципиальной разницы в характере формирования этих базальтов. Небольшие вариации составов океанических и континентальных толеитов касаются прежде всего содержаний Fe, Ti и Mg. Щелочные оливиновые базальты континентов по сравнению с океаническими незначительно обогащены кремнеземом, алюминием, калием, окисью железа, но обеднены магнием и закисью железа. Небольшие вариации в химических составах и изотопных соотношениях континентальных и океанических базальтов отражают меньшую степень дифференциации вещества мантии под океанами, меньшую истощенность ее наиболее подвижными компонентами. Об этом свидетельствует также развитие менее дифференцированных разностей гипербазитов с большим содержанием летучих компонентов во внешней, океанической, части Тихоокеанского пояса [Зимин, 1973а]. Широкое распространение на океанических островах щелочных базальтов может быть связано с относительно спокойными в геотектони-

ческом отношении условиями магматической дифференциации в пределах "талассократонов". Продолжительная дифференциация базальтовой магмы в очагах могла способствовать проявлению анортозитовой тенденции с отсадкой кристаллов плагиоклаза, обособлению мегаплагифирированных лав и развитию в остаточной магме щелочного направления дифференциации. Это один из вариантов. Распространены представления и о более глубинном образовании щелочных базальтов по сравнению с толеитовыми.

Что касается возможности образования океанов, в частности Тихого, в результате обрушения континентальной коры, то она кажется маловероятной. Критерии отнесения пород дна океанов к мелководным или глубоководным образованиям и продуктам субазрального выветривания недостаточно определены, и многие примеры, приводимые сторонниками недавнего значительного (на несколько тысяч метров) опускания дна океана, обязаны неверной интерпретации фактов. Так, А.А. Пронин [1973] считал марганцевые конкреции мелководными образованиями, впоследствии опущенными на большую глубину. Но достаточно хорошо установлено, что количественные отношения окиси марганца к окиси железа больше в глубоководных отложениях, чем в мелководных. Вулканические пеплы на дне океанов, по мнению А.А. Пронина, отлагались на суше, а затем были погружены на глубину. Но пеплы с больших глубин Тихого океана, изученные М.А. Репечкой [1973], оказались очень своеобразными: это скопления шариков, полусфер, сегментов вулканического стекла, образовавшихся при растрескивании под водой экструзивных тел кислой лавы, т.е. они представляют гиалокластиты. Субазральное происхождение этих "пеплов" исключается из-за проявления в них градационной слоистости.

Казалось бы определенным доказательством больших недавних опусканий дна океана являются подводные плосковершинные вулканы-гиготы, располагающиеся сейчас на глубинах до 5000 м. Выровненность их вершин до последнего времени объяснялась абразией. Вулканолог Г. Тазиев [1980], лично наблюдавший подводные извержения и изучивший плосковершинные вулканы Афара, установил, что подобная форма свойственна всем подводным вулканам независимо от глубины их образования и не связана с абразионной деятельностью.

Вопреки мнению большинства исследователей об относительной древности Тихого океана В.В. Орленок [1982] связывает его образование с опусканиями больших площадей континентов на границе мелового и палеогенового времени и с возникновением в это время больших масс воды вследствие взаимодействия силикатно-кислородной коры с восстановительной, богатой водородом, средой мантии. С этим предположением не согласуется почти полное отсутствие в притихоокеанских районах отложений морского палеоцена. Эпизодическое появление маломощных грубообломочных толщ этого возраста показывает, наоборот, на развитие континентальных условий в палеоцене. Трансгрессивные условия проявляются лишь в эоцене или в олигоцене. Против значительных опусканий континентальной коры в кайнозое говорит и последовательное наращивание сиалической коры на континентальных окраинах Тихого океана, например в Японии, Восточной Австралии. В Японии древние массивы последовательно облекаются геосинклинальными складчатыми образованиями па-

леозоя, мезозоя, мела—палеогена, неогена. В Восточной Австралии последовательно развивались, перемещаясь в сторону океана, геосинклинальные прогибы с возрастом от ордовика до позднего неогена. Анализ распределения палеофаун в Тихоокеанском подвижном поясе [Палеобиогеографический. . . , 1979] показал существование крупного океанического бассейна (или бассейнов) и проявление условий свободного обмена фаун различных океанических провинций еще с начала палеозоя.

С позиций образования как земной коры, так и других оболочек Земли путем дифференциации вещества мантии логично полагать, что образование гидросферы и атмосферы происходило параллельно с формированием пород коры.

Исследования в океанах показали, что и в их пределах проявилось присущее континентальным структурам чередование напряжений растяжения и сжатия [Пейве, 1975]. Изучение разрезов океанических скважин установило относительную синхронность тектонических движений мезозоя и кайнозоя на континентах и в океанах [Пронин, 1978]. В пределах океанов наблюдаются ранние звенья эволюционной цепи структур, присущих континентам. Широкое распространение в океанах примитивных толетитов указывает на раннюю стадию дифференциации мантийного вещества в пределах большей части их площади. Развитие спилитов, зеленокаменных пород и проявление ультрабазитового магматизма в срединно-океанических хребтах говорит о вступлении их в начальный геосинклинальный этап — сходство магматических формаций этих хребтов с эвгеосинклинальными формациями бесспорно. На островных поднятиях в периферических частях срединно-океанических хребтов проявляется известково-щелочной магматизм, типичный для островных дуг. Все это говорит о сходной эволюции тектономагматических процессов в океанах и на континентах, проявляющейся последовательным развитием структур: догеосинклинальных (вулканические поднятия), начальное геосинклинальных (срединно-океанические хребты), собственно геосинклинальных (эвгеосинклинали, островные дуги), орогенных (краевые вулканические пояса, краевые прогибы, сводовые поднятия и континентальные рифты).

Таким образом, при принципиально сходном геологическом развитии океанов и континентов особенности океанических магматических формаций и структур объяснимы проявлением в океанах более ранней стадии эволюционного развития коры, меньшей дифференцированностью и малой истощенностью верхней мантии под океанами, меньшей дифференциацией составов магматических пород. Как следствие этого — металлогенические условия подокеанических площадей отличаются от таковых континентов. Рудный спектр океана значительно более узкий и характеризуется преимущественно сидерофильной и халькофильной минерализацией, присущей ранним стадиям геосинклинального развития [Смирнов и др., 1975].

Можно сделать следующий вывод из сказанного: резкой грани между геологией континентов и океанов не существует и нет необходимости разрабатывать для океанов какую-то особую геотектоническую теорию. Новейшие данные о геологии океанов следует учитывать для корректировки и дальнейшего развития геосинклинальной теории.

1. Образование Земли сопровождалось дифференциацией сильно нагретого аккреционного материала и обособлением ядра и мантии в самом раннем этапе ее существования как планеты.

2. Первичная земная кора имела базитовый (и ультрабазитовый) состав.

3. Основа механизма движений земной коры — глобальная смена напряжений растяжения и сжатия, проявляющаяся в пределах как континентов, так и океанов. Причина этого явления планетарная или космическая.

4. Помимо глобальных проявлений, растяжение и сжатие определяются и местными тектоническими условиями. Блоки с различными знаками напряжений образуют сопряженные "тектонопары", геоморфологически выраженные соседними поднятиями и опусканиями.

5. Геосинклинальные (складчатые) области и платформы являются основными структурными элементами Земли.

6. Главный результат геосинклинального развития — формирование континентальной коры. Параллельно с этим может происходить и деструкция земной коры.

7. Заложение геосинклиналей происходит в эпохи растяжения на океанической или континентальной коре (в последнем случае — посредством рифтообразования).

8. Развитие геосинклиналей связано с подачей энергии и магматических продуктов по глубинным разломам типа зон Заварицкого—Беньофа.

9. Первичный источник магматических продуктов и руд — мантия. В земной коре происходит дополнительное перераспределение вещества. Гидросфера и атмосфера также обязаны своим образованием дифференциации вещества мантии. Гидрохимическая зональность приповерхностных зон Земли — результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

10. Мантия неоднородна. В частности, под океанами вещество мантии менее дифференцировано. Плотностные неоднородности мантии создают предпосылки для перемещения вещества и тектонических движений.

11. Смена напряжений растяжения и сжатия определяет глобальную и местную периодичность тектонических движений, а также полицикличность развития большинства геосинклиналей.

12. Эндогенные геологические процессы в пределах континентов и океанов в принципе одинаковы. Некоторые отличия океанических структур и магматических продуктов от континентальных обусловлены нахождением океанических площадей на более низкой стадии эволюционного развития.

13. Океанические и континентальные структуры составляют общий эволюционный ряд структур: вулканические поднятия на дне океана → срединно-океанические хребты → эвгеосинклинали → островные дуги → краевые вулканические пояса, краевые прогибы → сводовые поднятия и континентальные рифты.

14. Орогенез — непосредственное продолжение собственно геосинклинального процесса в эпоху преобладающего сжатия.

15. Активизация тектономагматических процессов на устойчивых структурах — отражение закона Карпинского о сопряженном развитии геосин-

клиналей и соседних платформ и результат поступательно-возвратного движения геологического процесса.

16. Закономерные движения литосферы, создающие протяженные складчатые области, усложняются общим блоковым строением земной коры.

17. Горизонтальные движения блоков литосферы сравнительно ограничены как по скорости движения, так и по суммарным перемещениям.

18. Вертикальные движения земной коры в значительной степени определяются гравитационной дифференциацией вещества коры и мантии.

19. Геосинклинальные области — системы, элементами которых являются структурно-формационные зоны. Прибрежные районы Восточной Азии — модель краевой геосинклинальной системы восточноазиатского типа. Главные элементы этой системы: глубинный разлом (зона Бенюфа), выход которого на дне океана геоморфологически выражен океаническим желобом; внешняя дуга; внутренняя вулканическая (андезитовая) дуга; тыловой прогиб (занятый краевыми морями); краевой вулканический пояс. Большинство этих элементов свойственно и геосинклинальным системам других типов.

Высказанные положения уточняются и обосновываются ниже.

### *Типы геосинклиналей*

Наиболее значительными достижениями геосинклинальной теории в последние десятилетия были представления о непосредственной связи геосинклинального развития с глубинными процессами и понимание островодужных комплексов как современных геосинклиналей. Стало ясно, что сейчас уже нельзя в качестве геосинклиналей выделять отдельные прогибы с мощными осадками. Под наименованием ортогеосинклиналей необходимо классифицировать геосинклинальные системы, связанные с глубинными разломами, включающие при полном развитии, кроме фронтальных зон (внешние эвгеосинклинальные прогибы, островные дуги), также и тыловые зоны (краевые и перикратонные прогибы, краевые вулканические пояса).

Развитие тыловых зон происходит в едином тектоническом ритме со всей геосинклинальной системой, они содержат формации, общие с эвгеосинклинальной зоной (флиш, некоторые магматические образования). Рассмотрение краевых структур в составе геосинклинальных систем полезно для успешного прогнозирования месторождений полезных ископаемых. Стратиформные и жильно-метасоматические рудные формации образуют протяженные латеральные ряды, распространяющиеся от эвгеосинклинальных зон до краевых прогибов включительно. Отделять краевые структуры от других геосинклинальных зон — значит искусственно обособлять стратиформные месторождения от их источника и от других звеньев рудной цепи.

При выделении геосинклиналей как систем часть зон, относимых некоторыми авторами к "негеосинклинальным подвижным структурам", "структурам автономной активизации" или "самостоятельным орогенным структурам", войдет в системы в качестве их равноправных членов. Как показал выполненный анализ [Власов, 1979д], для выделения орогенов в качестве особого класса структурных элементов Земли наряду с

платформами и геосинклиналями нет оснований. Орогенез — непосредственное продолжение геосинклинального процесса и геосинклинальные системы должны были бы именоваться геосинклинально-орогенными. Вместе с тем невозможность разделения орогенических и "активизационных" структур, обладающих одинаковыми формационными рядами и однотипной минерализацией, теперь достаточно подтверждена опытом металлогенического анализа и практикой геологических работ [Рудносность... , 1981].

Необходимость классифицировать не отдельные геосинклинальные прогибы, а геосинклинальные системы, включающие закономерно построенные латеральные ряды структурно-формационных зон с различным вещественным выполнением, препятствует осуществлению, казалось бы, наиболее объективной классификации геосинклиналей по вещественному (формационному) выполнению. По такому принципу построена классификация М.В. Муратова [1963]. Она с успехом может быть использована для отдельных прогибов (зон), но неприемлема для геосинклинальных систем в целом.

При выборе признаков классификации естественно было учесть опыт классификации геосинклиналей сторонниками концепций тектоники плит [Карри, 1978; Фишер, 1978; и др.]. В основу выделения типов геосинклиналей сторонниками тектоники плит положено следующее: 1) примеры современных областей накопления осадков без учета вероятного изменения условий в течение геологического времени; 2) представления о субдукции океанических литосферных плит и аккреции осадков путем "соскребаания" их при субдукции; 3) убежденность в приуроченности геосинклинальных процессов и орогенеза только к краям плит; 4) необязательность сопряжения геосинклиналей с глубинными разломами; 5) отнесение орогенеза к случайным явлениям, обусловленным столкновениями плит между собой или с другими структурами; 6) отрицание тектономагматических циклов как закономерных явлений; 7) представления о неограниченном числе возможных вариантов геосинклиналей из-за различной конфигурации плит, сложности их движений, изменений скорости субдукции, возможности одновременного существования различных типов геосинклиналей по краям конвергирующих плит [Карри, 1978].

Отрицание каких-либо тектонических закономерностей, отношение к каждому процессу как к случайному явлению при классификации геосинклиналей грозит выделением бесчисленного множества плохо охарактеризованных типов. Это заставляет осторожно относиться к принципам и попыткам классификации геосинклиналей сторонниками тектоники плит. О преждевременности отказа сейчас от геосинклинальной тектонической терминологии и перехода на актуалистическую морфологическую терминологию, предлагаемую сторонниками тектоники плит, пишет В.Е. Хаин [1981]. Очевидно, большими преимуществами будет обладать классификация, учитывающая известные закономерности тектономагматических, рудообразующих и прочих процессов и дающая перспективу широкого использования формационного анализа для выявления новых закономерностей. По такому пути шли исследователи, материалы которых частично использованы в предлагаемой классификации [Иванкин и др., 1970; Иванкин, 1971а; Зоненшайн, 1972; Боголепов, 1974; Хаин, 1974].

За основным признаком в данной классификации ортогеосинклиналей принято соотношение геосинклиналей с континентальными массивами, чем в значительной степени определяется тип земной коры основания. Последнее же обуславливает тот или иной состав геосинклиналичного выполнения. Тип земной коры оказывает глубокое влияние на развитие и вещественное выполнение геосинклиналей не столько из-за контаминации глубинных магм коровым материалом (она, по-видимому, не так уже значительна), сколько потому, что тип коры отражает состав, состояние нижележащей мантии, степень ее дифференциации и истощения. Кроме того, от мощности коры зависит ее проницаемость для мантийных магматических продуктов. Поэтому в крайних случаях развития геосинклиналей на океанической коре (энсиматических) или на континентальной (энсиалических) различия их весьма контрастны.

Особого внимания заслуживает вопрос о взаимоотношениях геосинклиналей и рифтов. Имеется тенденция обособлять рифтогенез как специфический процесс, независимый от развития геосинклиналей. Она проявляется у Е.Е. Милановского [1977], который признает связь геосинклиналичного процесса с рифтогенезом в древнейшие геологические эпохи и отрицает подобную связь в фанерозое.

Противопоставление рифтов и геосинклиналей лишено оснований. Как те, так и другие возникают в условиях растяжения земной коры, формирования глубинных разломов, разуплотнения вещества верхних частей мантии, развивающегося базитового и щелочного магматизма. Значительная часть, если не большинство, геосинклиналей в начальные стадии представляли рифты. Структуры первоначальных рифтов обычно перерабатываются, иногда нацело уничтожаются при последующих геосинклиналичных процессах. Щелочные базальты среди продуктов инициального магматизма геосинклиналей встречаются нередко, но обычно они объясняются влиянием на состав геосинклиналичных магматических продуктов сиалического основания.

Правда, далеко не всегда за рифтообразованием следует геосинклиналичный процесс. Формации континентальных рифтов, образующихся в условиях мощной сиалической коры при позднем орогенном или посторогенном растяжении коры, отличаются специфическим ультрабазито-щелочным составом и не сменяются во времени геосинклиналичными формациями. Развитие континентальных рифтов предшествует формированию чехлов платформы.

Сложным является также и вопрос о соотношениях геосинклиналей с шовными прогибами и авлакогенами. Взаимоотношения этих структур усложняется поступательно-возвратным характером как развития отдельных геосинклиналичных систем, так и общей эволюции структур земной коры от геосинклиналичных к платформенным. Эта эволюция характеризуется многократной ритмичностью и повторяемостью сходных переходных структур и рядов геологических формаций. Очень длительное развитие платформ, растягивающееся обычно на несколько тектономагматических циклов, обуславливает продолжительное существование структур, промежуточных между геосинклиналично-орогенными и платформенными [Белоусов, 1982; Рудоносность ... , 1981]. К числу подобных структур относятся шовные прогибы, нередко образующие каркас сложных мозаичных

геосинклинальных систем, но иногда представляющие одиночные специфического характера прогибы.

Авлакогены в своей основе являются шовными или рифтовыми структурами. Они часто непосредственно сопряжены с геосинклиналями, иногда представляют прямые ответвления от них. Циклы их развития (с растяжением в ранних стадиях и сжатием в поздних) синхронны с циклами сопряженных геосинклиналей. Ограничивающие их разломы, устанавливаемые сейсмическими методами, пересекают земную кору и уходят в мантию. Первоначальное растяжение вызывает поступление по разломам магматического материала основного состава. Последующее сжатие прекращает магматические процессы, и оставшийся авлакогенный "рубец" заполняется осадками. Представляется, что авлакогены — это преимущественно недоразвившиеся до настоящих геосинклиналей шовные прогибы и рифты. Они показывают определенную степень консолидации основания, при которой процесс дальше рифтообразования не идет. Если шовные прогибы, образующие каркас мозаично-блоковых геосинклиналей, останутся в рудиментарной форме и полностью компенсируются осадками лишь при опускании субплатформы, то подобные шовные прогибы, очевидно, будут названы авлакогенами. По-видимому, прав С.А. Несмеянов [1970], считающий, что "авлакогены могут рассматриваться как унаследованные рудиментарные субгеосинклинальные структуры" (с. 16). Все эти соображения заставили отразить в классификации тесные связи между геосинклиналями, рифтами и авлакогенами и подчеркнуть трудности их разграничения.

Предлагаемая классификация геосинклиналей составлена под значительным влиянием геологических материалов по Тихоокеанскому подвижному поясу. Однако выяснившаяся необоснованность существовавших ранее мнений о специфичности геологических процессов в обрамлении Тихого океана [Власов, 1976а] позволяет распространить эту классификацию на другие сегменты Земли. Уникальность Тихоокеанского подвижного пояса не в том, что ему присущи какие-то особые геологические процессы, необычные структуры и формации, а в том, что в нем геологические закономерности четче проявлены и их легче выявлять, чем, например, в сложных структурных условиях Средиземноморья или Центральноазиатского складчатого пояса.

Геосинклинали подразделяются на ортогеосинклинали с полным рядом структурно-формационных зон геосинклинальные прогибы короткого периода развития с редуцированной зональностью. В соответствии с распространенным делением складчатых областей по морфологии в плане и по внутренней структуре — на линейные и мозаичные, такое же деление принято и для ортогеосинклиналей (табл. 2, 3).

Описания некоторых типов уже давались в ранее опубликованных статьях [Власов, Попкова, 1978; Власов и др., 1978а; Власов, 1983б]. Отметим главнейшие особенности структуры и развития разнотипных ортогеосинклиналей, определившие в основном формационный состав выполнения.

**Линейные ортогеосинклинали.** 1. Океанические ортогеосинклинали (восточноазиатский тип) характеризуются резко асимметричным строением. Они в значительной мере являются эталонными и содержат обычно полный ряд структурно-формационных зон: внешний (фронтальный) прогиб, центральный (междуговой) прогиб, островную дугу, тыловой прогиб,

## Типы геосинклиналей

## I. Ортогеосинклинали

## А. Линейные

1. Океанические (восточноазиатский тип)
2. Крайно-континентальные (андийский тип)
3. Межконтинентальные (средиземноморский тип)
4. Внутриконтинентальные (уральский тип)
5. Околоскандинавские шельфовые (атлантический тип)?
6. Эпикратонные (верхооянский тип)?

## Б. Мозаичные

- |   |  |
|---|--|
| 1. Континентально-блоковые (алтае-саинский тип)                                   | а) междуерные (саинский подтип)                          |
|   | б) межблоковые (байкальский подтип)                      |
| 2. Континентально-мозаичные (казахстанский тип)                                   | а) полного развития (чингизский подтип)                  |
|   | б) редуцированного развития (североприбалхашский подтип) |
|   | в) авлакогенали (ишим-каратауский подтип)                |
| 3. Петельчатые прототгеосинклинали – зеленокаменные пояса (тип Русской платформы) |  |

## II. Геосинклинальные прогибы короткого периода развития

1. Шовные прогибы (сибирский тип)
2. Рифтовые прогибы (сауксанский тип)
3. "Континентальные" геосинклинали или тетрагеосинклинали (среднеазиатский тип)
4. Авлакогены (донбасский тип)

краевой вулканический пояс. Внешний прогиб, соответствующий выходу зоны Заварицкого–Беньофа, часто далеко выступает в океан, почему данная система и получила наименование океанической, хотя большая часть ее размещается в пределах краевых морей и краин континентов. Соответственно с этим фронтальная часть системы в общем случае развивается на коре океанического или переходного типа, тыловая – на континентальной. Система включает широкую гамму магматических пород, отражающую последовательную сиализацию земной коры. Во внешних прогибах эти породы представлены преимущественно базальтами, ультрабазитами, плагиогранитами, в островных дугах – андезито-дацитодиоритовой ассоциацией, в краевых вулканических поясах – липаритами и нормальными гранитами. В связи с этим разнообразны и месторождения полезных ископаемых, среди которых наибольшее практическое значение имеют медно-колчеданные и полиметаллические, медно-молибдено-порфиновые, редких металлов.

2. Крайно-континентальные ортогеосинклинали (андийский тип) также асимметричны и связаны обычно с более полого наклоненными зонами Заварицкого–Беньофа. Они развиваются вдоль краев материков с мощной (до 70 км) континентальной корой, что обуславливает развитие в геосинклиналях преимущественно андезитов (отличающихся повышенными содержаниями кремнезема и щелочей) и кислых вулканитов (игнимбригов), а также крупных гранодиоритовых и гранитных интрузий. Базальтов и ультрабазитов в такого типа системах мало, внешние прогибы, где обычно

Таблица 3

## Особенности различных типов ортогеосинклиалей

Характеристики	Линейные ортогеосинклинали			
	Океанические (восточноазиатский тип)	Окраинно-континентальные (индийский тип)	Межконтинентальные (средиземноморский тип)	Внутриконтинентальные (уральский тип)
1	2	3	4	5
Расположение по отношению к континентам	В океане, чаще в относительной близости к берегам континентов	Непосредственно у края континентов	Между двух континентов	Внутри континентов в рифтовой впадине
Форма, размеры	Дугообразная (радиусы дуг 1000–2500 км)	Почти прямолинейная, протяженность до многих тысяч километров	Дугообразная, усложненная срединными массивами (а также надвигами, покровами), протяженность тысячи километров	Почти прямолинейная, с несколькими редкими изгибами; протяженность до многих тысяч километров
Тип земной коры основания	Эвгеосинклинальной зоны — часто океаническая, миогеосинклинальной — континентальная и переходная	Континентальная большей мощностью (до 50–70 км)	В ранних циклах иногда океаническая, в поздних — континентальная; часто утоненная континентальная	Океаническая (вторичная), местами с реликтами континентальной
Последовательность расположения структурных элементов геосинклинальной системы	О — Ж/Б — Вш — Вн — М (?) — Т — ВП — К	О — Ж/Б — Вш (?) — Вн — ВП — Т — К	К — ВП — Т — Вн — М — Вш/Б — Т — К	К — Т — Вн — Б — Вш — Б — Вн — ВП — К
Наиболее развитые формации	Ультрабазитовая, спилито-кератофировый комплекс формаций; андезитовая, флишопидно-граувакковая, туфовый флиш, вулканогенные молассы. Плагииграниты, диори-	Щелочно-андезитовая, молассы. Интрузии гранитоидов	Ультрабазитовая, андезитовая, "блестящих сланцев" (аспидная), флишевая, молассы	Спилито-кератофировый и сиенито-диабазо-порфировый комплексы формаций, порфиритовая (метандезитовая) формация, флиш. Крупные интрузии гипербазитов, плагииграниты

Мозаичные ортогеосинклинали				
Околоматериковые шельфовые (атлантический тип) ?	Эпикратонные (верхоянский тип) ?	Континентально-блоковые (алтае-саинский тип)	Континентально-мозаичные (казахстанский тип)	Петельчатые протогоосинклинали-зеленокаменные пояса (тип Русской платформы)
6	7	8	9	10
Вдоль берега океана на шельфе и континентальном склоне	Внутри континентов	Внутри континентов между сиалическими ядрами и тектоническими блоками	Внутри континентов на срединных массивах и вдоль глубинных разломов	—
В виде ломаной линии протяжением в многие тысячи километров	Широкие (десятки км), протяженные (до сотен км) дугообразные с субпараллельными глубинными разломами	Ячеистая, с величиной ячей в поперечнике чаще в сотни и первые тысячи километров	Мозаичная, полигональная с величиной сторон в сотни и первые тысячи километров	Изометричные или петельчатые (среди небольших срединных массивов), протяженность многие сотни до тысяч километров
Сокращенная континентальная, на океанических окраинах — океаническая	Континентальная (утолщенная)	Континентальная и океаническая (контрастное сочетание)	Континентальная, местами вторичная океаническая	Океаническая или незрелая, с сокращенной мощностью, субконтинентальная
О — Вш/Б (?) — Т — К	К — ВП (?) — Т — Вн (?) — Вш (?) — М	М — Т — Вш/Б — Вн — ВП — Т — М	М — ВП — Т — Вш — Т — ВП — М	М — Вр — З — Вр — М
Шельфовая терригенная, дельтовая терригенная, эвапоритовая, карбонатная, диабаз-базальтовая	Терригенная, песчано-сланцевая, карбонатная, флишопидная, андезитовая, базальтовая, габбро-диабазовая; интрузии диоритов, гранодиоритов, гранитов	Гипербазитовая, спилито-кератофировый комплекс, андезитовая, субщелочная, дацито-липаритовая, карбонатная формации	Гипербазитовая, толеит-базальтовая, андезит-базальтовая, трахидацитовая, липаритовая, игнимбритовая, известково-терригенная, флишевая, молассовая	Зеленокаменные осадочно-вулканогенные комплексы (базальт-андезит-дацит-липаритовые). Джеспилитовая, граувакковая, аспидная формации. Туфовый флиш. Ультраметаморфические породы.

Таблица 3 (окончание)

	2	3	4	5
	ты, гранит-порфиры			
Типичная полезная минерализация	Ti, Cr, Ni, Co, пропилитовый рудный ряд с Cu, Mo, Zn, Pb, Sb, As, Hg, S, Sn, W	Cu—Mo и Cu (порфиновые руды), полиметаллические месторождения, Au, Ag, Hg, S	Cr, Ni, Co, Cu—Mo, полиметаллические месторождения	Cr, Ni, Co, Fe, Cu, Zn, As и др.
Другие особенности	Преобладающий андезитовый состав пород с соответствующим профилем руд	Обилие игнибригов. Общий среднекислый состав пород и нередко повышенная их щелочность	Многokратная регенерация геосинклинальных структур. Преобладание вулканитов среднего состава и соответствующего состава руд	Преобладание пород и руд фемического профиля. Залегание в низах разреза рифтогенных фаций
Примеры	Курило-Камчатская дуга	Анды	Восточные Карпаты	Урал

Примечание. О — океан; К — континенты; М — срединные массивы; Б — зоны Заварицкого—Беньофа; Ж — океанические желоба (фронтальные прогибы); Вр — вертикальные глубинные разломы; Вш — внешние прогибы (дуги); Вн — внутренние

сосредоточиваются эти породы, выражены плохо, некоторыми авторами их существование вообще отрицается.

Структурно-формационные зоны в системе сжаты, часто до ширины в немногие десятки километров, островные дуги при этом почти совмещены с краевыми вулканическими поясами. Краевые прогибы представляют хорошо выраженные протяженные линейные структуры.

В андийском типе весьма многочисленны медно-молибдено-порфиновые, золото-серебряные и полиметаллические месторождения.

3. Межконтинентальные ортогеосинклинали (средиземноморский тип) регенерированы на более древних складчатых сооружениях в связи с развитием глубинных разломов, в том числе зон Заварицкого—Беньофа. Кора

	6	7	8	9	10	
					Ультрабазиты. Гнейсы и кристаллические сланцы	
Угли, соли		Стратиформные медные и полиметаллические, медно-никелевые, полиметаллические месторождения, железистые кварциты	Cr, Ti, Ni, Co, Cu, Mo, полиметаллические месторождения, W, Sn, редкометалльные месторождения	Cu, Mo, полиметаллические месторождения, редкометалльные месторождения, Fe—Mn		Железные руды, высокоглиноземное сырье. Колчеданные руды, фосфориты
Небольшое количество магматических пород. Преобладание мелководных морских, терригенных, известняковых и эвапоритовых отложений. Широкое участие дельтовых осадков		Часто шовный характер. Амагматичность ранней стадии развития. Преимущественное развитие терригенных песчано-сланцевых толщ. Интенсивный магматизм в средней и позднюю стадии развития. Территориальная сопряженность с краевыми вулкано-плутоническими поясами	Резкая контрастность состава магматических пород и руд: с одной стороны фемических, с другой — салических	Развитие формаций позднего геосинклинального и орогенного этапов. Нередкое присутствие рифтогенных образований		Преобладание приразломных осадочно-вулканических толщ. Слабая литофациальная дифференциация. Слабое проявление магматизма поздних стадий. Тоналитовый фундамент. Присутствие коматитов и высокомагнезиальных базальтов
Атлантическое побережье Северной Америки, южный край Австралии		Верхоянье, герциниды западной Европы, Гималаи (?)	Алтае-Саянская область, Прибайкалье	Центральный Казахстан		Русская платформа, Канадский щит

вулканические прогибы (дуги); Т — тыловые прогибы; ВП — краевые вулканические пояса; З — зеленокаменные прогибы.

основания их в большинстве случаев континентальная, и лишь в местах значительных раздвигов блоков континентальной коры при регенерации геосинклинального режима проявляется океаническая или утоненная континентальная кора. Эти обстоятельства обусловили многочисленность срединных массивов и сложность конфигурации отдельных прогибов. Расположение последних между жесткими массивами способствовало интенсивной складчатости с развитием надвигов и покровов. Влияние сиалической коры основания геосинклиналей проявляется в быстрой смене инициальных базальтовых или андезитовых лав относительно кислыми магматическими продуктами. Иногда начальный магматизм выражается лишь внедрениями ультрабазитов вдоль глубинных разломов, как, например,

в Восточных Карпатах. Краевые вулканические пояса рассредоточены и размещаются в виде узких извилистых зон между срединных массивов и лишь в местах пересечения разломов образуют более крупные узлы. Наибольшее развитие в системе имеют руды, связанные с андезитами, гранитоидами, ультрабазитами и щелочными комплексами.

4. Внутриконтинентальные ортогеосинклинали (уральский тип). Особенности геосинклиналей этого типа в значительной степени определяются тем, что их заложение связано с развитием рифтов. Отсюда их двусторонняя, хотя и не полная симметрия, несформированность местами континентальной коры, исключительно большие масштабы базальтового и ультрабазитового магматизма и широкое проявление руд фемического профиля. Другие особенности системы: линейная форма, сравнительно небольшая ширина при огромной протяженности, хорошо сформированный краевой прогиб, полицикличность развития, последовательное перемещение тектономагматических процессов по простиранию системы. В этом типе проявляются, правда, не столь отчетливо, как в других геосинклинальных системах, глубинные разломы типа зон Заварицкого—Беньофа, внешние эвгеосинклинальные прогибы, островные палеодуги, краевые вулканические пояса.

5. Околосредиземноморские шельфовые ортогеосинклинали (атлантический тип). Отнесение этих систем к ортогеосинклиналям до некоторой степени условно, так как нет уверенности, что им свойствен инициальный базальтовый магматизм. В пределах наклоненных в сторону океана краев континентов известны мощные (до 14—16 км) "клинья" осадочных, преимущественно мелководных морских и дельтовых отложений, содержащих редкие дайки и небольшие интрузии базальтов и диабазов. Континентальная (с несколько уменьшенной мощностью) кора основания, так же как и сами отложения, разбита сбросами с опущенными в сторону океана крыльями. Имеются следующие основания предполагать возможность наличия эвгеосинклинальной зоны в атлантическом типе: 1) положительная линейная магнитная аномалия, протягивающаяся в Атлантическом океане вблизи западного берега; К.Л.Дрейк и др. [Drake et al., 1968] предполагают, что эта аномалия связана с эвгеосинклинальными магматическими породами; 2) по заключению Р.С.Диетца и Д.К.Холдена [Dietz, Holden, 1966], эвгеосинклинальная зона устанавливается у палеозойских и протерозойских палеоаналогов геосинклиналей атлантического типа; 3) отложения геосинклиналей атлантического типа очень сходны с образованиями краевых прогибов, поэтому естественно предполагать нахождение в прибрежной части Атлантического океана и фронтальных зон геосинклинальной системы.

6. Эпикратонные геосинклинали (верхоянский тип) также условно отнесены к ортогеосинклиналям. Многие авторы не без оснований считают их миогеосинклиналями, развившимися на мощной континентальной коре. Последние работы в Верхоянье, однако, выявляют более сложное, чем предполагалось, полициклическое развитие этой области. Обнаружилась связь ее формирования с глубинными разломами. Установлено значительное распространение базальтов, небольших интрузий и протяженных силлов габбро-диабазов. Сравнительно разнообразны и рудные полезные ископаемые Верхоянья, включающие месторождения полиметаллические и цветных металлов, стратиформные залежи руд меди, цинка, свинца и др.

К верхоянскому типу близки позднемезозойско-кайнозойские сооружения Гималаев, в которых проявления эвгеосинклинальных условий установлены вблизи шва Инда в двух примерно разновозрастных поясах. Пояс Понгонг характеризуется известково-щелочными вулканитами островодужного типа, пояс Зилдат — базальтами, ультрабазитами, глаукофановыми сланцами, свойственными приразломным эвгеосинклиналям.

Геосинклинали верхоянского типа, судя по многим их особенностям, могли формироваться преимущественно на шельфе. Возможно, в будущем их можно будет присоединить к атлантическому шельфовому типу.

**Мозаичные ортогеосинклинали.** Среди мозаичных ортогеосинклиналей, заложение и развитие которых, так же как и линейных, связано с глубинными разломами, выделены три типа: континентально-блоковые ортогеосинклинали (алтае-саянский тип), континентально-мозаичные ортогеосинклинали (казахстанский тип) и протогеосинклинали с зеленокаменными поясами (тип Русской платформы).

1. Континентально-блоковые ортогеосинклинали (алтае-саянский тип) выделены П.Ф.Иванкиным и А.П.Щегловым [1971] на примере структур Алтае-Саянской области. Особенностью их является расположение эвгеосинклиналей (преимущественно шовного типа) между массивами, представляющими ядра сиализации (саянский подтип). Другой подтип — байкальский — описал недавно Л.И.Красный [1980] в книге о геологии зоны БАМа. Подтип характеризуется нахождением геосинклинальных прогибов ("симатических рвов" по Л.И.Красному) между сиалическими глыбами, представляющими тектонические блоки древних пород.

2. Континентально-мозаичные ортогеосинклинали (казахстанский тип) выделены по описаниям казахстанских геологов, охарактеризовавших распространенные в Казахстане мозаичные складчатые области [Есенов и др., 1973]. Для данной геосинклинальной системы характерна полигональная форма срединных массивов, разделяющих геосинклинальные "ветви". Выделенные три подтипа этой системы представляют наблюдаемый в Казахстане последовательный ряд структур от зональных геосинклиналей полного развития с большим суммарным прогибанием и мощным вулканизмом (чингизский подтип), через геосинклинали редуцированного развития с обычным отсутствием начальных геосинклинальных магматических продуктов (северобалхашский подтип), к геосинклинальным системам-авлакогеналям, представляющим, по существу, комплексы авлакогенных прогибов (ишим-каратауский подтип). Свообразие последнего подтипа в том, что он сочетает признаки геосинклиналей (линейность, большая протяженность, проявления вулканизма, полная складчатость) и платформенных структур (малая мощность отложений при отсутствии несогласий, господство осадочных, в том числе глинисто-карбонатных отложений и др.). Как установлено геофизическими исследованиями, системы разломов, с которыми связаны континентально-мозаичные геосинклинали, мантийные. Вдоль разломов обычно распространена кремнисто-спилито-диабазовая формация с ультраосновными интрузиями. Более поздние магматиты представлены разнообразными, более кислыми вулканитами и интрузивными породами.

В соответствии с разнообразными комплексами магматических пород, свойственными мозаичным ортогеосинклиналям, металлогения их вклю-

чает почти всю гамму металлов от сидерофильных до крайних литофильных (Cr, Ni, Co, Cu, Mo, Pb, Zn, Sn, W и др.).

3. Петельчатые протогеосинклинали — зеленокаменные пояса (тип Русской платформы). Есть некоторая доля условности в отнесении к ортогеосинклиналям архейских и протерозойских протогеосинклиналей, которые во многих случаях могли не иметь полного латерального ряда структурно-формационных зон, присущего ортогеосинклиналям.

Геосинклинальные процессы начали играть большую роль с протерозоя, возможно, с позднего архея. Имеются данные о существовании в протерозойских подвижных областях, кроме эвгеосинклинальных зон (зеленокаменных поясов), также и миогеосинклиналей. Последними могли быть обширные брахисинклинальные структуры на устойчивых массивах, выполненные осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, в том числе джеспилитами. На сопряжениях зеленокаменных поясов с устойчивыми блоками, возможно, развивались эмбриональные формы краевых вулканических поясов (зоны "диасхизиса" Ч.Б.Борукаева). С середины протерозоя краевые вулканические пояса получают широкое распространение во всех устойчивых структурах мира [Бухаров, 1981]. Содержание андезитов в протерозойских и позднеархейских толщах указывает на возможное существование еще в позднем архее островных дуг [Егоров, Козгул, 1983].

Протогеосинклинали с зеленокаменными поясами названы типом Русской платформы, которая в протерозое слагалась серией блоков архея, в сочленениях которых развивались складчатые системы, представлявшие преимущественно зеленокаменные пояса.

Общая особенность протогеосинклиналей — большая продолжительность циклов их развития. Характерно также широкое проявление процессов гранитизации, сопровождавшихся подъемом гранитных и гнейсовых куполов. Заложение поясов, а возможно, и их дальнейшее развитие были тесно связаны с рифтогенезом, на что указывает присутствие в них щелочно-ультраосновных пород. Общая последовательность пород в рифтах-трогах Алдано-Станового щита от основных вулканитов с гипербазитами в нижней части, через железисто-кремнистую (или карбонатную), черносланцевую (или флишевую) формации до молассы позволяет предполагать, что рифты переросли при своем развитии в геосинклинальные трюги. Формирование этих структур могло контролироваться глубинными разломами, идентичными или сходными с зонами Заварицкого—Беньюфа. Г.В.Ручкин [1980] отмечает сходство с подобной палеозонной полосы развития колчеданных месторождений Оутокумпу, Вуонас, Лауконлахти (Финляндия), приуроченных к гипербазит-кремнисто-черносланцевым толщам. Тела серпентинитов сейчас группируются в прерывистые полосы, трассируя ранее существовавший глубоководный желоб.

Что касается материала первичной земной коры, то более вероятен его базитовый характер. Помимо многочисленных фактов, свидетельствующих об этом, базитовый состав первичной коры согласуется и с геогенетическим законом (филогенеза—онтогенеза), согласно которому последовательность процессов в частных циклах (обычно начинающихся с базальтового магматизма) в известной мере повторяет последовательность их в общей истории Земли. Согласуется с этим законом и то, что орогенные элементы в струк-

турах протерозоя и позднего архея играют значительно меньшую роль, чем в фанерозое. В каждом цикле развития снижалась роль ранних этапов геосинклинального процесса и повышалось значение орогенеза.

Древние руды отличаются сравнительно малой дифференцированностью составов и преимущественным содержанием сидерофильных и халькофильных элементов. Однако в некоторых салических зонах известны проявления Sn, W, Zn, Pb. Большую ценность, по-видимому, представляют архейские и протерозойские стратиформные рудные залежи с Cu, Zn, Pb и другими металлами, выявленные пока лишь в незначительной степени.

Геосинклинальные прогибы короткого периода развития. Кроме ортогеосинклиналей, необходимо выделить группу геосинклинальных прогибов короткого периода развития: шовные прогибы (сибирский тип), неинверсионные рифтовые прогибы (сауксанский тип), континентальные геосинклинали (среднеазиатский тип), авлакогены (донбасский тип).

1. Шовные прогибы широко распространены в докембрийских образованиях Сибири. В больших количествах они устанавливаются и в фанерозое. Несмотря на очень пеструю характеристику шовных прогибов, все же намечаются некоторые их общие особенности, именно: связь с глубинными разломами; сопряженность развития с поздней стадией формирования крупных геосинклиналей; большая длина (до многих сотен километров и более) при сравнительно небольшой ширине (часто — несколько десятков километров); значительная мощность отложений (от 6—8 до 12—14 км); сопровожение геосинклинальных зон протяженными поясами ультрабазитов и базальтов; частое присутствие черных сланцев; небольшое количество интрузий гранитоидов при наличии разных вулканических пород до кислых включительно; преимущественно сидерофильная и халькофильная минерализация [Алтухов, 1978]. В.С.Федоровский и А.М.Лейтес [1968] предполагают, что шовные геосинклинали могут переходить при своем развитии в авлакогены.

2. Рифтовые прогибы часто причисляются к шовным в связи с тем, что они также протягиваются непосредственно вдоль разломов, обычно парных. В докембрии значительная часть геосинклинальных прогибов представляла рифтовые трюги. В фанерозое эволюция некоторых геосинклиналей также, по-видимому, прекращалась на стадии рифтов. Другие прогибы, заложенные первоначально в форме рифтов, продолжали развиваться как обычные геосинклинали. Под наименованием рифтовой геосинклинали описана, например, герцинская Калайхумб-Сауксанская зона Северного Памира. Заложение ее происходило при расколе и растяжении коры континентального типа. На ранней стадии ее развития накопилась спилито-диабазовая формация мощностью 1800 м, местами сменявшаяся латерально диабаз-кварцкератофировой. Выше лежит толща андезито-базальтов (1400—1900 м), еще выше следуют андезито-дациты (более 1500 м). Интрузивные породы представлены габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами. Имеются небольшие интрузии плагиоклазовых гарцбургитов. Общая протяженность структуры около 350 км.

3. Континентальные геосинклинали, выделенные Г.Штилле и названные впоследствии Ю.А.Косыгиным и И.В.Лучицким террагеосинклиналями, образуются на слабо приподнятых над уровнем моря участках срединных массивов или платформ. Они распространены в Средней Азии, Северном

Афганистане, Центральном Иране и в других районах [Архипов, 1975]. Отнесение этих структур к категории геосинклиналей оправдывается их связью с глубинными разломами, а также большой мощностью отложений (частично морских) и содержанием в различных количествах магматических пород.

По тем же признакам к геосинклинальным структурам условно отнесены и некоторые системы авлакогенов.

Вариации всех перечисленных типов геосинклиналей (линейных и мозаичных ортогеосинклиналей, прогибов короткого периода развития) могут быть отмечены путем дополнительной характеристики их по различным признакам: по характеру фундамента геосинклиналей можно подразделять на энзиматические ("первичные") и энсиалические ("вторичные"); по полноте развития — на геосинклинали полного развития и редуцированного развития; по современному состоянию развития — на "зрелые" и "незрелые"; по периодичности развития — на моноциклические и полициклические; по обращенности или необращенности — на инверсионные и неинверсионные; по отношению к более ранним структурам — на унаследованные, наложенные и регенерационные [Хаин, 1962б]; по строению — на симметричные и асимметричные.

Предложенное В.И.Смирновым [1962] деление геосинклиналей с учетом особенностей металлогении на типы *A*, *B*, *C*, *D* в общем согласуется с предлагаемой классификацией: тип *A* классификации В.И.Смирнова близок к уральскому типу, тип *B* — к средиземноморскому, тип *C* — к алтае-саянскому, тип *D* — к верхоянскому.

Кажется полезным пользоваться для более полной характеристики геосинклиналей, особенно с коротким периодом развития, наименованиями режимов, определяющих то или иное направление их развития: ортогеосинклинальный — т.е. как эв-, так и миогеосинклинальный, эвгеосинклинальный, миогеосинклинальный, парагеосинклинальный. Под последним понимается режим, промежуточный между геосинклинальным и платформенным [Белоусов, 1978]. Предложение Ю.М.Пушаровского о выделении промежуточной между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями градации, именно миктогеосинклиналей, кажется неудачным. В некоторых эвгеосинклиналях мало вулканических пород, но они характеризуются типичными эвгеосинклинальными формациями: флишево-граувакковой, кремнисто-сланцевой и др. Можно согласиться с исследователями, считающими, что классификацию геосинклиналей нельзя строить с использованием одного магматического признака [Грумпу, 1960].

Некоторые авторы выделяют из категории геосинклиналей специфические, по их мнению, структуры, также характеризующиеся большой мощностью отложений, подвижностью и проницаемостью. Это геотектоногены Г.Н.Щербы [1971] и лиминары Ж.Обузна [Aubouin, 1972]. Анализ показал, однако, несправедливость ограничения описанных ими структур от геосинклиналей. Специфичность геотектоногенов обусловлена их формированием на мощной сиалической коре. Поэтому, опять-таки согласно геогенетическому закону, оказались редуцированными ранние этапы геосинклинального развития и резко выраженными — поздние, орогенные, и лишь это отличает геотектоногены от обычных геосинклиналей. Все прочие особенности геотектоногенов указывают на их принадлежность к геосин-

клинальным структурам (определяющее значение глубинных разломов для развития прогибов и их выполнения: питание системы тепловой энергией из мантии; первоначально мантийный, а затем коровый источник магматических продуктов; смена начального растяжения сжатием с образованием структур, близких по типу к зонам Заварицкого—Беньофа; начало развития линейных тектоногенов в виде вулканических трогов с основными и ультраосновными магматическими породами; цикличность развития, последовательная смена в каждом цикле сидерофильных рудных формаций халькофильными, а затем литофильными; усложнение со временем составов руд, перемещение магматических очагов с глубин к поверхности в течение тектономагматического цикла; поднятия геотектоногенов в поздние стадии развития, сопровождающиеся мощным внутрикоровым гранитоидным магматизмом; горизонтальная миграция подвижных поясов и др. [Власов и др., 1978а]. Гипотеза Г.Н.Щербы о ступенчатом развитии земной коры принципиально не отличается от почти общепринятых представлений о полициклическом развитии подвижных зон.

Лиминарные структуры, якобы отличные от геосинклиналей (хотя и переходящие по простиранию в геосинклинали), выделены Ж.Обузном на примере Анд. С лиминарами сравнивает свои "андезитовые геосинклинали" В.Ф.Белый. Материалы исследований в Южной Америке, однако, позволяют проще объяснить особенности Анд без выделения особых типов подвижных областей, не укладывающихся в обычные представления о геосинклиналях [Ломизе, 1975, 1983а, б; Пущаровский, Архипов, 1972; Власов, 1983а; и др.].

Сложную проблему представляют взаимоотношения геосинклиналей с кольцевыми структурами. Последние, очевидно, представляют образования различного происхождения (связанные с падением метеоритов, вулканические, вулкано-плутонические и др.). При этом если в фанерозое кольцевые структуры обычно хорошо "вписываются" в вулканические пояса и другие зоны геосинклиналей, то в догеосинклинальную стадию развития Земли гигантские кольцевые структуры по аналогии с Луной и другими планетами, по-видимому, имели самостоятельное значение, образуя лавовые "моря" и огромные сложного строения кратеры.

В некоторой степени загадочными до настоящего времени остаются овалы на древних платформах размером в поперечнике до 1000 км и более, в какой-то мере определяющие конфигурацию протерозойских геосинклинальных трогов и фанерозойских геосинклинально-складчатых областей. По своей природе они могут представлять крупные депрессии гранулитобазитового фундамента или сиалические массивы длительного формирования, родственные архейским гранитным куполам.

#### *Этапы и общий стиль развития геосинклиналей*

Назвав в предыдущей главе восточноазиатский тип геосинклиналей эталонным, мы имели в виду типичность его строения и развития: особенности его в той или иной степени повторяются и в других типах геосинклиналей [Власов и др., 1978а, б]. Это дает возможность характеризовать преимущественно на примерах восточноазиатских структур этапы геосинклинального развития, вообще присущие геосинклиналям. Главное внимание при

этом будет уделено связям геосинклинальных процессов с глубинными разломами и с эпохами сжатия и растяжения земной коры.

Отчетливо выявляются по дальневосточным и другим материалам и общий стиль развития геосинклиналей, учет которого позволит исследователям избежать ошибок при интерпретации геологических материалов по подвижным областям. При анализе условий развития геосинклиналей и взаимоотношений их с соседними устойчивыми структурами выявляется геологическая сущность так называемых процессов активизации.

**Этапы геосинклинального развития.** Собственно геосинклинальный этап начинается с заложения в условиях растяжения внешнего звгеосинклинального прогиба, выступающего в той или иной мере в океан. По-видимому, нередко этот прогиб первоначально представляет рифт, ограниченный вертикальными относительно неглубокими (десяtkи километров) разломами, по которым к поверхности поступают базитовые продукты дифференциации вещества мантии. В относительно глубоководных условиях накапливается мощная толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Постепенное углубление разломов проявляется в смене натриевого метасоматоза калиевым (вследствие вскрытия свежих дифференциатов вещества мантии) и внедрением ультрабазитовых интрузий (преимущественно силлов) наряду с излияниями базальтов. Недавно выяснилось широкое распространение в офиолитовой ассоциации ультраосновных эффузивов — коматиитов. По некоторым современным воззрениям [Зимин, 1973б; Зимин и др., 1983], раньше всего при температуре около 1200°C из вещества верхней мантии выплавляются базальтовые расплавы, затем плавится перидотитовый рестит, давая интрузии ультрабазитов. На краях очага с перидотитовым расплавом может возникнуть базальтовый расплав, кристаллизующийся, вслед за интрузиями гипербазитов, в габбро. Коматииты образуются при полном плавлении подкорового субстрата, и их можно считать прямым индикатором состава верхней мантии.

При смене растяжения сжатием вертикальные разломы преобразуются в наклонные глубинные зоны Заварицкого—Беньофа [Хаин, 1973; Власов, 1979б]. Сжатие способствует возникновению промежуточных магматических очагов, являющихся центрами сиализации коры и рудообразования. Над этими центрами возникают ранние вулканоплутонические поднятия, развиваются подводные вулканы, подобные уральским "ацверолитам" [Иванов, 1969]. Рельеф дна геосинклинального прогиба дифференцируется на поднятия и трог, в которых накапливается флиш.

Дифференциация базальтовой магмы дает контрастную ассоциацию базальт—липарит. Способ дифференциации пока еще не совсем ясен. Кроме кристаллизационной дифференциации, большую роль в обособлении кислых магм от базальтовых и андезитовых играет, по-видимому, ликвация, происходящая в условиях воздействия глубинных мантийных флюидов, выносящих щелочи и кремнезем в апикальные части магматических очагов и способствующих разделению расплава на кислую и базитовую магмы [Ярмолюк, 1983; Хитаров, Пугин, 1983; и др.].

Сравнение особенностей отложения и структурных условий внешних, звгеосинклинальных прогибов и океанических желобов показывает их значительное сходство [Власов и др., 1978а]. Так, "талассогеосинклинали",

по Н.А.Богданову [1969], представляют по существу те же внешние, эвгеосинклинальные прогибы — вероятные аналоги современных океанических желобов [Власов, 1973а]. Таким образом, противопоставление Н.А.Богдановым талассогеосинклиналей эвгеосинклиналям неправомерно.

Обязательность инверсии первоначальных геосинклинальных прогибов, сопровождающейся развитием гранитоидного магматизма, — еще довольно распространенное заблуждение. Геосинклинальные прогибы во многих случаях не испытывают инверсии, прекращая развитие на стадии рифтов. Возникновение вулканоплутонических поднятий часто относится еще к ранним, "доинверсионным" стадиям геосинклинального развития. Сопряженные структурно-формационные зоны одной геосинклинальной системы могут одновременно испытывать движения противоположных знаков. Например, в Курильской дуге одновременно с поднятием зоны Малой дуги началось опускание зоны Большой дуги. Обращенные структуры в геосинклиналях, связанные со сменой условий растяжения сжатием, далеко не всегда сопровождаются гранитоидным магматизмом. Эвгеосинклинальные зоны с начальным базитовым магматизмом и ультрабазитами или вообще не содержат инверсионных гранитоидов, или содержат лишь плагиограниты. Наиболее полное развитие гранитоиды получают в орогенный этап в тылу геосинклинальных систем, в структурно-формационных зонах краевых вулканоплутонических поясов.

В той или иной степени инверсия проявляется при смене условий растяжения условиями сжатия, способствующими развитию гранитоидного магматизма. В частности, следствием инверсии является широкое распространение у Тихого океана позднеолигоценовой "черносланцевой" толщи, отражающей своими особенностями относительно спокойную "инверсионную" тектоническую обстановку перед последующими сильными движениями в условиях растяжения земной коры в раннем миоцене. Другим показателем инверсии в этот период был сильный кислый вулканизм в начале растяжения (в конце олигоцена), свидетельствующий о существовании очагов с отдифференцированной кислой магмой.

Трудной проблемой пока является происхождение щелочных пород. Очевидным стало, что, кроме коровой, сиалической щелочности, в составе магматических пород широко проявляется глубинная мантийная щелочность. Определенных же критериев различия этих щелочностей пока нет. Недоучет двойственного характера щелочей является причиной многих ошибочных заключений. Повышенная щелочность магматических пород часто рассматривается как проявление влияния состава пород фундамента. Возможность же привноса щелочей, в том числе калия, с глубины по разломам недостаточно учитывается. Между тем под давлением фактов сейчас изменилось мнение о бедности мантии щелочными и редкими элементами, которые раньше во всех случаях считались типичными литофильными, коровыми. В ряде случаев устанавливаются повышенные содержания щелочей в породах на площадях с относительно поднятыми поверхностями Конрада и Мохо. Легкоподвижные дифференциаты вещества мантии, в том числе щелочи, в больших количествах устремляются к поверхности по вскрывающим мантию разломам, часто обуславливая повышенную калиевую щелочность магматических пород даже в ранние стадии развития энзиматических геосинклинальных трогов.

Отсюда, естественно, повышенная щелочность магм связывается многими авторами с большими глубинами их образования. Таковы представления Х.Куно [Kuno, 1959], Б.Г.Лутца [1974] и многих других исследователей, учитывающих преимущественно мантийную щелочность. Но обычное увеличение содержания калия в породах при удалении от океана, развитие щелочных пород в тыловых частях складчатых областей, где деятельными остаются лишь относительно неглубокие разломы, не согласуется с этим. Здесь проявляется влияние сиалической (коровой) щелочности, связанной с накоплением щелочей по мере "континентализации" земной коры.

Почти общепризнанное мнение об исключительно глубинном источнике щелочей в широко распространенных в океане щелочных оливиновых базальтах, возможно, нуждается в некоторых коррективах. Эти базальты часто залегают на толеитовых базальтах и проявляют иногда постепенные переходы к ним. По заключению А.Э.Дж.Энгель и Ц.Г.Энгель [1968], это дифференциаты толеитов. Т.Н.Фролова и Г.Б.Рудник [1974] описали проявления в базальтовых очагах анортозитовой тенденции при дифференциации базальтовых магм в подостроводужных очагах. В относительно спокойных условиях магматических очагов океанского ложа могла происходить отсадка кристаллов плагиоклазов и образование таким образом мегакристаллов базальтовых лав. После отделения последних в оставшемся расплаве могло проявиться щелочное направление дифференциации.

Раннеорогенный этап характеризуется ростом островных дуг, в значительной степени связанным с условиями растяжения и с вызванной этим процессом вспышкой вулканической активности. Так как зоны Заварицкого—Беньофа после приобретения ими характера надвигов становятся непроницаемыми для магматических продуктов, вулканы островных дуг питаются через вновь образующиеся вертикальные разломы, соединяющие очаги андезитовой магмы с поверхностью. Эти очаги в последующем дают более кислые вулканические продукты до дацитов и плагиолипарито-дацитов включительно (последовательно дифференцированная вулканическая ассоциация) и образуют приближенные к поверхности, периферические очаги. Магма этих очагов после раскристаллизации превращается в интрузивные диориты и гранодиориты. При прорывах магматического расплава к поверхности образуются игнибритовые поля малых объемов. Газогидротермальные процессы дают начало пропиловому рудному ряду.

Не решенной до конца проблемой остается генезис андезитов. Андезитовый температурный "трог", устанавливающий предпочтительную выплавку андезитов в условиях большого давления, показывает вероятное глубинное, мантийное их происхождение. В пользу этого свидетельствует и приуроченность андезитов к сверхглубинным разломам типа зон Заварицкого—Беньофа. Причем данные по Андам, например, свидетельствуют о расположении очагов андезитовых магм на глубинах 100–140 км [Hanus, Vanek, 1978]. Многие исследователи допускают возможность существования андезитов различного происхождения: мантийных, связанных с контаминацией базальтовых лав сиалическим коровым материалом, ликвационных [Маркушев, 1983], обязанных плавлению богатых водой разнородных океанических осадков и др. Широко известно заключение А.Э.Рингвуда о "двуступенчатом" образовании андезитов в зонах Заварицкого—Беньофа при плавлении эклогита — продукта преобразования базальта.

Явное влияние на состав андезитов оказывает строение земной коры. Андезиты Анд, отличающихся особенно большой мощностью коры (до 70 км), содержат больше кремнезема и калия, чем андезиты внутренних вулканических дуг Восточной Азии, мощность коры которых редко превышает 30 км. В геосинклиналях, регенерированных на мощной сиалической коре, например в Средиземноморье, андезитовые лавы в значительной степени вытесняют базальты даже в ранние этапы геосинклинального развития. Руды таких областей значительно отличаются от руд энсиматических геосинклиналей. Таким образом, утверждение Г.С.Горшкова о "сквозькоровом" характере вулканизма должно приниматься с некоторыми ограничениями: хотя значительная часть вулканитов и представляет мантийные продукты, строение земной коры оказывает существенное влияние на составы лав, извергающихся на поверхность.

Позднеорогенный этап проявляется обычно в формировании краевых вулканических поясов с широким распространением контрастной базальто-липаритовой (точнее, базальто-трахилипаритовой) ассоциации и с преимущественно литофильным характером металлов в рудах. Появление этой ассоциации можно объяснить, с одной стороны, выполаживанием зон Заварицкого—Беньофа и вызванным этим развитием коровых очагов с кислой магмой, с другой — образованием серии субвертикальных глубинных (до 100—120 км) разломов, по которым поднимались базальтовые магмы. Появлению этих разломов предшествовало сжатие и формирование обширных сводовых поднятий. После наступления условий растяжения своды были разбиты на блоки разломами, вдоль которых произошло обрушение вершин сводов с образованием рифтов и межгорных впадин.

Субщелочной характер большинства кислых магматических пород краевых вулкано-плутонических поясов связан уже преимущественно с коровым, сиалическим источником.

Вследствие пульсаций тектономагматических процессов извержения кислых и основных вулканических продуктов в той или иной степени чередовались друг с другом, а временами, в эпохи значительного растяжения коры, происходили массовые излияния базальтов.

Часть кислых магматических продуктов и в позднеорогенный этап могла образоваться из базальтовой магмы в результате тех же процессов с участием флюидов, которые обуславливали отделение кислой магмы от базитового остатка в собственно геосинклинальный этап. Работами В.И.Сухова [1967, 1975] и других исследователей достаточно определенно показано происхождение кислых и щелочно-кислых продуктов позднеорогенной колчанской свиты Приамурья за счет дифференциации базальтовой магмы. О том же свидетельствуют дацитовые и липаритовые "пробки", образующиеся при угасании базальтовых вулканов и наблюдаемые в жерлах некоторых прекративших свою деятельность базальтовых вулканов в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе.

После окончательного отмирания коровых очагов кислой магмы в условиях посторогенного растяжения из глубинных источников обычно изливаются платобазальты.

В последующий длительный период формирования платформ происходит неоднократная активизация тектономагматической деятельности в связи с движениями в соседних подвижных областях. Магматизм платформ имеет

свои особенности, выраженные прежде всего широким распространением базитовых и щелочно-ультрабазитовых магм, проникающих к поверхности по глубоким разломам, рассекающим жесткие структуры. Магматические процессы проявляются преимущественно в формировании трапповых полей, лавовых выполениях рифтовых впадин, образовании силли и крупнообъемных расслоенных интрузий с ликвационными обособлениями сульфидов металлов.

В целом тектономагматические процессы континентов и океанов предстают перед нами как единый сложный механизм, создающий (и лишь местами разрушающий) континентальную кору. Условно этот процесс можно подразделить на стадии, проявляющиеся в различных зонах. В пределах океана, в эмбриональных эвгеосинклиналях срединно-океанических хребтов, за счет дифференциации вещества мантии создается океаническая базальтовая кора. По сверхглубинным разломам у окраин континентов к поверхности подаются андезитовые лавы. Дифференциация андезитовых и базальтовых магм дает кислые и щелочные породы, широко распространенные в пределах континентов (рис. 1).

Раскисление и ощелачивание магм, свойственное общему геосинклинально-орогенному процессу, в той или иной степени проявляется и в каждой отдельной структурно-формационной зоне геосинклинальных систем, подтверждая универсальность закона филогении-онтогении. Как в общем развитии геосинклинальных систем, начиная со срединно-океанических хребтов и кончая краевыми вулканическими поясами, так и в эволюции частных прогибов происходит сначала постепенное распространение на глубину крутопадающих разломов при растяжении и соответственно углубление магматических очагов, а затем при сжатии — выполаживание и уменьшение глубин разломов с перемещением магматических очагов в более верхние части земной коры.

В зависимости от преобладания сжатия или растяжения большее развитие получают плутонические или вулканические процессы. Вулкано-плутонические ассоциации свойственны всем типам магматических пород, включая ультраосновные [Власов, 1969б; Зимин и др., 1983]. Наиболее тесные соотношения между плутоническими и вулканическими продуктами устанавливаются в проявлениях корового магматизма краевых вулканических поясов.

Условность разделения плутонических и вулканических процессов отмечается многими авторами. С.И.Набоко [1974, с. 255] пишет: "Возникает вопрос трудности выделения в отдельную группы вулканогенных гидротермальных месторождений, противопоставляя их плутоногенным гидротермальным месторождениям. При утверждении представления, что генерирование рудообразующего хлоридно-натриевого флюида является глубинным магматическим процессом, стираются грани между плутоногенными и вулканогенными гидротермальными месторождениями". По мнению Л.Н.Овчинникова [1981], существует геохимический закон стандартности, универсальности рудообразующего раствора и физико-химических условий рудоотложения, меняющихся в одном и том же диапазоне и в основе своей одинаковых для образования как вулканогенных месторождений, так и месторождений, связанных с плутоногенным магматизмом и деятельностью интрателлурических растворов.

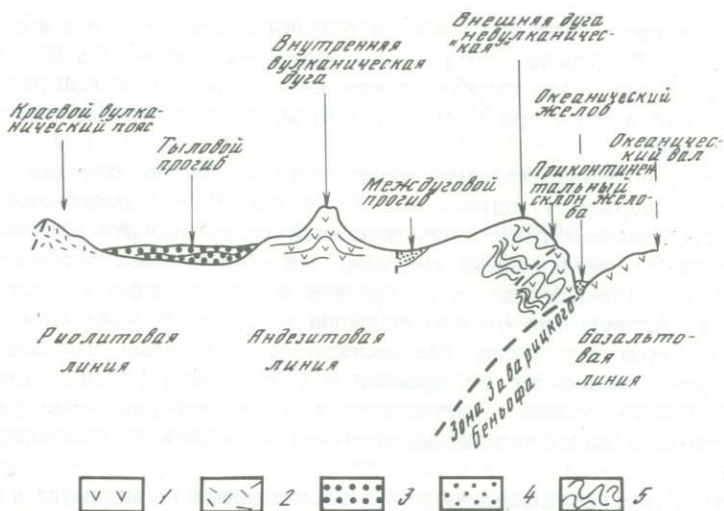


Рис. 1. Главные структурно-формационные зоны геосинклинали систем

1—4— породы: 1 — андезиты, базальты, 2 — риолиты, 3 — терригенные обломочные, 4 — вулканогенно-обломочные; 5 — надвиги, опрокинутые складки

Вместо весьма условного подразделения процессов и месторождений на плутонические и вулканические целесообразнее выделять магматические продукты различных уровней: вулканического, субвулканического, гипабиссального, плутонического. Особенно наглядно условность разделения интрузий и эффузий видна на примере экструзивных выпираний на поверхность вязкой кислой магмы. По форме извержения — это поверхностные, т.е. вулканические образования. По их месту в общем тектономагматическом цикле, характеру внедрения, тесным связям с субвулканическими интрузиями и рудами они близки к интрузиям. Совместное рассмотрение плутонических и вулканических явлений и продуктов способствует пониманию общего хода магматических и гидротермальных процессов.

**Общий стиль геосинклинали развития.** Выше был показан общий поступательно-возвратный стиль развития асимметричных геосинклинал восточноазиатского типа: "шаг" в сторону океана с образованием фронтального эвгеосинклинали прогиба и последующее структурное оформление тыловых зон, соседних с жесткими континентальными структурами. В этом процессе намечаются этапы: первоначальное возникновение внутреннего геоантиклинали поднятия — островной дуги и последующее развитие тыловой прогиба и краевого вулканического пояса. Расстояние, на которое удаляется от первоначального эвгеосинклинали прогиба самая тыловая зона — крайовой вулканический пояс — обычно несколько сотен километров. Для Западной Америки, например, оно равно 300—350 км.

Если искать границу между собственно геосинклиналильным и орогенным этапами, то подобной условной границей может быть принят момент поднятия островной дуги над уровнем моря.

Общей особенностью геосинклиналильного режима является растяжение

при формировании первоначального эвгеосинклинального трога и сжатие при орогенезе. В пределах этого общего цикла проявляется более мелкая цикличность с неоднократным возобновлением условий сжатия и растяжения и существованием при этом сопряженных тектонопар с движениями различного знака.

Материалы по асимметричным геосинклиналям Тихоокеанского пояса в общем подтверждают подмеченные Ж.Обузном [1967] закономерности развития средиземноморских геосинклиналей: первоначальное растяжение, в последующем сменяющееся сжатием; последовательное перемещение орогенеза от эвгеосинклинального прогиба по направлению к жесткому массиву, в тыловую миогеосинклинальную зону; отступление гранитоидного магматизма в эту зону, где достигается наибольшее его развитие. Соответственно смещается во времени и образование флиша, который, как и у Тихого океана, присутствует в двух модификациях: ранней (в фронтальном эвгеосинклинальном троге) и поздней (в тыловом прогибе).

Таким образом, средиземноморские геосинклинали не являются в строгом смысле симметричными структурами и выделение в них фронтальных прогибов с зонами Заварицкого—Беньофа и тыловых прогибов может помочь при анализе истории развития межконтинентальных складчатых областей. В определенной мере асимметричной является и Уральская складчатая область.

Учет стиля развития геосинклиналей необходим для понимания происхождения региональной рудной зональности складчатых областей. Недопонимание этого стиля, подход к геосинклиналям, как к отдельным прогибам, а не как к закономерно построенным системам структурно-формационных зон, чреват ошибками. Характерны в этом отношении, например, утверждения Е.А.Радкевич [1976, 1977а], М.С.Нагибиной и В.Н.Шилова [1978] о различном направлении перемещения мезозойских и кайнозойских магматических процессов в западной Азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса (в сторону океана) и в восточной, Американской ветви (в сторону континента). Фактически перемещение тектоно-магматических процессов при смене одного крупного цикла другим, как в Восточной Азии, так и в Западной Америке происходит в сторону океана. Естественно, что при этом перемещаются в том же направлении и основные металлогенические зоны. Так, в Колумбии определения абсолютного возраста магматических пород показали общую миграцию магматических процессов с востока на запад в период 210—50 млн. лет назад. Соответственно с этим медно-порфировая минерализация связана в Западной Кордильере Колумбии с третичным магматизмом, в Центральной Кордильере — с меловым, в Восточной — с триасово-юрским. Сходная картина развития магматизма и металлогении имеет место в Чилийско-Перуанских поясах и в Северо-Американских Кордильерах [Sillitoe et al., 1982].

В пределах же отдельных циклов процессы согласно общему стилю развития геосинклинальных систем перемещаются, как это отчетливо видно в Южной Америке, в обратном направлении, в сторону континентов [Влагов, 1984, Tonssaint, Restrepo, 1982; и др.].

Рассмотрение отдельных геосинклинальных структурно-формационных зон без учета их принадлежности к многозональным геосинклинальным

системам обусловило спорные выводы В.В.Белоусова [1982] и В.Ф.Белого [1976, 1981] об отсутствии у андезитовых островных дуг геосинклинальной прединдустриальной истории. У этих дуг, отступающих обычно от первоначальных эвгеосинклинальных трогов в тыл, естественно отсутствуют в основании разрезов образования ранних эвгеосинклиналей. Отсюда, как было отмечено Г.М.Власовым [1983а], возникает ошибочное впечатление об "автономности" их развития.

Некоторые исследователи несправедливо ограничивают сложные восточноазиатские геосинклинальные системы одними островными дугами. Все другие структурно-формационные зоны этих систем (океанические желоба, тыловые прогибы, краевые вулканические пояса) относятся ими к негеосинклинальным структурам, связанным с иными режимами, нежели геосинклинальный. Этому, однако, противоречит явная сопряженность перечисленных "негеосинклинальных" структур с общим геосинклинальным развитием. Южно-Охотская впадина представляет южное продолжение тылового прогиба Курило-Камчатской геосинклинальной системы. В связи с последовательным развитием этой системы по простиранию от континента в сторону океана изменяется и возраст отложений прогиба. Особенно рельефно это проявляется на примере угленосных отложений запада Камчатки, позднемиоценовых — на побережье Пенжинской губы, палеогеновых — на севере Камчатки, миоценовых — в Крутогоровском районе, плиоценовых — в Большерецком. Южнее прогиб еще не компенсирован осадками [Власов, 1957]. Фронтальные прогибы, геоморфологически выраженные океаническими желобами, представляют не компенсационные прогибы перед поднятиями складчатой области, а эмбрионы эвгеосинклиналей на месте выхода глубинных зон Заварицкого-Беньофа. Исследования склонов океанических желобов выявили участие в их сложении пород, характерных для эвгеосинклинальных прогибов (базальтовые толеиты, диабазы, габбро, перидотиты, амфиболиты и др.). После инверсии желоба превращаются во внешние складчатые дуги. Показателен уже описанный в литературе переход желоба о. Барбадос по простиранию во внешнюю складчатую дугу. Можно также считать достаточно определенно выясненной принадлежность краевых вулканических поясов к орогенным структурам, пограничным между разновозрастными складчатыми областями. И.Н. Томсон и др. [1982] рассматривают и островные дуги, и краевые вулканические пояса как самостоятельные орогенные структуры, не имеющие непосредственного отношения к геосинклиналям. М.И.Ициксон [1979] связывает все тихоокеанские неогеновые структуры с присущей им минерализацией (островные дуги, андезитовое кольцо, руды Куроко и др.) с неогеновой активизацией, не имеющей связи с геосинклинальным процессом. Искусственно разрывая целостную мегаструктуру Тихоокеанского кольца, он относит Восточно-Азиатский пояс к структурам автономной активизации, а Андско-Кордильерский — к постинверсионным структурам геосинклинальной системы невадид.

Широко распространено сопоставление внешних, "невулканических", дуг восточноазиатских геосинклиналей с выделяемыми Ж.Обуэном в средиземноморских геосинклиналях миогеоантиклиналями, а внутренних, вулканических, дуг Тихого океана с эвгеоантиклиналями Ж.Обуэна [1967]. Фактически внешние тихоокеанские дуги обычно характеризуются разви-

тием продуктов инициального вулканизма, т.е. являются типичными эвгеосинклинальными структурами, а невулканическими их иногда называют из-за отсутствия в них проявлений современного вулканизма.

Недоучет строения и развития геосинклиналей как систем структурно-формационных зон, связанных между собой и закономерно располагающихся, проявился и в обособлении Ж. Обуэном, и в последующем М.Г. Ломизе лиминарных систем от островных дуг. Между тем те и другие связаны с однотипными глубинными разломами — зонами Заварицкого—Беньофа, характеризуются в общем сходными магматическими продуктами (преимущественно распространением андезитовой и дацит-липаритовой формаций), переходят друг в друга по простирацию. Как пишет М.Г. Ломизе [1983б, с. 102], энсиматические островодужные системы "в ряде случаев связывает с лиминарными системами определенная преемственность развития: после замыкания первых и их приращения к краю континента океаническая литосфера субдуцирует уже непосредственно под континентальную окраину". Действительно, после замыкания эвгеосинклинальных (внешних) прогибов, развивавшихся на месте выхода зон Заварицкого—Беньофа, и дальнейшего поднятия островных дуг, т.е. уже в континентальных условиях, развиваются краевые вулканические пояса, относительно М.Г. Ломизе к специфическим лиминарным структурам, а, на наш взгляд, представляющие крайний тыловой элемент геосинклинально-орогенных систем. Развитие островных дуг и краевых вулканических поясов как элементов одной системы устанавливается и последовательным выхолаживанием зон Заварицкого—Беньофа от угла падения  $60-70^\circ$  на этапе развития островных дуг до  $10-15^\circ$  в период формирования краевых вулканических поясов [Власов и др., 1978а; Власов, 1979б].

Общим следствием рассмотрения других элементов геосинклинальных систем отдельно от островодужных комплексов является искусственный отрыв в представлениях многих исследователей орогенеза от собственно геосинклинального процесса. Это, в свою очередь, обуславливает преувеличенные представления о роли активизации, об ее автономности, об отсутствии связи ее с общими тектономагматическими процессами подвижных областей.

В специальной работе [Власов, 1979б] отмечалось, что под явлением активизации обычно описывались примеры или орогенеза, фактически тесно связанного с геосинклинальным процессом, или регенерации геосинклинального режима, или полицикличности развития геосинклиналей. В заключение той же работы делался вывод, что нет оснований связывать с автономной активизацией развитие каких-то особых, отличных от геосинклинальных и орогенных, магматических и рудных формаций.

Этот вывод остается в силе и в настоящее время, и исходя из наших представлений о геологическом развитии Земли высказанное положение является вполне логичным. Как подчеркивает Д.В. Рундквист в большой работе металлогенистов ВСЕГЕИ [Рудоносность..., 1981], представления о переходе структур земной коры от геосинклинальных к платформенным в течение одного тектоно-магматического цикла не отражают реальных соотношений. "Подобный процесс может осуществляться только в ходе общей направленной истории развития. Механизм его развития определяется поступательно-возвратной эволюцией с многократной ритмич-

ностью и повторяемостью сходных рядов формаций и типов оруденения” (Там же, с. 408).

Вследствие неоднократного возвращения к ранее пройденным этапам эволюции формирование платформ с осадочным чехлом растягивается на многие тектономагматические циклы. В ходе этого процесса последовательно “вырождаются” типичные процессы геосинклинального развития и получают все большее преобладание орогенные, а затем платформенные элементы. Происходит неоднократная регенерация геосинклинальных и орогенных условий, длительное время существуют переходные структуры типа парагеосинклиналей, авлакогенов, перикратонов и др. При этих условиях естественно неоднократное проявление “омоложивающих” процессов, которые нет оснований рассматривать как явления автономной активизации.

При поступательно-возвратном характере общего геологического процесса он все же является однонаправленным. Согласно геогенетическому закону и фактическим данным ту же направленность обычно имеют и частные геологические процессы в пределах отдельных тектономагматических циклов. С учетом этого нельзя, например, рассматривать образование краевых вулканических поясов как результат автономной активизации. Это конечный итог сиализации какой-то части земной коры при геосинклинально-орогенном процессе. Вулкано-плутонические пояса естественно появляются на стадии завершения этого процесса, причем формируются они в тыловой части системы, куда последовательно перемещаются тектономагматические проявления. Этим перемещением достаточно объясняется также и наложение (“накатывание”) тектономагматических процессов на платформы и другие пограничные структуры.

Ранее уже отмечалось [Власов, 1979д] сходство описанных Ч.Б. Борукаевым и др. [1977] зон активизации (диасхизиса) в структурах докембрия с фанерозойскими краевыми вулкано-плутоническими поясами. Они приурочены к тыловым зонам латерального ряда палеоструктур и по времени формирования в ряде случаев совпадают с моментом завершения осадконакопления в смежном интракратонном прогибе. С некоторыми зонами диасхизиса сопряжены продукты субсеквентного магматизма. Из сходства тектонической позиции и вещественного состава докембрийских зон диасхизиса с фанерозойскими краевыми вулкано-плутоническими поясами вытекает недостаточная мотивированность мнения Ч.Б. Борукаева с соавторами [1977], что допалеозойская консолидация в отличие от фанерозойской не приводила к орогенезу с формированием сводово-глыбовых поднятий, межгорных впадин, краевых прогибов, вулканических поясов.

Металлогенические исследования последних десятилетий показали отсутствие четких различий орогенных процессов и их продуктов от тактовых “автономной активизации” [Рудоносность..., 1981]. Поэтому исследователи, стремящиеся выделять явления активизации, сталкиваются с большими трудностями, так как в ряде случаев не ясно, связаны ли те или иные рудоносные структуры и магматические комплексы с орогенным этапом развития складчатых областей или с последующей тектономагматической активизацией этих регионов.

Глубинностью и степенью закрытости магматических систем в значительной мере определяется и состав газогидротермальных проявлений. Наблюдения в современных вулканических районах [Власов, Борисов, 1969; Вулканические..., 1971; Набоко, 1974; Iwasaki et al., 1966] указывают следующие основные пути дифференциации магматических эманаций.

Глубинным магматическим очагам свойственны восстановительные условия. При большом давлении они рождают плотный перегретый пар с хлоридами щелочей (главным образом Na), сероводородом, углекислым и другими газами. При конденсации пара и разбавлении ювенильных вод на более высоких горизонтах вадозовыми образуются перегретые слабощелочные и слабокислые (при значительном содержании углекислоты) хлоридно-щелочные воды. По А.А. Маракушеву и Т.И. Фроловой [Петрография, 1976], высококонцентрированные соляные рассолы — производные остаточных силикатных расплавов — образуются и в условиях относительно неглубоких (4–5 км) магматических очагов.

Хлоридно-щелочные растворы производят широкую пропилитизацию пород и дают начало целой гамме термальных вод различного состава, до гидрокарбонатно-кальциевых включительно (рис. 2). Это хорошо устанавливается на примере гидротермальной системы вулкана Узон [Набоко, 1959, 1963]. Вскипание их вблизи поверхности при уменьшении внешнего давления сопровождается сильным ощелачиванием вод (из-за отделения кислотных газов) и осаждением рудных минералов. Окисление отделившихся газов у поверхности вызывает образование кислот и формирование больших масс сольфатарно измененных пород.

Иная судьба эманаций, освободившихся при остывании кислых неглубоких интрузий или выделившихся из апикальных частей глубинных массивов, в которых на более низких уровнях происходит щелочное минералообразование. При небольшом внешнем давлении Cl, F и другие галогенные элементы входят в состав довольно концентрированных кислот, выделяющихся при кристаллизации магмы, и эта вспышка кислотности обуславливает образование у верхних контактов интрузий грейзенов, высокоглиноземистых вторичных кварцитов, высокотемпературных аргиллизитов. Взаимодействие кислот с основаниями боковых пород вызывает нейтрализацию растворов, рудоотложение и в конечном счете их ощелачивание.

Таким образом, выделяются два уровня, характеризующихся резко щелочными условиями (глубинный и близповерхностный) и два уровня с четко проявленными кислотными обстановками (эндогенной — грейзеновой и экзогенной — сольфатарной). Перенос металлов наиболее вероятен в форме хлоридов и гидросульфидов комплексных соединений, относительная роль которых меняется в зависимости от изменения физико-химических условий, в которые попадают растворы.

Две отмеченные цепи гидротермально-рудных процессов могут соприкасаться или соединяться в одну. В таких случаях имеют место "вспышки" ранней кислотности у интрузивных контактов на фоне общих глубинных щелочных условий. Кислотные эксгалляции, выделившиеся из межзернистых пространств кристаллизующейся породы, часто вызывают значительные изменения в верхних частях интрузивных массивов. Естествен-

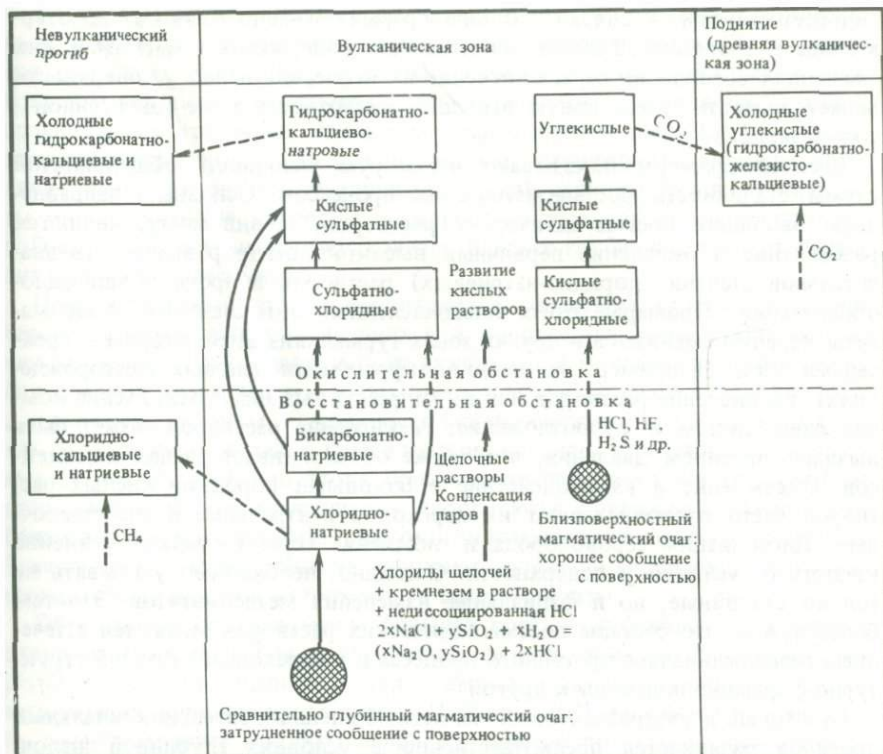


Рис. 2. Схема генетических взаимоотношений различных типов минеральных вод вулканических областей [Вулканические . . . , 1971]

ность подобных фациальных взаимоотношений кислотных и щелочных преобразований с физико-химических позиций подтверждена исследованиями И.Н. Говорова. Смену в гранитных интрузиях "щелочных" околорудных метасоматитов (с альбитом, микроклином, биотитом и др.) грейзенами на верхних уровнях отмечают М. Штемпрок [Stemprok, 1963] для месторождения Циновца (Чехословакия), Г.Н. Щерба и др. [1976] — для ряда полиметаллических месторождений Казахстана, Е.А. Радкевич [1976] — для олово-вольфрамовых месторождений Забайкалья и т. д.

Возрастанию кислотности на периферии гранитоидных тел могло способствовать быстрое охлаждение магмы и соответственно интенсивное выделение ранних кислотных эксгальций из межкристалловых пор, а также появление трещин, вызывавших падение давления. По наблюдениям Д.В. Рундквиста и др. [1971], микроклинизация и альбитизация на участках повышенной трещиноватости "всегда сменяются кислотными формациями метасоматитов" (с. 187). При удалении от кровли интрузий кислые растворы нейтрализуются при реакциях с вмещающими породами (при этом отлагается значительная часть руд) и грейзены сменяются слабощелочными продуктами изменений. В данном случае общий зональный ряд метасоматитов — от наиболее глубоких щелочных его членов, через кислотные грейзены, к близповерхностным щелочным (или нейтральным)

гидротермалитам — связан с одним прерывисто-непрерывным гидротермальным процессом. В случае значительного содержания в магматических эманациях соединений серы окисление их непосредственно у поверхности может вызвать здесь новую вспышку кислотности (уже "экзогенной", сольфатарной).

Все эти примеры показывают некоторую условность общепринятой схемы стадийности постмагматических процессов. Основным направлением эволюции постмагматических растворов, по-видимому, являющимся разбавление и окисление первичных высококонцентрированных (в значительной степени хлоридно-натриевых) растворов в процессе минералообразования. Примеры этого многочисленны: ортоклазовые метасоматиты нередко сменяются в других зонах турмалинизацией, скарны — грейзенами (как, например, на олово-вольфрам-молибденовых месторождениях). Раскисление растворов или их гидролиз вызывают разложение комплексных систем и рудоотложение. Раскисление растворов может быть вызвано падением давления, что также обуславливает распад комплексов. Охлаждение и взаимодействие с боковыми породами кислых растворов часто определяют их переход в нейтральные и слабощелочные. Диссоциация сероводорода и окисление серы вызывают усиление кислотных условий у поверхности. Очевидно, необходимо учитывать не только стадийные, но и фациальные изменения метасоматитов. Это тем более нужно, что составы постмагматических растворов меняются с течением геосинклинально-орогенного процесса и с переходом от одной структурно-формационной зоны к другой.

Базитовый и ультрабазитовый магматизм внешних эвгеосинклинальных прогибов развивается преимущественно в условиях глубинной щелочности, на фоне растяжения земной коры с постепенным углублением магмоподводящих глубинных разломов. Последнее вызывает смену начального натриевого метасоматоза калиевым. Средне-основной состав вулканитов способствует развитию (при воздействии глубинных хлоридно-щелочных с углекислотой терм) подводных пропилитовых преобразований пород и спилитизации. Ультрабазиты подвергаются магниевому метасоматозу, серпентинизации, лиственитизации. Деятельность ранних кислотных (главным образом галогенных) растворов проявляется локально вблизи контактов с субвулканическими интрузиями в образовании высокотемпературных вторичных кварцитов.

Внутренние геантиклинали (вулканические дуги) представляют арену уже преимущественно андезитового вулканизма со значительным участием в постмагматических процессах соединений серы, содержание которой в андезитах достигает максимума [Вулканические..., 1971]. Подводный вулканизм продолжается здесь уже на мелководье. Среди подводных пропилитов большую роль начинают играть цеолиты, сульфаты (барит, гипс, ангидрит). Более отчетливо проявляются метасоматические зоны, имеющие в общем виде следующее строение (от более высокотемпературных и глубинных): ортоклазовые метасоматиты → кварц-серицитовые породы → эпидот-актинолитовые пропилиты → хлорит-эпидотовые пропилиты → карбонат-хлоритовые пропилиты с адуляром → карбонат-цеолитовые пропилиты → монтмориллонитизированные породы [Власов, Василевский, 1964].

По мере развития поднятий подводный вулканизм сменяется субаэральным, и подводные пропилиты уступают место субаэральным. Зоны развития различных руд и гидротермально измененных пород растягиваются в большом вертикальном интервале. Над пропилитами появляется "шапка" сольфатарных вторичных кварцитов с характерным зональным комплексом гидротермалитов (от осевой зоны к периферии): монокварциты (или серные кварциты) → алунитовые (или серно-алунитовые) кварциты → каолинитовые кварциты → гидрослюдистые породы → пропилитоподобные, слабо измененные вулканы. В более глубинных зонах происходит щелочной метасоматоз.

Позднеорогенный этап сопровождается развитием краевых вулканических поясов, распространяющихся и на площади ранее стабилизовавшихся структур. В соответствии со значительной мощностью земной коры под поясами их магматизм имеет преимущественно сиалический профиль с щелочным уклоном. Глубинность магматических очагов уменьшается, что отражается в составах газогидротерм большим содержанием галогенных элементов, особенно фтора, бора и уменьшением количеств серы. Как следствие этого, в поясах широко проявляются формация грейзенов и ее близкповерхностные аналоги — высокоглиноземистые вторичные кварциты. Значительное распространение получают турмалин-хлоритовые и кварц-серицит-калийшпатовые метасоматы, а также березиты.

Обращает на себя внимание большая роль в глубинных частях эвгеосинклинальных прогибов и внутренних геоантиклиналей "бассейнов" перегретых хлоридно-щелочных терм, вызывающих крупнообъемную пропилитизацию вулканических пород [Набоко, 1963]. Еще большего масштаба зеленокаменные преобразования вулканических пород происходят при подводной пропилитизации, обусловленной поствулканическими процессами.

Обобщая все сказанное о гидротермальных процессах, можно заключить, что главным реагентом при рудообразовании являются хлоридно-щелочные (преимущественно хлоридно-натриевые) растворы с сопутствующими углекислотой и восстановленными глубинными газами. Эти растворы, эволюционируя, дают начало многочисленным типам вод, развивающимся в зависимости от тех или иных физико-химических условий (см. рис. 2). Соответственно с изменением состава растворов меняется форма переноса и отложения рудных компонентов. Этим в значительной степени определяется разнообразие условий и обстановок рудообразования.

Наиболее общее явление — смена при продвижении к поверхности Земли высокотемпературных хлоридно-натриевых растворов хлоридно-сульфатными. Это связано с диссоциацией сероводорода при понижении температуры и появлением активных ионов серы [Бетехтин, 1955]. В последующем растворы обогащаются гидрокарбонатами. Такая последовательность проявляется в соответствующем изменении состава флюидных включений в гидротермальных минералах по мере снижения температуры их образования.

Указанная последовательность согласуется с гидрохимической зональностью приповерхностных зон Земли, поэтому многие исследователи связывают не только существование этой зональности, но и происхождение вод вулканических районов преимущественно с экзогенными процессами [Иванов, 1961]. Фактически же образование гидрохимических зон

обусловлено взаимодействием эндогенных и экзогенных процессов. Вулканические воды преобразуются в условиях приповерхностных горизонтов Земли и входят в состав ее гидросферы, наследующей присущее вулканическим водам зональное распределение вод различных составов: хлоридных внизу, сульфатных в промежуточной зоне и гидрокарбонатных в поверхностной зоне [Власов, 1958; Капченко, 1962; Дерпгольц, 1963; и др.]. Наиболее глубокая зона — область развития восстановленных газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$  и др.), иногда прорывающихся и в верхние зоны.

В условиях неустойчивого режима вулканических областей уровни этих гидрохимических зон поднимаются и опускаются в зависимости от интенсивности вулканических процессов. В областях с давно угасшим вулканизмом нижняя граница гидрокарбонатной зоны опускается на глубину и границы между зонами несколько стабилизируются. Последнее обстоятельство и явилось причиной заключения гидрогеологов о связи гидрохимической колонки не с часто меняющимся фактором вулканизма, а с относительно постоянными при данной геологической структуре условиями циркуляции подземных вод и с физико-химическими обстановками различных глубин.

Изложенная схема течения гидротермальных процессов и господствующих формаций гидротермалитов в геосинклиальном процессе осложняется вариациями составов гидротермально измененных пород из-за сложности факторов, влияющих на процессы гидротермального метаморфизма и рудоотложения. В случае полициклического развития подвижных областей в их разрезах будут повторяться до некоторой степени сходные магматические комплексы и формации гидротермально измененных пород. Условия гидротермального метаморфизма изменяются в различных типах геосинклиальных систем.

Тем не менее гидротермальное рудообразование имеет некоторые черты сходства в самых разнообразных геологических условиях. По этой причине одним из авторов настоящей работы [Власов, 1978б] была высказана идея об общем (идеальном) гидротермальном рудообразующем процессе: "Формирование в результате длительного рудообразующего процесса закономерных зональных систем говорит об отсутствии больших вариаций в составах газо-гидротерм и показывает возможность рестаурации в самом общем виде гидротермального процесса, создающего руды" (с. 22).

Позднее ту же идею в несколько иной форме выразил Л.Н. Овчинников: "Рудообразование как химический процесс происходит в достаточно стандартной физико-химической обстановке из стандартного рудообразующего раствора в стандартном диапазоне температуры и давления в условиях стандартной физической и химической среды (силикатные, реже карбонатные, горные породы)" [Овчинников, 1983, с. 27]. Далее тот же автор продолжает: "Наличие стандартности условий и хода рудного процесса открывает дорогу попыткам конструирования генетической модели месторождения на основе единого каркаса с попеременным вложением в него комбинаций тех или иных переменных составляющих" [Там же, с. 33].

К числу проявлений стандартности (конечно, относительной, а не абсолютной) относятся прежде всего: универсальность воды как растворителя и переносчика металлов; обычная смена глубинной восстановительной

обстановки у поверхности Земли окислительной и соответственно преобразование щелочных растворов в кислые; преимущественно галогенный (хлоридный, с теми или иными количествами сероводорода, фтористых и борных эксгалаций) состав рудообразующих растворов; почти постоянное содержание в этих растворах уголекислоты; перенос металлов преимущественно в форме хлоридных (на глубине) и сульфидных (в приповерхностной обстановке) комплексов тяжелых и щелочных металлов; осаждение металлов главным образом при разрушении комплексов вследствие охлаждения или окисления растворов; большая роль серы как осадителя металлов из хлоридных растворов; отложение руд в сравнительно ограниченном диапазоне глубин и температур, обычно в условиях понижающихся температур; сравнительно однообразная зональность продуктов гидротермальной деятельности, сопровождающей кристаллизацию магматических тел: щелочные преобразования → кислые → близнеитрально-щелочные → иногда кислые (при окислении серы сероводорода вблизи поверхности).

К числу распространенных процессов при рудообразовании, также определяющих его "стандартность", принадлежат: частое проявление при развитии магмато-генно-рудных систем процессов ликвации магм и участие в рудообразовании флюид-порфировых магматических комплексов; сопровождение рудоотложения взрывами с образованием автомагматических брекчий; сопряженность рудообразования с калиевым метасоматозом, часто непосредственно предшествующим отложению рудных минералов; образование метасоматической зональности со сменой снизу вверх зон фельдшпатизации, грейзенизации, серицитизации, пропилитизации, аргиллитизации; определенная последовательность осаждения металлов, связанная с различной растворимостью сульфидных комплексов: Sn—Cu—Zn—Pb—Ag—Au—Sb—Hg; существенная роль гидролиза в рудообразовании и др.

В какой-то степени стандартны и динамические условия рудообразования. Дифференциация магм, обособление рудных компонентов происходят преимущественно в периоды сжатия земной коры. Существование же эпох рудоотложения определяется растяжениями коры, когда открываются пути для продвижения к поверхности магматических продуктов и рудных эманаций. Этими путями являются разломы, последовательно развивающиеся с поверхности на глубину. В результате чего они сначала вскрывают коровые (сиалические) магматические очаги, а затем глубинные (базальтовые). В этом — причина обычного парагенеза формаций кислой, часто игнимбритовой, залегающей внизу и перекрывающей ее платобазальтовой, а также образования так называемых контрастных ассоциаций вулканитов с "переслаиванием" кислых и основных магматических продуктов при периодическом поступлении магм из разноглубинных магматических очагов. В общем случае подобное переслаивание имеет место в период, переходный от кислого к базальтовому магматизму. В условиях устойчивых структур с относительно мощной континентальной корой этот переходный период обычно получает широкое развитие, что создает впечатление беспорядочной смены излияний то кислых, то базальтовых лав.

Таким парагенезом кислых и базальтовых магм объясняется и часто встречаемая ассоциация руд и даек основных магматических пород. Рудо-

образование обычно происходит в поздний магматический (или постмагматический) этапы, когда разломы уже вскрывают очаги основной магмы.

При дифференциации в глубинных очагах развивается последовательная дифференцированная ассоциация: базальт → андезит → дацит → липарит. Металлогенические эпохи и в таких случаях приурочиваются к окончаниям циклов дифференциации — извержениям кислых магматических продуктов.

Обогащение магм щелочами имеет два максимума. Первый приурочен к заложению эвгеосинклинального трога, когда по глубинным разломам к поверхности устремляются щелочи — свежие мантийные дифференциаты. Второй связан с краевыми вулканическими поясами — показателями относительно мощной континентальной коры. Обогащение калием пород в этот этап связано уже с "сиалической" (коровой) щелочностью — естественным накоплением калия в кислых дифференциатах.

Рассмотрим явления метаморфизма с позиций их значения для рудообразования. Значение это можно оценить после анализа трех наиболее существенных, на наш взгляд, вопросов, касающихся природы метаморфической зональности складчатых областей, масштабов перемещения вещества при метаморфизме, значимости понятия "метаморфическая фация" при прогнозировании и поисках полезных ископаемых.

Метаморфические пояса, выделяемые А. Миясиро [1976], отражают, по существу, геосинклинальную зональность. Пояс высокого давления и низкой температуры совпадает с фронтальными эвгеосинклинальными прогибами, преобразующимися во внешние дуги. Это области преимущественно базитового и ультрабазитового магматизма, широкого распространения зеленокаменного преобразованных вулканитов.

Метаморфические пояса низкого давления и высокой температуры представляют тыловые структуры складчатых областей — краевые вулканические пояса с развитием кислых и субщелочных вулканитов и обилием гранитоидных интрузий. Естественно, что здесь широко проявлен контактовый метаморфизм со свойственной ему высокотемпературной минерализацией.

Промежуточные между фронтальными и тыловыми структурами зоны, характеризующиеся развитием как зеленокаменных вулканитов, так и многочисленных гранитоидных интрузий, представляют внутригеосинклинальные поднятия (островные дуги). А. Миясиро относит их, в значительной степени условно, к метаморфическим поясам низкого давления. Правильнее было бы выделять их в качестве самостоятельного метаморфического пояса, отличающегося от пояса метаморфизма низкого давления преимущественно андезитовым, а не кислым и щелочно-кислым составами вулканитов, а от пояса метаморфизма высокого давления — отсутствием глаукофана.

Особенности метаморфических поясов А. Миясиро объясняет различными соотношениями литостатического давления и температуры при метаморфизме, обусловленными различной скоростью субдукции и вариациями толщины поддвигаемой плиты и углов ее наклона.

На наш взгляд, различия поясов отражают главным образом петрохимическую и общую геохимическую специализацию структурно-формационных зон в геосинклинальных системах. Изменения вулканитов, определяю-

щие Индивидуальность поясов, в значительной мере обусловлены не наложенным региональным метаморфизмом погружения, а ранними, постмагматическими, преимущественно гидротермально-метасоматическими процессами [Власов, 1982]. Во внешних эвгеосинклинальных прогибах особенно интенсивен щелочной (натриевый) метасоматоз, вызывающий раннюю спилитизацию вулканитов и способствующий образованию глаукофана. При ранних постмагматических изменениях вулканитов формируется в числе других низкотемпературных образований и пренит-пумпеллитовая ассоциация, часто несправедливо считаемая типичным продуктом наложенного регионального метаморфизма.

Во внутренних вулканических дугах значительно повышается роль сернистых и хлоридных эксталяций, а также углекислоты, с чем связываются процессы пропилитизации, охватывающие в подводных условиях большие объемы пород, что обуславливает образование мощных зеленокаменных толщ.

В краевых вулканических поясах особенно отчетливо проявляется деятельность галоидных кислот, особенно фтористо-водородной. Здесь наряду с контактовым метаморфизмом широко проявляются грейзенизация, образование вторичных кварцитов галогенкислотного ряда, скарнирование известняков, щелочной (калиевый) метасоматоз.

На преимущественно постмагматический характер зеленокаменных изменений, например неогеновых вулканитов Курило-Камчатской дуги и палеозойских зеленосланцевых пород Южного Урала, указывает принадлежность тех и других к продуктам гидротермального метаморфизма регрессивного характера. В связи с этим в этих образованиях наблюдается тесная связь пропилитизации с аргиллизацией, развивающейся вслед за пропилитизацией при продолжающемся падении температуры [Ратеев и др., 1973]. На примере зеленосланцевых толщ Урала, Курило-Камчатской дуги, Японии и других областей устанавливается большая роль в ранних зеленокаменных изменениях вулканитов первичной воды, углекислоты и щелочей [Марковский, Розина, 1971; Власов и др., 1978б; Miyagi, 1964; и др.]. Эти же факторы играют решающую роль в спилитизации лав, представляющей позднемагматический и постмагматический процессы. Интересны в этом отношении наблюдения над спилитизацией вулканитов Курило-Камчатской дуги, в которых альбитизация плагиоклазов стала развиваться еще до излияния лав на морское дно и продолжалась до падения температуры вулканитов: трещины остывания, возникшие при соприкосновении горячей лавы с холодной водой, пересекают уже сформировавшиеся псевдоморфозы альбита по плагиоклазам [Власов и др., 1974]. Ранний генезис спилитов согласуется с обычными проявлениями на раннегеосинклинальном этапе щелочного (натриевого) метасоматоза.

Многие исследователи, признавая участие в зеленокаменных изменениях вулканогенных толщ пропилитизирующих растворов, все же связывают образование так называемых "зеленосланцевых" толщ преимущественно с наложенным региональным метаморфизмом. Однако указываемые ими (например, В.Л. Русиновым [1972]) критерии отличия этих зеленосланцевых пород от пропилитов не оправдываются [Власов, 1982]. Ранее на отсутствие четких признаков пропилитизирующего и зеленокаменно метаморфизирующего процессов указывал М.М. Василевский [1973].

О необходимости пересмотра вопроса о минералах-индикаторах регионального и контактового метаморфизма пишет Р. Хатчинсон [Hutchinson, 1983]. В ряде случаев они оказываются продуктами гидротермального рудообразующего процесса. В частности, алюмосиликатный аутометаморфизм, сопровождающий образование массивных сульфидных руд, обуславливает развитие высококремнистых и высокоглиноземистых минералов, и не исключена возможность, что такие минералы, как гранат, кордиерит и даже кианит, могут оказаться гидротермальными образованиями. Связанными своим образованием с гидротермами могут быть некоторые высокоглиноземные метаморфизованные породы юго-восточных районов Аппалачей. Если это подтвердится, то такие породы могут использоваться как индикаторы близлежащих рудных залежей. Гидротермальный генезис, по Р. Хатчинсону, могут иметь и некоторые тальк-карбонатные породы, сейчас трактуемые как продукты метаморфизма ультрамафитовых пород. По-видимому, гидротермальное происхождение имеет тальк в осадках залива Калифорния, во впадине Атлантик II Красного моря, в архейских железорудных формациях, рудных залежах массивных сульфидов и на некоторых золотых месторождениях.

Таким образом, общий характер метаморфических поясов определяется главным образом составами распространенных в них пород и ранними, позднемагматическими и постмагматическими, их изменениями. Последующие накладываются на пояса даже многоэтапные метаморфические процессы, видоизменяя несколько породы, все же обычно позволяют определять их первичный состав и выявлять типы структурно-формационных зон, свойственные геосинклинально-орогенным областям.

Если "зеленосланцевые" изменения связаны преимущественно с объемной пропилитизацией, то естественно думать, что обычное повышенное содержание рудных элементов в породах "зеленосланцевой фации метаморфизма" фактически обусловлено ранними пропилитизирующими процессами, а не наложением процессов регионального метаморфизма. Как известно, сторонниками метаморфогенного рудообразования обогащенность зеленокаменных пород рудными элементами объясняется миграцией металлов при метаморфизме из более высокотемпературных фаций в зеленосланцевую. Однако специальные исследования показывают изохимический характер региональных метаморфических преобразований [Добрецов, Пономарев, 1972; Петров, Яковлева, 1973 и др., Капезинская и др., 1976; Миясино, 1976]. Имеющиеся отступления от этого правила связаны с дополнительным воздействием на породы газогидротермальных флюидов, т. е. с гидротермальным метасоматозом [Капезинская, Хлестов; 1981]. Поэтому нельзя ожидать перемещения рудных элементов при региональном метаморфизме в количествах, достаточных для образования метаморфогенных рудных месторождений. Имеются, например, многочисленные свидетельства отсутствия перемещений золота при метаморфизме, поэтому большинство исследователей делают вывод о невозможности миграции значительных количеств золота в породы зеленосланцевой фации за счет процессов регионального метаморфизма [Хорева, 1968; Бархударов, 1976; Шер, 1979; и др.].

В пользу отсутствия связи руд зеленокаменных толщ с наложенным региональным метаморфизмом говорит факт существования очень моло-

дой, неогеновой рудоносной толщи пропилитизированных пород — "зеленых туфов", распространенной в Японии, на Камчатке и в других районах Тихоокеанского пояса. В известной мере "стратиформный" характер этой толщи связан с рядом благоприятных для рудообразования условий в конце раннего—начале среднего миоцена: далеко зашедшей дифференциацией магм, развитием условий для подводного вулканизма вследствие опусканий и формирования обширных бассейнов и др. Большая часть руд образовалась непосредственно на дне моря. Естественно, что явления регионального метаморфизма в данном случае не могли иметь места.

Палеозойские зеленокаменные толщи Урала ранее рассматривались как образования, обособленные от руд. В настоящее время большинство уральских геологов отмечают тесную связь зеленокаменных изменений вулканогенных толщ с колчеданным оруденением [Иванов, Нечеухин, 1964, 1969; Прокин, Захарова, 1969; Кейльман, Нечеухин, 1970; Рудницкий, 1981; и др.].

Следовательно, нет оснований объяснять обогащенность пород зеленосланцевой фации рудными элементами влиянием региональных метаморфических процессов. Более естественно это связывать с ранними проявлениями пропилитизации. Такое понимание сущности зеленокаменных преобразований вулканитов расширяет перспективы рудоносности зеленокаменных толщ, позволяет использовать при поисках руд наряду с другими и стратиграфические критерии. Справедливость подобного понимания подтверждается результатами работ в областях древнего вулканизма. "Дометаморфическая" пропилитизация, сопровождаемая рудами, установлена в зеленокаменных толщах Станового хребта, восточной Карелии и в других районах [Глаголев, 1976; Белолипецкий, 1981; Костин, Костина, 1982; и др.].

В метаморфических толщах встречаются также рудосодержащие продукты более поздних магматических и гидротермальных процессов, обычно объединяемых неудачным, безликим термином "диафориты".

Пример метаморфической зональности подвижных зон показывает, что ограничивать метаморфические процессы воздействием на породы лишь температуры и давления нельзя. Между тем понятие "метаморфическая фация" подразумевает влияние прежде всего давления и температуры относительно к геологической позиции пород, их первичному составу, влиянию газожидких флюидов, общей геохимической специализации структурно-формационных зон. Это значительно обесценивает понятие метаморфической фации, ограничивает возможности его применения лишь при грубых подразделениях толщ и самом приближенном районировании.

Определение параметров температуры и давления для многих метаморфических пород делается часто весьма приблизительно, что предопределяет условность выделения и самих метаморфических фаций. Большие трудности вызывает выяснение условий давления низкотемпературных метаморфических минералов, состав которых в большей степени определяется не давлением, а геохимическими условиями метаморфизма. Критерии разделения некоторых метаморфических фаций весьма условны. Как отмечает А. Миясиро [1976], "наши знания минеральных парагенезисов пород пироксен-роговиковой и гранулитовой фаций не позволяют точно определять границу между ними" (с. 326). Эксперименты не всегда уточняют

условия образования метаморфогенных минералов из-за получения метастабильных соотношений и невыясненности влияния на результаты ряда факторов.

Прогрессивное в свое время понятие "метаморфическая фация" стало сейчас слишком схематичным, не учитывающим многообразия природных метаморфизирующих процессов, значения первичного состава пород. В силу этого рассматриваемое понятие не может уже удовлетворять полностью практическим запросам. Усилия исследователей метаморфизма, нам кажется, целесообразно направить также и на выделение типов метаморфизма, тщательное изучение составов и структур метаморфических пород для установления их первоначального характера, определения их отношения к тем или иным магматическим или осадочным формациям. В большинстве случаев это возможно, о чем говорят примеры уральских и карельских геологов, устанавливающих в палеозойских, протерозойских и даже архейских метаморфических толщах состав, структуру и тонкие текстурные особенности первичных пород.

Таким образом, метаморфические процессы в большинстве случаев не являются определяющими при рудообразовании. Вследствие вызываемых ими перекристаллизации и перераспределения рудных компонентов, некоторые руды "облагораживаются", становятся более легко обогащаемыми. Месторождения таких руд часто относят к метаморфогенным, хотя фактически это лишь метаморфизованные месторождения иного генезиса. Действительно метаморфогенными являются лишь некоторые виды нерудного минерального сырья (слюды, керамические материалы и пр.).

"Вторичные" рудоносные растворы могут, по-видимому, возникнуть лишь при ультраметаморфизме (гранитизации). Но эти термы, так же как и ультраметаморфические гранитоиды, пока неотделимы от "аллохтонных" магматических образований, и отложение руд из них если и происходит, то все же не в прогрессивную, "ультраметаморфическую", а в регрессивную, "постмагматическую", стадию. Ультраметаморфическая гранитизация вряд ли мыслима без участия интрателлурических (сквозьмагматических) растворов. Нет оснований сомневаться в справедливости заключения Л.Н. Овчинникова [1973], что рудоотложение, связанное с интрателлурическими растворами, происходит, так же как из постмагматических растворов, в регрессивную стадию, т. е. при падающей температуре.

Надо учитывать также, что собственно региональный большеобъемный метаморфизм проявлялся преимущественно в древние эпохи. По мнению В.И. Смирнова [1982], региональный метаморфизм с каледонского этапа сменился локальным в ореолах интрузий и вдоль зон разломов. Соответственно с этим метаморфогенное рудообразование заглохло. Есть основания думать, что метаморфогенное рудообразование не проявлялось в масштабах, необходимых для образования промышленных месторождений, и в древние эпохи. Роль метаморфизма сводилась и тогда к некоторой переконцентрации металлов в вулканогенно-осадочных, черносланцевых и других первичных рудоносных формациях. Создать самостоятельные рудные месторождения древние метаморфические процессы не могли в силу их низкоградиентности. Видоизмененные метаморфизмом рудные

месторождения правильнее называть метаморфизованными (нередко — глубокометаморфизованными), а не метаморфогенными. Как подчеркивает Г.Н. Щерба [Металлогенические..., 1983], "метаморфизм минеральных скоплений осадочного генезиса начинается уже с диагенеза, а гидротермальных — с возникновения термоаномалии и потока растворов последующей стадии или этапа минерализации. При таком подходе все или почти все месторождения оказываются метаморфогенными, и тогда теряется смысл самого понятия" (с. 3).

Итак, можно сделать вывод, что метаморфизм, несколько изменяя структуру и минеральный состав пород и руд, обычно не образует сам по себе промышленных рудных концентраций. Поэтому естественный путь выявления древних руд — восстановление первичной дометаморфической природы осадочных и вулканогенных отложений архея—протерозоя, выделение зон ранней, дометаморфической пропилитизации, тщательные исследования областей распространения древних вулканов, субвулканических, вулканоплутонических и гипабиссальных интрузивных комплексов, где наиболее вероятно открытие руд. Для формационного анализа докембрийских минеральных месторождений необходимо восстановление первичной дометаморфической природы осадочных и вулканогенно-осадочных отложений архея—протерозоя.

Все сказанное поясняет отсутствие в нашей систематике группы метаморфогенных рудных систем.

### *Глава 3*

## **ТИПОВЫЕ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ СИСТЕМЫ РАЗЛИЧНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

При общей пестроте составов и структур рудных месторождений выделяются типы магматогенно-рудных систем, характерные для различных этапов геосинклинально-орогенного развития. Они, подобно формациям, повторяются в сходных геологических структурах во всех географических областях Земли. Это позволяет считать и называть их типичными или типовыми [Власов, 1981а]. Часть типовых систем, главным образом орогенных, обнаруживает тесную связь с определенными этапами развития подвижных областей. Другие системы, возникая в определенный этап и будучи характерными для него, унаследованно проявляются в несколько измененной форме и в последующее время.

Наиболее распространены модификации систем пяти типов: 1) сопряженные поднятие и опускание, 2) порфировая система (интрузивные купола), 3) рифты, 4) сводово-блоковая система, 5) концентрические структуры. Системы подразделены на подсистемы, отражающие различные структурно-вещественные и генетические вариации. В дальнейшем, вероятно, будет возможность выделить и другие системы.

## СИСТЕМА ПЕРВОГО ТИПА (СОПРЯЖЕННЫЕ ПОДНЯТИЕ И ОПУСКАНИЕ)

Очень распространенная система этого типа наиболее отчетливо проявляется в конце раннегеосинклинального этапа, когда напряжения растяжения сменяются сжатием, а опускания — поднятием. В различных вариациях она сохраняется и в более поздние этапы геологического развития, до орогенного включительно.

Система была выделена А.Н. Заварицким, установившим в 1927 г. парагенетические связи между колчеданными и железорудными месторождениями Урала. В последующем многие исследователи подметили как общую закономерность приуроченность колчеданных месторождений к склонам палеоподнятий, а железорудных и марганцеворудных — к соседним прогибам [Белоус, Новожилов, 1964; Попов, 1979; Резников, 1981; и др.]. Затем после анализа геологического развития тектонических структур рудных районов рудный ряд был дополнен еще одним звеном — колчеданно-полиметаллическими месторождениями [Нуварьева, Сливинский, 1980; Беляшов, Муканов, 1981; Авдонин и др., 1982; Ишутин, 1982; Тарасов, 1983; Stanton, 1972; и др.]. Последующие исследования показали существование латеральных рядов парагенетически связанных стратиформных руд различного состава [Овчинников, 1981; Plimer, 1978; и др.].

Приведем примеры сопряженности железомарганцевых и колчеданно-полиметаллических месторождений в различных рудных провинциях мира.

Представления А.Н. Заварицкого о парагенетических соотношениях железомарганцевых и колчеданных месторождений подтвердил С.Н. Иванов, показавший присутствие в этих рудах общих характерных примесей. В последующем фациальные взаимоотношения между ними были установлены во многих рудных провинциях и районах.

Особенно убедительный пример в этом отношении представляют месторождения Атаусуйского района Центрального Казахстана. На месторождении Ушкатын-III пласты железомарганцевых руд в западном и полиметаллических руд в восточном крыльях синклинальной складки связаны фациальными взаимоотношениями и находятся в одном и том же стратиграфическом горизонте — верхнефаменском подъярусе верхнего девона (рис. 3).

Как особенность докембрийских колчеданоносных эвгеоантиклинальных структур Г.В. Ручкин [1980] отмечает тесную пространственную связь с колчеданными месторождениями кремнистых марганецсодержащих пород и железистых кварцитов. В рудных районах Швеции наряду с колчеданными рудами широко развиты месторождения железных и марганцевых руд (Лонгбан, Стриберг, Руллшуттан и др.). В Канаде на непосредственном продолжении структур, вмещающих месторождение Брокен-Хилл, находится железорудное месторождение Систер-Пинаклз. В ряде случаев на железорудных месторождениях установлены концентрации медноколчеданных руд, представляющие промышленный интерес.

Р. Стэнтон [Stanton, 1972] считает стратифицированные сульфидные руды и формацию слоистых железных руд родственными образованиями.

При неустойчивых окислительно-восстановительных условиях выпадение марганца до образования местами промышленных концентраций может происходить (при значительном увеличении щелочности среды) и в сравни-

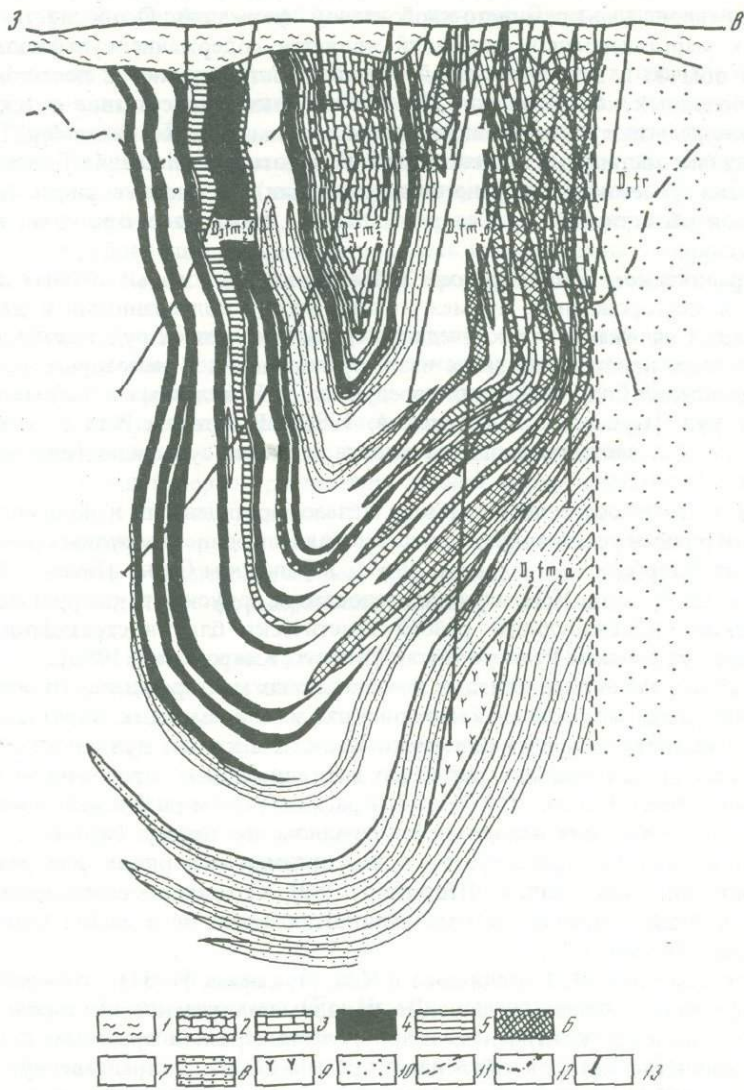


Рис. 3. Геологический разрез месторождения Ушкаты-III [Бузмаков и др., 1980]

1 – кайнозойские глины и пески; 2 – кремнистые известняки слоистой и волнисто-слоистой текстуры; 3 – рифогенные известняки; 4 – марганцевые руды; 5 – железные руды; 6 – барит-свинцовые руды; 7 – глинисто-кремнисто-карбонатные породы массивной и слоистой текстуры; 8 – вишнево-серые и серо-зеленые алевролиты и песчаники; 9 – фельзит-порфиры; 10 – вишневые и сиреневые песчаники и алевролиты; 11 – разрывные нарушения; 12 – нижняя граница древней коры выветривания; 13 – буровые скважины

тельно восстановительных условиях среди осадков углеродистой и углеродисто-терригенно-кремнисто-карбонатной формаций. Особенностью подобных марганценовых формаций является содержание сульфидов Fe, Zn, Pb обычно в виде рассеянной вкрапленности, но иногда достигающее промышленных концентраций. Характерно также присутствие в тех или иных количествах туфов, иногда с повышенными содержаниями Mg. Такие фашиальные обстановки существовали на некоторых площадях Енисейского кряжа (Таежное и другие месторождения), а также в рифе Алтае-Саянской области, силуре Северного Китая, протерозое Бразилии, архее Мадагаскара.

В Еравнинском рудном районе Забайкалья на некоторых рудных полях имеются месторождения, промежуточные между колчеданными и железорудными, с залежами как колчеданных, так и железных руд, находящимися в тесных пространственных взаимоотношениях. В некоторых залежах месторождений Солонг, Туркул чередуются слои железных и полиметаллических руд [Нуварьева, Сливинский, 1980]. В Кривом Роге в подошве и кровле железистых кварцитов иногда залегают сульфиды (пирротин и пирит).

Тесные взаимоотношения между железомарганцевыми и полиметаллическими рудами устанавливаются во многих палеозойских рудных районах: на Алтае [Дербилов, Нуварьева, 1967], в Западном Саяне [Белоус, Новожилова, 1964] и др. Некоторые исследователи допускают, что рудные тела Алтайского железорудного района генетически близки стратиформным сульфидным залежам Рудного Алтая [Белоус, Кляровский, 1980].

Парагенез железомарганцевых и колчеданных месторождений отмечается и в молодых, мезозойско-кайнозойских, и современных образованиях. В зоне Передового хребта Северного Кавказа в кровле вулканогенно-осадочных медноколчеданных руд лежат марганценовые горизонты железистых силицитов [Резников, 1981]. В Красноморском рифте железомарганцевые месторождения находятся на западном его берегу. Разлом, с которым они связаны, трассируется в направлении оси рифта, где развиты полиметаллические осадки [Ишутин, 1982]. Сосуществование медистых и марганцевых горизонтов устанавливается также и в рифте Северной Эфиопии [Унксов, 1981].

По заключению Н.М. Беляшова и К.М. Муканова [1981], совмещенные стратиформные железомарганцевые и полиметаллические месторождения известны на всех континентах и приурочены к разновозрастным толщам.

Большинство авторов объясняют временную и пространственную близость железомарганцевых и колчеданно-полиметаллических руд соседством зон рудоотложения: колчеданно-полиметаллических в прибрежной зоне морских бассейнов, железомарганцевых — в большем удалении от берега. Анализ материалов выявляет, однако, еще более тесные связи между этими рудными формациями.

Дальнейшее утверждение рассматриваемой системы можно отнести к моменту, когда выяснилась специфичность тектонической обстановки, в которой развиваются отмеченные парагенетические ряды рудных формаций.

Система первого типа представляет сопряженные поднятие и опускание, т.е. тектонопару в понимании А.И. Суворова [1976]. Но в дополнение

к этим представлениям развитие подобных тектонопар рассматривается здесь с учетом периодической смены в истории Земли напряжений растяжения и сжатия.

Заложение геосинклинального трога обычно происходит в условиях растяжения коры и развития базальтового магматизма (спилито-диабазовая формация). Последующая смена растяжения сжатием проявляется сначала в появлении локальных "узлов" сжатия, в которых проявляются поднятия, магматической дифференциации, формировании гранитоидных и другого состава интрузий, обособлении кислых дифференциатов и руд. Подобные рудоносные вулканоплутонические сооружения, широко распространенные на Урале, С.Н. Иванов и В.А. Прокин [1974] называют ацерволитами.

Локальные поднятия в геосинклинальном троге затем развиваются в геоантиклинальные зоны, в которых локализуются относительно кислые магматические продукты. На соседней же пониженной площади геосинклинального трога поднятие запаздывает, еще преобладает латеральное растяжение и продолжают опускание и базальтовый магматизм.

В последующий период растяжения земной коры (захватывающего как антиклинорные, так и опускающиеся зоны) получают доступ к поверхности магматические и рудные дифференциаты и развивается магматогенно-рудная система с последовательным пространственным рядом рудных формаций. Окончательное формирование системы — итог длительного и многофазного процесса.

В общем виде в системе на поднятиях образуются магматические, гидротермальные жильные и метасоматические рудные месторождения, на сопряженных опускающихся площадях — стратиформные месторождения. Последние в полном развитии, при гармоническом течении процесса, представляют прерывисто-непрерывную цепь, крайними членами которой являются наиболее близкие к вулканоплутоническим очагам колчеданные месторождения и наиболее удаленные от очагов железорудные и марганцеворудные залежи. Марганец по сравнению с железом в общем случае осаждается в более удаленных зонах от берега. Основная причина этого — различная величина рН осаждения гидроокислов железа (5,5) и марганца (9,0). Поэтому Mn (обычно с примесью Fe) предпочтительнее осаждается на кислородном барьере. Концентрации P образуют наиболее удаленный от очагов рудный ореол. Такой парагенез (Fe—Mn—P) устанавливается в Азово-Черноморской провинции юга Украины и в Удско-Селемджинском районе Дальнего Востока СССР. Другие возможные промежуточные члены цепи — колчеданно-полиметаллические месторождения, золоторудные, иногда вольфрамоносные или ураноносные "черные сланцы", свинцово-цинковые руды в доломитах и известняках (часто красноцветных). Могут присутствовать также стратиформные сурьмяно-ртутные, оловянные [Hutchinson, 1979], баритовые и другого состава руды. В зависимости от условий в системе развиваются те или иные звенья стратиформного рудного ряда.

Пространственная и парагенетическая связь между железомарганцеворудными и стратиформными залежами другого состава имеет большое прогнозное и поисковое значение и уже используется в Канаде при выявлении колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Об этом можно судить по следующей выдержке, в русском переводе, из статьи Г. Гросса

[Gross, 1979]: "При поисках стратиформных месторождений сульфидных руд в архейских вулканических поясах Канадского щита важным геологическим фактором является их связь с формацией железистых кварцитов эксталяционно-осадочного генезиса. Установление этой связи позволило рассматривать оба оруденения как различные фации единого вулканогенно-осадочного процесса" (р. 53). О большом значении при прогнозировании и поисках полиметаллического оруденения обычных тесных взаимоотношений полиметаллической и железомарганцевой зон пишут Н.М. Беляшов К.М. Муканов [1981], А.В. Тарасов [1983] и др.

Наблюдаемая в описываемой системе латеральная зональность естественно проявляется и по вертикали, в разрезах. Поэтому во многих случаях железистые и марганцевистые накопления находятся в кровле разнообразных рудных залежей. Характерно, например, обычное перекрытие колчеданно-полиметаллических руд куроко в Японии гематитовым слоем с Mn. Марганцевый "ореол" может проявляться как в кровле, так и на флангах колчеданных залежей, причем характер взаимоотношений марганцевой минерализации с сульфидной свидетельствует о единстве их происхождения [Резников, 1981]. В.П. Крылова [1983] предлагает использовать марганцевую минерализацию как поисковый признак золото-серебряных руд. Кварц-родонит-карбонатный комплекс, обычно завершающий процесс рудообразования на золото-серебряных месторождениях, содержит изоморфную примесь серебра. Ореолы марганца устанавливаются вокруг полиметаллических рудных залежей различного возраста и в различной степени метаморфизованных. Рудные отложения Красного моря окружены марганцевым ореолом, распространяющимся в радиусе 10 км от руд. Ореол состоит из скопления окислов марганца с небольшим содержанием других металлов. Марганцевые ореолы вокруг стратиформных рудных месторождений проявляются в мезозойских и палеозойских отложениях Центральной Европы. В докембрийских образованиях Капской провинции Южной Африки, метаморфизованных в амфиболитовой фации, марганец околорудного ореола содержится в гранатах (до 35% MnO), пироксенах (5%), стипномелане (11%). Обогащение марганцем гранатов — метаморфический эквивалент первичного марганцевого ореола: метаморфические процессы и в данном случае оказываются изохимическими [Stumpfe, 1979]. О марганцевистых гранатах как "проводниках" к золотым рудам пишут австралийские геологи [Walliat, Barnett, 1982].

Все рудные образования рассматриваемой системы в общий ансамбль объединяет туфовый флиш, шлейф которого распространяется от главного поднятия на многие сотни, а иногда и тысячи километров (рис. 4). Его образование связано с той же фазой растяжения, которая обусловила подъем рудных эманаций. Фациальные взаимоотношения различных стратиформных руд и туфов наблюдаются во многих рудных районах. Так, осадочная толща, вмещающая руды Филлизайского полиметаллического месторождения, в 8—10 км от месторождения в сторону Главного Кавказского хребта, на 40—60% замещается туфами и лавами среднего и основного состава [Попов, 1979]. На крупнейших рудных месторождениях Австралии Брокен-Хилл и Маунт-Айза в тонкополосчатых рудах имеются слои кислых туфов. По наблюдениям австралийских геологов в ряде случаев установлено, что извержения кислых туфов непосредственно предшество-

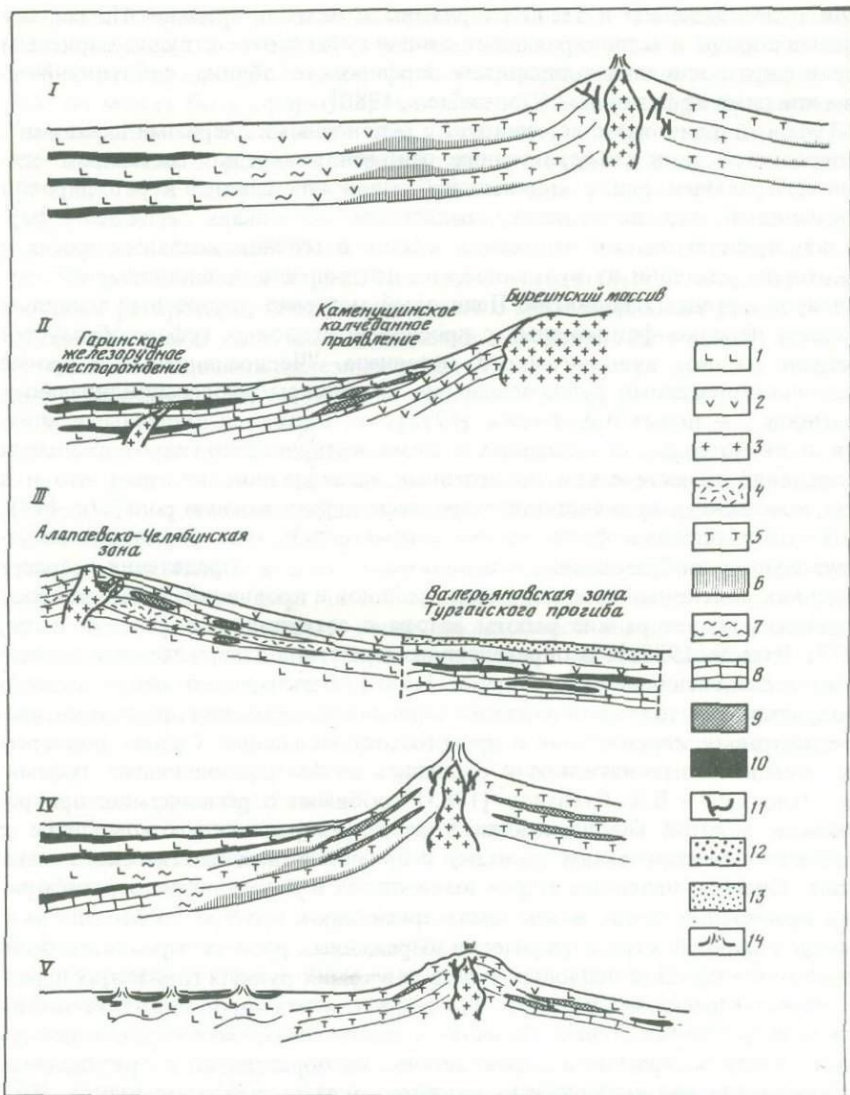


Рис. 4. Схемы магматогенно-рудных систем первого типа (сопряженные поднятие и опускание)

I — Селемджино-Кербинский район (Дальний Восток); II — северо-западный склон Буреинского массива; III — восточный склон Урала; IV — Атасуйский район Центрального Казахстана; V — Енисейский кряж.

1 — спилито-керафировая ассоциация; 2 — андезиты, дациты; 3 — интрузии гранитоидов; 4 — липариты; 5 — туфовый флиш (пирокластический "шлейф"); 6 — черные сланцы (с Si, Zn, Pb и др.); 7 — кремнисто-вулканогенные породы; 8 — известняки, доломиты; 9 — колчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи; 10 — железорудные и марганцеворудные залежи; 11 — гидротермальные жильные и метасоматические руды; 12 — медно (молибден) порфировые руды; 13 — "плащ" рыхлых осадочных отложений; 14 — вулканы

вали рудоотложению и тесно сопряжены с ним во времени. По составу кислые породы и ассоциированные с ними туфы соответствуют кварцевым кератофирам или плагиолипаритам порфиривого облика, субвулканическим или даже эффузивным [Полезные..., 1980].

Туфовый флиш часто ассоциирует с рудоносными "черными сланцами". Углеродисто-кремнисто-терригенные отложения нередко составляют единый латеральный ряд с спилито-диабазовой или спилито-кератофировой формациями. Это, по существу, раннегеосинклинальная "аспидная" формация, представляющая отложения впадин в геосинклинальных трогах в некотором удалении от вулканических центров или присклонные отложения вулканогенных поднятий. Пелитовый материал рудоносных аспидных сланцев, нередко флишоидных с прослоями пепловых туфов, образуется частично за счет вулканического материала. "Черносланцевые и прочие осадочно-терригенные рудовмещающие комплексы миогеосинклинальных прогибов", — пишет В.А. Буряк [1982], — "считаются лишенными влияния вулканогенных и связанных с ними вулканогенно-гидротермальных проявлений. Вместе с тем проведенные исследования показали, что и в этих комплексах вулканогенные процессы играли важную роль" (с. 114).

Поэтому туфовый флиш можно рассматривать как формацию, сопутствующую рудообразованию, и использовать ее для определения возраста руд и как поисковый признак рудных районов и провинций. Этому вопросу посвящены более ранние работы автора с сотрудниками [Власов и др., 1977; Власов, 1979а]. В определенной мере это подтверждается и последними исследованиями В.А. Буряка [1982], отмечающего частую рудную продуктивность толщ флишоидного строения, содержащих прослой кварцево-альбитовых, серицитовых и другого состава сланцев. Сланцы подвергались специальному изучению и оказались метаморфизованными туфами. И.С. Чанышев и В.А. Степанов [1983] сообщают о региональной приуроченности золотой минерализации в разрезе верхоянского комплекса к определенным горизонтам (свитам) с примесью пирокластического материала. Прослой пепловых туфов выявляются в большинстве стратиформных рудоносных толщ, в том числе архейских и протерозойских. Во вмещающих породах стратиграфически выраженных рудных горизонтов часто встречаются прослой пепловых туфов, а в самих рудных горизонтах нередко реликты пепловых структур. Среди оруденелых пород нижнего докембрия месторождения Лувем (Канада) установлена прямая корреляционная связь между содержанием пирокластических образований и оруденением. Тесная ассоциация вулканических туфов с рудами дала возможность некоторым советским и зарубежным исследователям высказать мнение о том, что поставщиком меди в бассейны были вулканические пеплы и другой пирокластический материал. Можно вспомнить, что, по предложению некоторых исследователей, вулканические пеплы могли быть источником урана месторождений плато Колорадо.

Объединение различных звеньев рудной цепи и их отдельных членов в общую систему доказывается и другими проявляющимися в составах пород и руд закономерностями, именно: сменой по мере удаления от поднятий относительно кислых вулканических продуктов более основными, изменением в том же направлении восстановительных условий образования рудных минералов на окислительные, уменьшением масштабов гидротер-

мальных изменений вмещающих руды пород и др. Последняя закономерность отражает в известной степени, "закон стрелы", установленный Г.М. Власовым и О.Г. Борисовым [1969]. Применительно к данному случаю он может быть сформулирован так: клинья гидротермально измененных пород в системе первого типа указывают, подобно стрелам, направление возможного развития стратиформного рудного ряда. И.Р. Плаймер [Plimer, 1978] отмечает также последовательное уменьшение в рядах стратиформных месторождений при удалении от вулканических очагов количественного отношения  $Cu/(Cu + Zn + Pb)$  и увеличение содержания в рудах пирротина за счет пирита. Последнее обстоятельство связывается им, вопреки распространенному мнению, не с метаморфизмом руд, а с более глубоководными условиями отложения сульфидов. Величина  $Ge/Fe$  в экзогенно-осадочных железных рудах убывает по мере удаления от вулканических очагов, а  $Ti/V$  и  $Sr/Ba$  возрастают [Григорьев, 1968].

Между рудными месторождениями в эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зонах, естественно, имеются связи. Так, В.А. Буряк [1982] отмечает, что "намечается в целом единый ряд близких образований от слабозолотоносных колчеданных месторождений, типоморфных для эвгеосинклиналей, до прожилково-вкрапленных золотосульфидных месторождений, характерных для соседних миогеосинклиналей" (с. 121). Однако требует объяснения факт частой приуроченности рудных месторождений непосредственно к границам эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон. Причиной этого может быть совмещение с этой границей выхода глубинного разлома. Другой возможный вариант решения этого вопроса: эвгеосинклинальные зоны после инверсии поднимаются, и в таком случае у границы их с опускающимися или стабильными миогеосинклинальными зонами сформируется система первого типа и возникнут оптимальные условия для рудообразования.

Особенность описываемой магматогенно-рудной системы — ее проявление не только в эвгеосинклинальных трогах раннегеосинклинального этапа, но и в некоторых других геологических обстановках последующих этапов, и именно там, где имеет место сочленение опускающихся и поднимающихся блоков земной коры с контрастными составами магматических продуктов, например у границ подвижных зон со срединными и другими консолидированными массивами, которые как бы заменяют геосинклинальные поднятия с сиалическими "ядрами". Сопряженность положительных и отрицательных морфоструктурных элементов (антиформность) отмечается Л.И. Красным [1977] и для океанических обстановок. Вероятно, и на дне морей и океанов области, где по глубинным разломам сопрягаются блоки земной коры с различным направлением вертикальных движений, также оптимальны в отношении рудных концентраций. К таким областям, в частности, приурочены рифогенные карбонатные постройки, о перспективности которых в отношении открытия стратиформных полиметаллических руд писали А.Д. Щеглов и др. [1983]. Все перечисленные случаи заслуживают выделения в качестве подсистем описываемого типа.

Другая важнейшая особенность описываемой системы — различные масштабы ее проявления от сравнительно небольших рудных районов и рудных зон до рудных провинций огромной (в тысячи километров) протяженности.

## Первая подсистема — вулканогенно-плутоногенное поднятие в геосинклинальном трого

Классической областью развития описываемой подсистемы является Урал. Палеозойские вулканогенно-плутонические поднятия в геосинклинальных трогох — "ацероволиты" — давно уже являются объектом тщательных исследований, так как в этих структурах находятся многочисленные колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. В ряде случаев устанавливаются переходы преимущественно жильных и метасоматических колчеданных рудных тел в верхней части поднятий в стратиформные колчеданные и колчеданно-полиметаллические залежи на их склонах.

Так, на Урале между формой рудных залежей и расположением залежей относительно центров вулканизма устанавливается определенная связь. По этому признаку уральские месторождения можно расположить в ряд, крайними членами которого являются, с одной стороны, месторождения с крутопадающими залежами, приуроченными к жерлам вулканических построек, с другой — месторождения с субгоризонтальными пластообразными и линзообразными рудными телами в осадочно-вулканогенных толщах. Промежуточное положение на склонах вулканических сооружений занимают месторождения, на которых сочетаются пластовые рудные залежи, сопровождаемые метасоматическими толщами в лежачем боку, и секущие рудные тела. Наиболее же удаленные звенья рудной цепи представляют железные и марганцевые месторождения. В последние годы обсуждается вопрос о возможной принадлежности некоторых, в том числе и уральских, скарново-магнетитовых месторождений к первично стратиформным эксгалиационно-осадочным образованиям, впоследствии подвергшимся контактовому метаморфизму [Прокин, 1977; Бородаевская и др., 1977; Соколов, 1982].

Некоторые особенности магматогенно-рудных систем описываемого типа проявлены и в древнейших образованиях, например в раннедокембрийских комплексах Карелии [Робонен и др., 1978]. Карельские серноколчеданные месторождения, образование которых ранее связывали с гранитами, оказались во многих отношениях сходными с фанерозойскими. Руды находятся в троговых впадинах (шовные геосинклинали или авлакогены), выполненных преимущественно спилито-кератофировой, контрастной и последовательно дифференцированной (базальт-андезит-липаритовой) вулканогенными ассоциациями. Рудные залежи располагаются у вулканов примерно в 2–5 км от центров извержений. Туфогенно-кремнисто-черносланцевая толща, вмещающая на Хаутоварском и ряде других месторождений рудные залежи, представляет наиболее удаленную от вулканических центров фацию вулканогенно-осадочных пород. Вокруг рудоносных вулканических структур распространен наподобие шлейфа туфовый флиш. Обломочная текстура туфов различается, несмотря на их превращение в кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и плагио-биотитовые сланцы. Распространенные на месторождениях слои кварцитов образовались в результате хемогенного отложения геля кремнезема в паузах между излияниями лав и извержениями пирокластики. Значительная часть метаморфических преобразований пород рудоносных толщ связана с аутометаморфизмом при накоплении вулканогенных толщ, проявившемся альбитизацией, про-

пилитизацией, силисификацией. Позднейший наложенный метаморфизм вызвал актинолитизацию, скарнирование, железисто-магнезиальный метасоматоз пород.

Примером описываемой подсистемы может служить также Селемджино-Кербинский район на Дальнем Востоке, где на площади развития палеозойских образований Л.В. Эйриш [1977] выделил два типа структурно-формационных зон, длительное время сохранявших стиль своего развития (по предположению Л.В. Эйриша, с позднего докембрия или кембрия до конца мезозоя). Это, во-первых, Селемджино-Кербинское геосинклинальное поднятие, сложенное преимущественно терригенными флишевыми отложениями с обилием интрузий плагиогранитов, метагаббро и более поздних гранитоидов, с проявлениями кислых вулканитов, с месторождениями олова, вольфрама, молибдена, благородных металлов. Породы имеют зеленокаменный облик вследствие синрудной пропилитизации и контактового воздействия интрузий. Часть руд этого поднятия рассматривалась, согласно воззрениям В.А. Буряка, как метаморфогенные образования. Поднятие обрамлялось эвгеосинклинальными трогами, выполненными спилит-кератофировой формацией с эксгальционно-осадочными месторождениями железа, марганца и фосфора. Л.В. Эйриш установил фациальные взаимоотношения между флишем поднятия и спилит-кератофировой формацией соседних трогов.

Необычность одновременного образования флиша и спилит-кератофировой формации побудила Г.М. Власова и М.И. Попкову более детально исследовать породы флиша. Они оказались типичным туфовым флишем, который обычно характеризует ранние вулканоплутонические поднятия. Флиш данного поднятия частично совмещен с черносланцевой формацией и представляет в ней ритмичные тонкие слойки пеплового туфа, превратившегося в кварц-альбитовый сланец. Выяснилось, что в данном случае в расположении вулканогенно-осадочных формаций и руд наблюдается зональность: очаговая зона многофазового магматизма с разнообразными рудами жильного и метасоматического характера на раннем поднятии в эвгеосинклинальном трого → туфовый флиш (рудноносные черные сланцы) → остаточные прогибы эвгеосинклинальной зоны со спилито-кератофировой формацией и стратиформными рудами железа, марганца и фосфора.

Следует иметь в виду, что наряду с многометальным жильным и метасоматическим рудообразованием на Селемджино-Кербинском поднятии в соседних трогах могли сформироваться стратиформные рудные залежи и иного состава, чем известные в настоящее время железомарганцевые и фосфорные руды.

Пример Селемджино-Кербинского поднятия показывает, что надо осторожно подходить к интерпретации зеленокаменных толщ как регионально метаморфизованных и к оценке руд как метаморфогенных. Нередко описываемые "метаморфические" купола с зональным распределением различных "метаморфических" пород представляют устойчивые поднятия с длительной локализацией на них многофазовой вулканоплутонической деятельности, с широкими ореолами дорудной и синрудной пропилитизации и других гидротермальных метасоматических преобразований. Осложнения в метасоматическую зональность могут вносить местные контактовые орео-

лы с биотит-роговиковыми, биотит-андалузитовыми и другими зонами. Остальные же описываемые в куполах "метаморфические" фации (хлорит-карбонатная, хлорит-серицитовая, эпидот-хлоритовая, актинолит-кварцевая) обычны для гидротермальной пропилитизации различных уровней.

Наглядный пример описываемой подсистемы – зона Передового хребта Кавказа. В палеозойскую эпоху она была дифференцирована на поднимающуюся и опускающуюся структурно-формационные зоны. В пределах поднятия проявлялся кислый вулканизм, сопровождавшийся медноколчеданным (с цинком) рудообразованием. Большинство рудных залежей располагается вблизи границы поднятий и опусканий. Опускания характеризовались преимущественно базитовым вулканизмом и собственно колчеданными рудами.

В Амасия-Акеринской зоне Малого Кавказа пласты эоценовых гидротермально-осадочных руд находятся в вулканических депрессиях, а месторождения кварц-полиметаллической и кварц-золотосульфидной формаций – в зонах доорогенных внутренних поднятий [Саркисян, 1980].

В Австралии устанавливается большое количество палеобассейнов со сравнительно мало нарушенными и лишь слабо метаморфизованными отложениями и со стратиформными рудными месторождениями различного состава в них, что облегчает выяснение там фациальных взаимоотношений пород и руд. И. Плаймер [Plimer, 1978], систематизировавший материалы по стратиформным месторождениям Австралии и других областей мира, дал обобщенные фациальные ряды стратиформных руд различного состава (рис. 5). Та или иная характеристика стратиформных месторождений зависит, по И. Плаймеру, главным образом от состава продуцирующих руды магм и от степени удаленности от очагов, т.е. от положения в фациальном ряду. Приочаговые руды этим автором относятся к проксимальным (приближенным) образованиям, удаленные – к дистальным. Эти термины мы будем применять в дальнейшем.

И. Плаймер дает два фациальных рудных ряда, для толеитовой и известково-щелочной вулканических ассоциаций. Первая развивается в условиях деятельности вулканических очагов на подводных вулкано-плутонических поднятиях. Вторая проявляется на островах, т.е. уже в субазальной обстановке. Рудный ряд толеитовой ассоциации включает последовательно от поднятия: жильные руды → медноколчеданные руды → механически перетолженные на склоне медноколчеданные руды → колчеданно-полиметаллические руды → стратиформные золотые руды → стратиформные вольфрамовые руды ( $\text{CaWO}_4$ ) → железомарганцевые руды.

Рудный ряд известково-щелочной ассоциации также начинается на поднятии (уже островном) жильными рудами, сменяющимися по мере удаления от берега медно-цинковоколчеданными, а затем перетолженными этими же рудами, стратиформными вольфрамовыми с  $(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$  или  $\text{CaWO}_4$ , колчеданно-полиметаллическими, баритовыми и, наконец, железомарганцевыми рудами.

Значительная часть колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений представляет полигенные и полихронные образования. Являясь геохимическими барьерами для последующих эндогенных процессов, эти месторождения значительно видоизменяются и часто вмещают более позднее оруденение других типов [Попов, 1979; Смирнов, 1982].

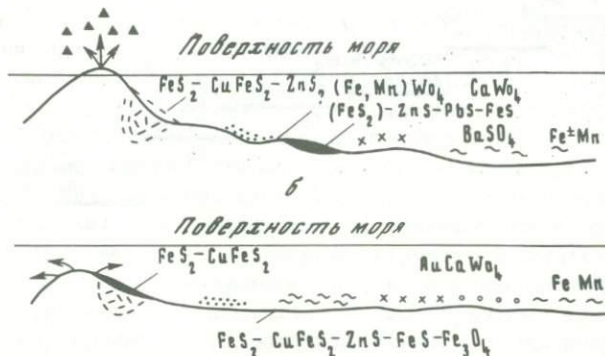


Рис. 5. Схема латеральной зональности оруденения [Plimer, 1978] в связи (а) с известково-щелочным вулканизмом (в островных дугах) и (б) с толеитовыми базальтами (в эвгесинклиналиях и срединно-океанических хребтах)

Рудные ряды представляют в известной степени результат дифференциации рудоносных растворов. Рудные месторождения по мере удаления от очагов магматической и гидротермальной деятельности становятся более дифференцированными по составу. Не всегда, однако, металлы стратиформных месторождений четко дифференцируются. Многие дистальные месторождения окисного железа дают цинк и свинец или золото. Кварц-магнетитовые железистые кварциты являются источником золота в Западной Австралии, Бразилии, Канаде, Танзании и в других странах.

И. Плаймер справедливо учитывает эквивалентность пространства и времени, а отсюда неизбежность перекрытия в разрезах проксимальных руд дистальными образованиями, особенно часто кремнисто-марганцевистыми, кремнисто-железистыми или баритовыми породами. Зональное расположение по латерали собственно колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений преобразуется в разрезах колчеданно-полиметаллических залежей в вертикальную зональность тех же разновидностей руд в той же последовательности. По мере удаления места рудоотложения от эксгалативного центра увеличивается влияние морской воды в результате смешения с ней гидротермальных флюидов.

При удалении от очагов резко снижается масштаб гидротермальных изменений и качественно меняется характер процессов: если для проксимальных месторождений характерен наряду с силисификацией и серицитизацией магниевый метасоматоз, то для дистальных — больше марганцевый и железистый метасоматоз.

По ассоциации многих стратиформных месторождений с турбидитами, переслаиванию кластических и сульфидных осадков, а также по устанавливаемой одновременности отложения, эрозии и механического перемещения сульфидов вниз по склону нередко устанавливается очень большая скорость отложения стратиформных руд.

В. Финлоу-Бэйтс и Д. Ларг [Finlow-Bates, Large, 1978] исследовали влияние глубины бассейна на формирование стратиформных руд (рис. 6).

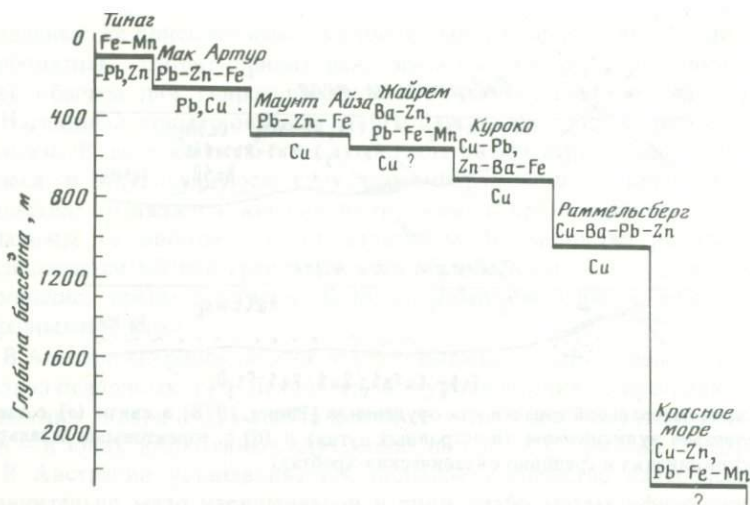


Рис. 6. Схема распределения металлов в осадках при гидротермальной деятельности в зависимости от глубины воды

Над линией — металлы в осадках, под линией — металлы в жильных и метасоматических рудах [Finlow-Bates, Large, 1972], с дополнениями Л.Н. Овчинникова [1981] для месторождений Жайремской группы и Красного моря

Главное следствие увеличения глубины, по мнению этих авторов, не всеми исследователями разделяемому, — переход все большей части металлов из рудных растворов в осадок. Наоборот, при подъеме вулканоплутонических сооружений, обмелении моря развиваются гидротермальные метасоматические и жильные руды в породах дна, количество же донных металлоносных осадков снижается. Поэтому месторождения, образовавшиеся в глубоководных условиях, обычно имеют все признаки стратиформных сингенетических, тогда как в месторождениях, сформировавшихся на мелководье, развиваются секущие рудные тела, т.е. как бы проявляются черты эпигенетического рудообразования [Krebs, 1981]. Смена глубоководной обстановки мелководной происходит при росте ранних вулканоплутонических поднятий, превращении их в вулканические острова и вулканические хребты. Это знаменует уже переход к обстановке, в которой развивается вторая подсистема описываемой системы.

### Втория подсистема — сопряжение краевой подвижной зоны с платформой (или срединным массивом)

Рудоносность краевых и перикратонных прогибов длительное время недооценивалась из-за распространенных представлений о них как о негеосинклинальных амагматических структурах с относительно коротким периодом развития. Критика этих представлений делалась нами в специальной статье [Власов, 1969а]. В настоящее время достаточно очевидна принадлежность краевых структур тыловым зонам геосинклинальных (складчатых) областей. Выяснилась исключительно высокая рудная продуктивность этих структур, выраженная главным образом стратиформными месторождениями. Это является закономерным следствием ряда

благоприятных предпосылок для рудообразования в прогибах: 1) контрастное сочленение прогибов с платформами через глубинные разломы, поставляющие мантийные продукты; 2) поступательно-возвратный стиль развития геосинклиналей (скачок вперед — последующее движение процессов в тыл), обуславливающий "фокусирование" поздних дислокационных процессов, магматизма, рудообразования у границы платформы и тыловых прогибов; рудообразование поэтому закономерно начинается в фронтальных эвгеосинклиналях и заканчивается в тыловых прогибах, нередко захватывая часть платформы; 3) обычное развитие в поздние этапы на границах жестких и подвижных структур краевых вулканических поясов с обилием гранитоидных интрузий и с проявлением рудоносных флюид-порфировых комплексов; 4) благоприятные для рудоосаждения палеогеографические, гидрогеологические и геохимические условия: дренирование прогибами металлоносных гидротерм движущихся с поднятий, существование в тыловых структурах относительно мелководных морских бассейнов, развитие дельтовых фаций, обилие органического материала, усиливающего восстановительное влияние карбонатных осадков и др.; 5) опускание тыловых структур, благоприятствующее сохранению отложенных руд.

Многочисленные примеры рудных поясов, окаймляющих жесткие массивы, приводит Г.И. Князев [1973], который выделяет следующие порядки подобных поясов: 1) планетарные рудные пояса (Тихоокеанский, Средиземноморский); 2) рудные пояса, протягивающиеся вдоль краев платформ и щитов (Сибирская и Северо-Американская платформа, Украинский щит); 3) рудные пояса, окаймляющие срединные массивы (Колымский, Центральный Французский, Паннонский, Трансильванский, плато Колорадо и Колумбия); 4) рудные пояса на периферии консолидированных массивов (редкометалльные, полиметаллические пояса на периферии Агинского, Кутомарского, Борщовского, Урулюнгуевского, Шилкинско-го и других консолидированных массивов в Восточном Забайкалье); 5) рудные пояса, приуроченные к периферии небольших блоков внутри подвижных зон, окаймляющих консолидированные массивы (Газимурозаводский, Нерчинскозаводский, Южно-Приаргунский рудные районы в Восточном Забайкалье).

Один из наиболее ярких примеров описываемой подсистемы — почти сплошное окаймление южной половины Сибирской платформы стратиформными месторождениями, преимущественно свинцово-цинковыми в известняках и доломитах и медистыми песчаниками и сланцами. Эти месторождения хорошо освещены в литературе и нет нужды описывать их здесь. Отметим лишь проявляющуюся в этом рудном поясе зональность: свинцово-цинковое оруденение связано преимущественно с относительно глубоководными карбонатными фациями, медное — с лагунными условиями, промежуточными между карбонатными фациями и гипсоносными континентально-лагунными.

Соответственно с развитием мелких эпиконтинентальных морей на Сибирской платформе отложения медистых песчаников и сланцев составляют внутренний, прибрежный; наплатформенный рудный ореол, полиметаллические месторождения — более внешний, примерно совпадающий с простираем перикратонных прогибов. Прогибы эти не амагматичны,

в них отмечаются дайки базальтов, небольшие интрузии и протяженные силлы габбро-диабазов [Ян-Жин-Шин, 1981]. В данном случае стратиформные свинцово-цинковое и медное оруденения являются лишь внешними, дистальными, звеньями рудной цепи подсистемы, стратиформным ореолом у эвгеосинклинальных зон с разнообразными гидротермально-метасоматическими и жильными рудами (колчеданными, колчеданно-полиметаллическими и др.). Местами эта цепь дополняется железными и железомарганцевыми месторождениями (Ангаро-Питский рудный район). Как самый внешний член стратиформного ореола можно рассматривать солевые отложения Сибирской платформы, по-видимому, связанные с большим выносом хлоридов натрия из недр Земли ювенильными рудными растворами.

Имеется много других примеров сопряженности стратиформных руд в краевых и перикратонных прогибах с оруденением на соседних палеоподнятиях, представляющих относительно стабилизированные структуры.

На Алтае при удалении от палеоподнятий последовательно сменяют друг друга баритовые, свинцово-цинковые и медно-цинковые месторождения; в том же направлении "омолаживается" возраст месторождений, в них появляются признаки эксгалиционно-осадочного образования, снижается роль кислых вулканических пород, увеличивается количество основных [Критерии ..., 1978].

Вдоль Предуральского краевого прогиба, на его сопряжении с Восточно-Европейской платформой, проходит протяженный рудный пояс с стратиформной свинцово-цинковой, баритовой и флюоритовой минерализацией.

Восточная граница Уральской складчатой области у Западно-Сибирской плиты сопровождается как тыловым прогибом (Тургайский прогиб), так и краевым вулканическим поясом (Алапаевско-Челябинская зона). В пределах пояса развит типичный для краевых вулканических поясов магматизм с обилием кислых вулкаников и гранитоидных интрузий. Извергавшиеся на поднятии вулканические пеплы переслаивают отложения и в виде обширного шлейфа (туфового флиша) распространяются на область прогиба (см. рис. 4). Отложение туфовых слоев и руд почти одновременное; рудные слои имеются непосредственно в туфах, туфовые — в руде, иногда прослеживаются непосредственные фациальные переходы туфовых слоев в рудные. На поднятии довольно хорошо проявлены медно-порфировые и колчеданно-полиметаллические руды. По направлению к прогибу развивается стратиформная минерализация, причем наблюдается постепенный переход сульфидных залежей в железорудные. Полное развитие последних происходит в прогибе.

Южно-Ферганский полиметаллический пояс протягивается вдоль сочленения палеогеновой геосинклинальной области со Среднетяньшаньским средним массивом. Отдельные районы стратиформной минерализации пояса находятся на склонах частных палеоподнятий, у границ их с депрессиями.

У границы миогеосинклинальной зоны Южных Аппалачей (представляющей с раннего кембрия до конца миссисипия область устойчивого прогибания) с эвгеосинклинальной зоной, испытавшей многократные воздымания с проявлениями магматизма, находится ряд районов стратиформного полиметаллического оруденения в доломитах и известняках.

Рудная зона Атласа со свинцово-цинковым стратиформным оруденением

в мезозойско-кайнозойских карбонатных породах имеет протяжение около 2000 км и отделена глубинным разломом от герцинских структур и Сахарской платформы. Руды локализуются преимущественно на нижних склонах палеоподнятий. Время рудообразования примерно совпадает с главными эпохами вулканизма в Атласской провинции. Свинцово-цинковые руды пространственно ассоциируют с осадочными залежами марганцевых руд.

Образование специфической стратиформной свинцово-цинковой минерализации в известняках и доломитах, по-видимому, в значительной степени связано с рифовыми палеообстановками. Давно известная тесная пространственная связь некоторых рудных месторождений с рифогенными комплексами была недавно дополнительно подчеркнута А.Д. Щегловым и др. [1983]. Рифогенные комплексы по общим своим особенностям могут рассматриваться как модификация второй подсистемы. "Как правило, — пишет А.Д. Щеглов с соавторами, — формирование крупных органогенных сооружений типа барьерных происходит на опускающихся тектонических блоках вдоль границы с блоками противоположного знака движений, которая фиксируется глубинными разломами, достигающими верхней мантии" (с. 162).

Преимущественно к рифам приурочены полиметаллические с баритом руды типа руд долины р. Миссисипи, в отложении которых участвовали сильносоленые хлоридные растворы [Sverjensky, 1981]. Форма рудных тел, их удлинение подчинены простирацию палеорифов. Отдельные рудные тела имеют ленточную форму с шириной порядка 150–200 м, мощностью до нескольких десятков метров, протяжением до 5–7 км. В последние годы близкого типа полиметаллические месторождения, размещающиеся в рифогенных водорослевых известняках, стали разрабатываться в Западном Таиланде [Diehe, Kern, 1981].

Погребенные рифы являются благоприятной средой и для образования гидротермально-метасоматических полиметаллических руд. Эти руды могли образоваться в результате унаследованного поступления рудоносных растворов по долгоживущим глубинным разломам [Щеглов и др., 1983].

Формированию руд в рифах способствуют прежде всего глубинные разломы, по которым к поверхности подаются рудные флюиды. Барьерные рифы являются мощными накопителями биогенной сульфидной серы, образовавшейся в результате бактериальной редукции сульфатной серы. В зарифовой лагуне, где накапливались осадки, богатые органическими веществами и сульфатами, имелись идеальные условия для развития этого процесса [Попов, 1980]. Гравитационно-оползневые, обвальные, карстовые и седиментационные пористые брекчии, развивающиеся у рифов, способствовали отложению в них руд. Прижизненное обогащение металлами (из морской воды) тканей и скелетов строящих рифы организмов определяет повышенное содержание рудных элементов в зонах растущих рифов, вне зависимости от их возраста. Примеры плотной населенности донных организмов у выходов гидротерм в Галапагосском рифте и Восточно-Тихоокеанском поднятии позволяют рассматривать рифо- и рудообразование "как парагенетически связанные явления, обусловленные развитием крупных зон тектонических разрывных нарушений с поступлением по ним глубинного вещества и тепловой энергии. Рифы фиксируют выходы рудоносных гидротерм на морское дно" [Щеглов и др., 1983, с. 163].

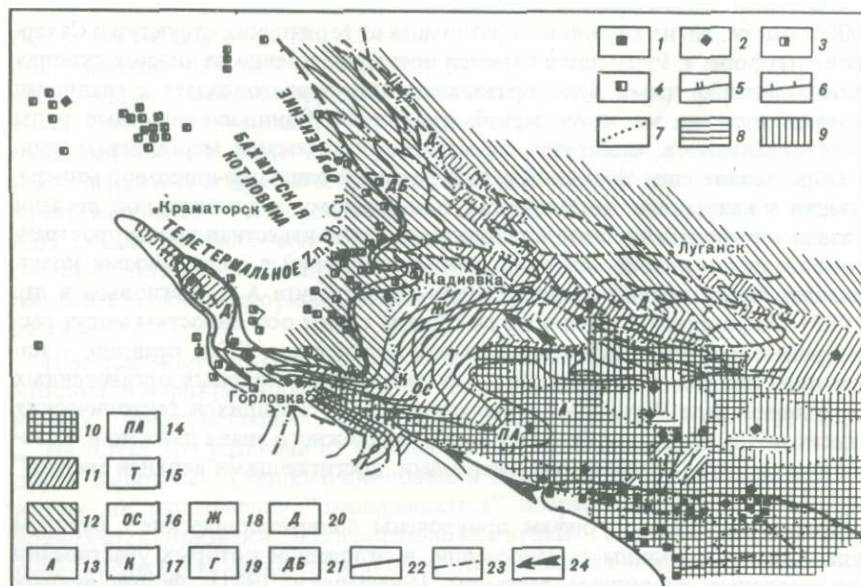


Рис. 7. Региональная рудная зональность Донбасса [Князев, 1973]

1-4 - месторождения и рудопроявления: 1 - мезотермальные полиметаллические, 2 - эпитермальные ртутные, 3 - телетермальные медные (медистые песчаники), 4 - телетермальные свинцово-цинковые; 5,6 - условные границы: 5 - восточная распространения полиметаллического (Pb, Zn, Au, Ag) оруденения в Нагольном Краже, 6 - западная распространения телетермального медного и свинцово-цинкового оруденения в Бахмутской и Кальмиусь-Торецкой котловинах; 7-12 - зоны гидротермальной жильной минерализации: 7 - границы зон минерализации, 8 - кварц-анкеритовая, 9 - кварц-анкерит-аллевардитовая, 10 - кварцевая, 11 - кварц-кальцитовая, 12 - кальцитовая; 13-21 - марочный состав каменных углей: 13 - антрациты, 14 - полуантрациты, 15 - тощие, 16 - отощенно-спекающиеся, 17 - коксующиеся, 18 - жирные, 19 - газовые, 20 - длиннопламенные, 21 - длиннопламенные бурые; 22 - границы распространения марок углей; 23 - разрывные нарушения; 24 - направление миграции эндогенного оруденения в позднегерцинское время

Эти представления в общем более прогрессивны по сравнению с широко распространенной теорией образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений типа долины Миссисипи, в которой роль рифов сводится лишь к осаждению регенерационной серой металлов из погребенных рас-солов седиментационных бассейнов.

Часто проявляющееся последовательное развитие геосинклинальных структур (в том числе и краевых) по простиранию, обычно от континента в сторону океана [Власов, 1957, 1965; и др.], отражается на рудной зональности сменой рудных комплексов вдоль осей структурно-формационных зон. Г.И. Князев [1973] приводит характерный в этом отношении пример рудной зональности вдоль Главной антиклинали Донбасса (рис. 7), которая имеет следующий вид (в направлении с востока на запад): мезотермальные полиметаллические месторождения → эпитермальные ртутные → стратиформные медные (медистые песчаники) → стратиформные полиметаллические.

## Генезис красноцветных отложений

Пространственная и временная связь колчеданных и колчеданно-полиметаллических, а также железных и марганцевых руд нуждается в объяснении ее природы. Обусловлен ли этот "парагенезис" лишь большей подвижностью железа и марганца по отношению к другим рудным компонентам? Почему эти два металла могут несколько "отрываться" по латерали и по времени отложения от полиметаллической рудной группы? Или между этими двумя группами месторождений существуют и другие, более тесные связи? Анализ имеющихся материалов показывает последнее.

В настоящее время устанавливаются большие масштабы газогидротермальных изменений магматических пород, причем продукты этой деятельности нередко оказываются сходными по минеральному составу с экзогенными корами выветривания [Разумова, 1972; и др.]. В Приамурье описаны даже гидротермальные аналоги экзогенных бокситов [Скляров, 1983].

Одними из наиболее подвижных элементов в условиях гидротермально-го разложения пород являются железо и марганец. О масштабах мобилизации железа при гидротермальных процессах говорят большие, измеряемые десятками и сотнями кубических километров массивы обеленных, разложенных гидротермами пород в современных вулканических областях [Власов, 1946; Набоко, 1963]. Например, в окрестностях сравнительно небольшого позднеплиоцен-четвертичного вулкана на Северной Камчатке (названного именем В.А. Обручева) количество окисей железа (лимонит, гетит) на речных террасах, в озерах и в цементе аллювиальных и делювиальных брекчий превышает 100 млн. т [Власов, 1946]. По расчетам Р.А. Мусина [1982], количество железа, вынесенного из алунизитизированных вулкаников Заглика, равноценно залежам магнетитовых руд Дашкесана.

Вопрос о мобилизации железа и марганца из магматических пород при гидротермальных процессах имеет непосредственное отношение к проблеме генезиса красноцветных образований, которые по традиции в большинстве случаев рассматриваются как экзогенные продукты выветривания в особых климатических условиях, преимущественно жарких и сухих. Между тем нередко встречаются красноцветные угленосные формации, явно образовавшиеся в условиях гумидного климата, как, например, в Ханкайском районе Южного Приморья [Лошак, Шевченко, 1981]. Трудно согласовать проявления красноцветов в южной части Дальнего Востока с полным отсутствием там одновозрастных эвапоритов.

А.И. Анатольева, много лет занимавшаяся проблемой красноцветных отложений, пришла к, казалось бы, парадоксальным выводам. Красноцветы, образующиеся преимущественно за счет мобилизации железа из вулкаников, проявляются в определенные эпохи, характеризующиеся усилением вулканической деятельности безотносительно к географическим широтам (вплоть до земных полюсов). В своей более ранней работе она отмечает, что "ассоциация вулканических пород с красноцветами весьма широко распространена, и, следовательно, можно предполагать возможность более глубоких связей между формированием тех и других" [Анатольева, 1976, с. 49]. В одной из последних своих работ А.И. Анатольева [1980] изла-

гает свой конечный вывод о характере связей между тектоникой, вулканизмом, климатическими условиями и красноцветами: "Парагенез вулканогенных пород с красноцветами ясно указывает, что его появление обусловлено активизацией тектонических процессов в окружающих областях в те периоды времени, когда на значительной территории земного шара распространилось общее потепление, благоприятное для накопления красноцветных отложений" (с. 13). Вероятно, сама А.И. Анатольева была неудовлетворена этим заключением. Остается непонятным, почему совпадали периоды активизации тектонических процессов и потепления? Кажется, что А.И. Анатольева, близко подойдя к истине, все же не решилась нарушить существующие представления о связи образования красноцветов преимущественно с климатическими условиями.

Ясность в проблему красноцветов вносит признание большой роли вулканических и поствулканических (газогидротермальных) процессов в образовании красноцветных отложений. Справедливость этого положения доказывают многие факты.

Устанавливается интересная закономерность: в раннюю, довулканическую, стадию молассы обычно сероцветные, а после массовых извержений вулканов молассы, как правило, красноцветные. Можно привести примеры моласс Средней Азии, Алтае-Саянской области, Центрального Казахстана, Южной и Северной Америки, Великобритании, Гренландии и других областей. Молассовые красноцветы в большинстве своем — вулканогенные молассы, в которых часть железа породообразующих минералов перешла в водноокисную форму при процессах гидротермального разложения. Тщательные исследования таких красноцветов в ряде случаев установили содержание в них обломков первичных вулканических пород и продуктов гидротермальных изменений: пирокластических обломков, монтмориллонита, цеолитов и др. Против предположения об образовании многих изученных красноцветов в результате климатического выветривания говорят совершенная кристаллическая структура содержащихся в них каолиновых минералов, присутствие сульфидов меди, свинца, никеля, а также горного хрусталя, кристобалита и тридимита [Шанцер, 1980].

Показательны разрезы рифейских и палеозойских отложений хребта Сетге-Дабан, составленные В.А. Ян-Жин-Шином [1981]. Практически все красноцветы этой области сопряжены с горизонтами вулканитов и залегают преимущественно в их кровле (рис. 8).

Девонские красноцветные терригенные толщи Центрального Казахстана пластуется с покровами вулканитов основного и среднего состава. Формирование в Европе девонского красного песчаника и раннепермской толщи красного лежащего сопровождалось сильным и обширным вулканизмом [Циглер, 1981].

Красные гематизированные яшмовидные породы, иногда ассоциирующие с колчеданными рудами, нередко принимаются за подводные коры выветривания. Наблюдения в областях современного вулканизма показывают, что совместное выпадение опала и окислов железа (гематит, гетит) в условиях подводного вулканизма обычно происходит при охлаждении перегретых хлоридных растворов и удалении из них углекислоты. Отсюда повсеместность кремнисто-гематитовых конкреций, прожилков и прочих образований в донных отложениях, где они в какой-то мере заменяют кварц

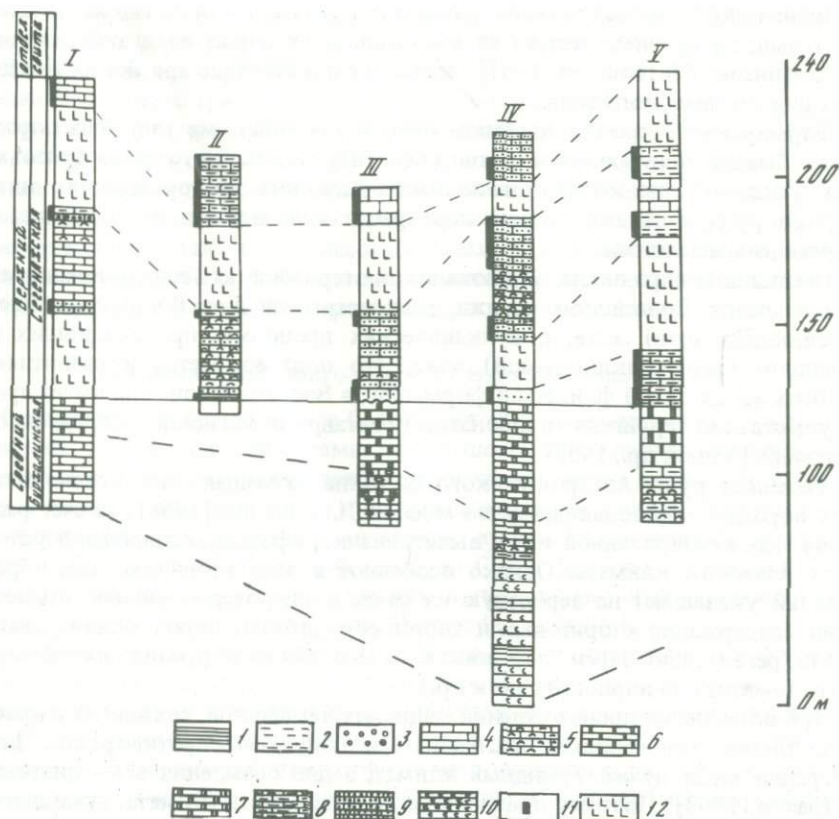


Рис. 8. Колонки средне-верхнедевонских отложений бассейна р. Восточной Хандыги (хребет Сетге-Дабан) [Ян-Жин-Шин, 1981]

I—III — водораздел рек Хандыга—Томпо; IV — водораздел рек Правая—Средняя Хандога; V — р. Левая Хандога.

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — конгломераты, гравелиты; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — коралловые известняки и доломиты; 7 — мраморы доломитовые; 8 — глинистые известняки; 9 — песчаные известняки; 10 — гипсы и ангидриты; 11 — красноцветы; 12 — базиты эффузивные и интрузивные

субазральных руд Характерно, что морские красноцветные отложения образуются или в прибрежных условиях, или в глубоководных, где существует окислительная среда (на больших глубинах мало органических остатков, а холодные воды богаты кислородом). Влияние климата на глубоководные условия, конечно, минимальное. Красноцветные железистые и марганцевистые осадки ложа океана и сульфидные полиметаллические залежи в океанических рифтах могут представлять звенья единого рудного процесса, связанного с подводными вулканическими и поствулканическими процессами.

На Алтае и на Урале железорудные толщи во многих случаях залегают непосредственно на красноцветных образованиях, чередующихся с туфами и лавами. Образование девонских руд Горного Алтая некоторые исследователи объясняют миграцией железа при фумарольно-сульфатарной деятельности и выщелачиванием железа из пород кислыми водами вадозно-

вулканического происхождения [Дымкин, Пругов, 1980]. С гидротермальным выщелачиванием железа из вулканических пород на дне бассейнов Р. Хатчинсон [Hutchinson, 1981] связывает образование архейских железных руд алгоманского типа.

Формирование кремнисто-гематитовых и кремнисто-марганцевых пород часто бывает приурочено к окончанию гидротермального рудообразования. Например, на колчеданно-полиметаллических месторождениях типа куроко рудные залежи обычно перекрыты железистыми или железисто-марганцевыми слоями.

Очевидна синхронность образования протерозойских геосинклинальных красноватов Енисейского кряжа, распространенных в Восточной (миогеосинклинальной) зоне, и вулканических процессов, происходивших в Западной (эвгеосинклинальной) зоне. Это подтверждается и развитием в обеих зонах одной флишевой формации: в Восточной зоне она имеет преимущественно терригенно-карбонатный состав, а в Западной — терригенно-туфовый [Хаин и др., 1967].

Железные руды Ангаро-Питского бассейна размещаются в красноцветных породах, образовавшихся, по мнению Н.И. Юдина [1968], за счет размыва каолинизированной коры выветривания, сформировавшейся в условиях влажного климата. Однако особенности этих красноцветных образований указывают на вероятную их связь с гидротермальными процессами (содержание хлоритовых и хлорит-серицитовых пород, обилие кварцитов, регенерация зерен "песчаников", а местами их коррозия, псевдоморфозы гематита по пористой лаве и др.).

При объяснении происхождения медистых песчаников, связанных с красноцветными отложениями, исследователи допускают противоречие. Для миграции меди нужен гумидный климат, а для осаждения ее — аридный [Страхов, 1963]. Поэтому предполагается зональность климата: гумидного в пределах области размыва и аридного на площади осаждения. Но эти области обычно находятся слишком близко, чтобы существовали подобные зоны. Медистые песчаники вместе с другими стратиформными рудными проявлениями подчинены геотектонической зональности, окаймляя Сибирскую платформу и локализуясь в краевых и перикратонных прогибах. Невозможно допустить, чтобы климатические зоны ранее также окаймляли платформу. Доказано, что красноцветные меденосные отложения связаны с регрессивными сериями осадков. Регрессии, очевидно, не связаны с климатическим фактором. Они скорее обусловлены поднятиями, а начало поднятий часто сопровождается вулканизмом. Поэтому более вероятна связь медьсодержащих красноцветов с вулканизмом, а не с климатом. Формирование меденосных песчаников обычно происходит в депрессиях, граничащих с активно развивающимися горными сооружениями, вероятно, вулканического или вулканоплутонического характера.

Таким образом, особенности распределения красноцветных отложений в пространстве и во времени хорошо объясняются их связью с вулканическими и поствулканическими (газогидротермальными) процессами. Климат же играет в данном случае лишь "подсобную" роль, главным образом в отношении сохранения маловодных и безводных окислов железа. Железо-марганцевые руды образуются в значительной степени за счет мобилизации железа и марганца из магматических пород при газогидротермаль-

ных процессах. Учет корреляции эпох вулканизма, развития красноцветов и рудоотложения полезен при прогнозировании и поисках руд.

Довольно распространена гипотеза о возможности диагенетического образования пермско-триасовых красноцветных терригенных толщ Европы и содержащегося в них сульфидного полиметаллического оруденения [Walker, 1976; Holmes et al., 1983]. Предполагается, что развитие гематита было связано с диагенетическим преобразованием (разложением) железисто-магнезиальных силикатов, а полиметаллическое оруденение — с переотложением металлов также в процессе диагенезиса. Большое значение в мобилизации металлов из осадков придается соляным растворам, образующимся благодаря присутствию в разрезе мощных соляных залежей.

### Проблема экзогенного или эндогенного источника соли

В последние десятилетия все более отчетливо выявляется связь рудоотложения с соляными рассолами преимущественно хлоридно-натриевого состава. Связь эта устанавливается как исследованиями включений в рудных и жильных минералах, так и непосредственными наблюдениями тесного сопряжения руд и рассолов в местах современного рудообразования (Солтон-Си, Калифорния; п-ов Челекен, юг СССР; Красное море и др.). Содержание NaCl в жидких включениях в гидротермальных полиметаллических рудах достигает 60–63% вес. [Erwood et al., 1979].

В значительных количествах (до 30% вес.) NaCl содержится и в флюидных включениях стратиформных свинцово-цинковых руд, размещающихся преимущественно в известняках и доломитах. Это дало повод к созданию главным образом американскими авторами теории рассольных бассейнов, объясняющей образование таких руд на месторождениях, часто называемых месторождениями типа Миссисипской долины. Подобные месторождения, кроме Мидконтинента в США, широко распространены в Силезии, Аппалачах, Якутии и в других областях.

Сущность указанной теории в том, что погребенные, обычно солоноватые воды седиментационных бассейнов, содержащие металлы в форме хлоридных солей и комплексов, отжимаются из пород при их уплотнении, мигрируют с глубины и, проходя через известковые рифы с редуцированной серой, отлагают в известняках сфалерит и галенит [White, 1968; Carpenter et al., 1974; и др.]. Обогащение соленых вод металлами объясняется этой теорией диагенетическими преобразованиями обломочного материала, содержащего в тех или иных количествах металлы [Holmes et al., 1983].

Сходные в известной степени представления высказал В.В. Попов [1980], предполагающий образование стратиформных руд преимущественно на склонах поднятий за счет рассолов, поднимающихся из соседних впадин. Источником металлов, по его мнению, могли служить разрушающиеся породы докембрийского фундамента. Сингенетическая рассеянная минерализация в прибрежно-морских карбонатных породах могла преобразоваться при воздействии горячих хлоридных рассолов в более концентрированные эпигенетические руды.

Со временем, однако, выявились многие противоречия теории рассольных бассейнов и возникли разногласия в ее понимании между различными авторами [Ohle, 1980].

Аномальную соленость металлоносных рассолов, установленную по флюидным включениям, а также наблюдающуюся непосредственно на дне рудосодержащих впадин Красного моря, многие пытались объяснить мембранной фильтрацией седиментных вод, но слишком уж велико увеличение солености (в 3–6 раз). Объясняли это контактами вод с эвапоритовыми солями, но последние нередко образуются одновременно с рудами. Предполагаемое многими подобие рассолов флюидных включений в рудах рассолам нефтяных месторождений не подтвердилось: в действительности соленость рудных флюидов (15–30%) намного выше, чем содержание соли в нефтяных рассолах (3–4%).

Существуют противоречивые мнения и об источниках металлов, способах их мобилизации, переноса и осаждения, происхождении редуцированной серы, совместном или раздельном переносе металлов и серы. Казалось бы, что более вероятно последнее, т.е. встреча металлов и серы лишь после достижения рассолами зарифтовых лагун с осадками, обогащенными серой. Однако проявляющаяся иногда в стратиформных свинцово-цинковых месторождениях выдержанность отдельных тонких слоев и пачек сфалерита на многие сотни метров и даже километры больше согласуется с образованием руд из флюидов, несущих как металлы, так и серу, чем с выпадением рудных минералов из флюидов различного происхождения, несущих, с одной стороны, металлы, с другой — серу.

В качестве источников металлов чаще всего предполагаются аркозы и сланцы, но аркозы, имея достаточные количества Pb, не обеспечивают нужных количеств Zn и F, а сланцы при литификации становятся непроницаемыми. Лабораторные эксперименты по извлечению металлов из различных осадочных пород не показали предполагаемого разнообразия металлов. Проблема присутствия металлов в осадках затрудняется тем, что неизвестно, как, за счет чего удерживаются металлы в осадках: в поровых растворах или в породе, адсорбцией или абсорбированием, в минералах или еще каким другим способом? Значительным содержанием Pb, Zn, Cu отличаются эвапориты, но некоторые месторождения типа долины Миссисипи находятся на расстояниях до 200 км до ближайшего местонахождения эвапоритов, и какие-либо данные о выщелачивании металлов из эвапоритов там отсутствуют.

Геологи не знают физико-химических причин, объясняющих, почему стратиформные месторождения рассматриваемого типа присутствуют в одних и отсутствуют в других отложениях, казалось бы, с одинаковыми условиями образования. Суммирование сведений о географическом и стратиграфическом распределении, составе руд и о других особенностях наиболее важных рудных площадей Мидконтинента [Ohle, 1980] показало распределение руд в большом возрастном интервале (200 млн. лет), их существенные различия на отдельных площадях, значительно меняющиеся геологические обстановки нахождения.

Соленые растворы высокой концентрации оказались свойственными флюидным включениям не только стратиформных руд, но и руд других типов, например медно-порфировых, размещающихся непосредственно среди вулканоплутонических образований. Концентрированные рассолы с NaCl явно участвовали в формировании стратиформных полиметаллических руд в позднепротерозойских–кембрийских песчаниках Швеции [Ri-

skard et al., 1979], где объяснить осаждение сульфидов было труднее, чем в известково-доломитовых рифовых комплексах.

Все перечисленное показывает, что теория рассольных бассейнов встретила с серьезными трудностями. Если не все, то большинство этих трудностей отпадает, если учесть возможность эндогенного, а не экзогенного происхождения как хлоридно-натриевых рассолов в рудных районах, так и месторождений солей этого состава.

К выводу об эндогенном источнике соли склоняют многие другие обстоятельства, прежде всего наблюдаемое образование соляных рассолов в грифонах наиболее активных высокотемпературных fumarol на вулканах. Так, у fumarol в кратере вулкана Эбеко на о. Парамушир содержание NaCl в рассолах достигает 30–37% вес. Воды самых высокотемпературных (гейзерных) источников в современных вулканических областях хлоридно-натриевые с тем или иным содержанием углекислоты, лития и других, бесспорно ювенильных элементов. Хлоридно-щелочные перегретые воды, по заключению большинства исследователей, работавших в вулканических областях, являются родоначальными, наиболее глубинными водами, дифференциация которых у поверхности дает начало целой серии минеральных вод другого состава — хлоридно-сульфатным, гидрокарбонатным и др. [Сидоров, 1965; Власов, Борисов, 1969; Вулканизм..., 1974; и др.].

При развитии глубинных разломов и сопряженных с ними геосинклинальных прогибов обычно проявляется интенсивный натриевый метасоматоз вулканических пород, связанный с мантийными источниками. Продолжающееся углубление разломов обуславливает обычно подток к поверхности наиболее летучих компонентов дифференциации вещества мантии и соответственно смену натриевого метасоматоза калиевым.

Общая гидрохимическая зональность Земли повторяет обычную зональность гидротерм на вулканах с наиболее глубинной хлоридной (хлоридно-натриевой) зоной, промежуточной — сульфатной и поверхностной — углекислой [Власов, 1958; Дерпгольц, 1963; и др.]. "Анализ гидрогеологии Азии и Африки привел Н.А. Маринова к выводу, что вертикальная геохимическая зональность является планетарной закономерностью. Она характерна не только для артезианских бассейнов платформ, но и для трещинных вод щитов, складчатых областей, в которых на глубине также обнаруживаются хлоридные рассолы, например при бурении сверхглубокой скважины на Кольском полуострове" [Перельман, 1979, с. 238]. Одни авторы объясняют эту зональность гидрохимическими условиями зон (для верхней характерен интенсивный водообмен, для средней — замедленный, для нижней — весьма замедленный). Другие связывают ее с эндогенными процессами [Капченко, 1962; Дерпгольц, 1963; и др.]. Г.М. Власов [1958] обратил внимание на то, что гидрохимическая зональность Земли повторяет особенности геохимии зон рудообразования и согласуется с закономерной сменой во времени вулканических эксгаляций различного состава. По его мнению, гидрохимическая зональность отражает глубокие связи между внутренней и внешней частями Земли и обусловлена как поверхностными, так и глубинными процессами, в том числе вулканизмом.

В орогенных впадинах Средиземноморского пояса "современные воды и рассолы являются в значительной мере остаточными продуктами позднеальпийской гидротермальной деятельности и содержат в своем солевом со-

ставе ее минеральные составляющие, например в современных впадинах Афганистана — Ba, Sr, U, Th, TR, щелочно-редкометалльные элементы, а во впадинах Центрального Ирана — Ba, Sr, Ni, Co и другие рудные элементы” [Чмырев и др., 1984].

Эволюция соленакопления в истории Земли соответствует общей эволюции термальных вод в течение тектоно-магматического мегацикла: в кембрии накапливались только хлоридные соли, хлоридно-сульфатные отлагались начиная с карбона, а хлоридно-карбонатные — с палеогена [Жарков, 1976; Zharkov et al., 1983].

Древнее соленакопление на Сибирской платформе происходило в самой внешней зоне следующего латерального ряда (с запада на восток): эвгеосинклинальная зона (геоантиклинорий Енисейского Кряжа) → зона колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений → зона железомарганцевых месторождений → зона медистых песчаников → соленосные отложения. Все эти зоны маркируются туфовым флишем, показывающим вхождение их в общую систему. Устанавливаются местами фациальное замещение меденосных отложений соленосными [Медистые ..., 1977]. В Ангарской провинции Сибирской платформы имеются галит-магнетитовые руды, в которых содержание соли (в глубоких горизонтах) достигает 50%. Судя по находкам псевдоморфоз кальцита по галиту в скарновых зонах других районов Сибирской платформы, галит-магнетитовые руды там широко распространены. В каменной соли Днепровско-Донецкой впадины встречен магнетит с четко выраженной идиоморфной огранкой в ассоциации с гематитом, турмалином, сфеном и другими высокотемпературными минералами [Долишней, 1983].

Крупнейшие солеродные бассейны прошлого тяготели к геодинамическим поясам Земли (рифты, орогенные пояса) [Гемп, 1983]. На многих площадях распространения мощных соленосных толщ выявлены крупные региональные разломы, которые могли служить путями для подъема глубинных рассолов [Долицкий и др., 1983]. С соленосными отложениями часто ассоциируют вулканические породы (пластовые тела эффузивов, туфы, туффиты). Нередко соленакопление происходит в рифтах одновременно с проявлениями вулканизма. Местами, как, например, в Приандийском краевом прогибе, устанавливается латеральное замещение соли вулканитами. В грабнях Эфиопии современное солеотложение сопровождается вулканизмом. На отдельных участках линзы соли залегают внутри вулканогенных толщ. Границы площади распространения солей контролируются разломами. В Приднестровском прогибе, имеющем характер рифта, в связи с галогенной формацией находится полиметаллическая, баритовая и флюоритовая минерализация. Среди галогенных отложений имеются прослой гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин с содержанием фтора до 0,45% (вероятно, разложенные туфы) [Корневский и др., 1983]. В Днепровско-Донецком рифте (авлакогене) соль приурочена к внутриразломным мульдам и содержит палеопотоки эффузивов [Рябкун и др., 1983]. В приатлантических рифтах Африки соляные отложения тесно пространственно ассоциированы с вулканическими породами [Коницев, 1980]. В соленосной формации Припятского прогиба находятся многочисленные слои разложенных вулканических туфов [Петрова и др., 1983]. В Красноморском рифте в центральной части изливаются базальты, на шельфе отлага-

ется каменная соль, а в прибрежной зоне — ангидрит. Эвапориты Красноморского рифта на западе сменяются морскими пирокластическими, а затем вулканическими породами [Конищев, 1980]. Во впадине Атлантис-II внедрение диабазовой магмы почти совпадает во времени с формированием рассолов и выпадением металлоносных осадков. М.Н. Джиноридзе, проанализировавший происхождение миоцен-современных солей Красноморского рифта, сделал вывод об их эксгалиционно-осадочном (гидротермальном) происхождении [Постельников, 1982].

По мнению Н.Е. Митина [1983], для бассейнов Юго-Западной Африки "баровая гипотеза не может полностью объяснить образование огромных масс соли. В южной половине Кванза-Конголезского бассейна под солью широко развиты эффузивы, что может указывать на парагенез эффузивов и соли и ювенильное происхождение последней" (с. 143). Ассоциирующие с солями красноцветы, которые обычно рассматриваются как показатели жаркого климата, могут представлять "гидротермальные красноцветы", не связанные или мало связанные с климатическими условиями.

Несмотря на то, казалось бы консервирующие свойства соли, в толщах каменной соли нет остатков морских организмов. Большая скорость соле-накопления соизмерима со скоростью отложения вулканического материала и трудно объяснима с позиций осаждения соли в лагунах.

Все это позволяет предполагать, что красноцветы, эвапориты, в том числе каменная соль, представляют стратиформные продукты гидротермальных процессов. Это не исключает возможности частичного экзогенного образования соляных залежей за счет мобилизации соли из первичных эндогенных накоплений. Для образования мощных соляных толщ и их длительного сохранения определенное значение имеют и поверхностные (климатические и другие) процессы, поэтому в широком смысле соляные месторождения представляют продукт как эндогенных, так и экзогенных процессов.

Глубинный источник каменной соли не должен вызывать удивления, так как в конечном счете вся вода и все минеральные соли океана произошли за счет дифференциации вещества мантии Земли.

При учете глубинного источника соляных рудносных растворов снимаются многие острые вопросы стратиформного рудообразования: большая концентрация соли в рудоносных растворах и источник металлов в них, причины разнообразия обстановок стратиформного рудообразования и нередкая связь обогащенных участков стратиформных месторождений с разломами и выходами магматических пород, механизм предполагаемого В.В. Поповым [1980] подъема рудоносных рассолов из седиментационных бассейнов на склоны поднятий, частое совместное нахождение в краевых и перикратонных прогибах отложений солей и стратиформных полиметаллических залежей и др.

В общем случае образование стратиформных полиметаллических месторождений, видимо, происходит в магматогенно-рудной системе той или иной модификации первого типа: у сопряжения вулканоплутонического поднятия с впадиной, у границ жестких и подвижных краевых зон, у тектонического уступа на дне моря, увенчанного рифовой постройкой и др. Нередким случаем, вероятно, является образование таких месторождений в рифтах, представляющих системы особого типа.

Рудоносные рассолы, очевидно, не поднимались из седиментационных бассейнов на склоны поднятий, как полагает В.В. Попов, а разгружались по разломам в нижней части склонов, что имеет место и в настоящее время в активных вулканических областях, или, разгружаясь от глубинного разлома, часто выраженного вулканическим поднятием, перемещались по дну и по толщам донных отложений до встречи с рифовыми комплексами, где существовали благоприятные условия для осаждения сульфидов металлов.

При признании эндогенного источника хлоридов натрия хорошо объясняется широкое развитие стратиформных рудных месторождений в краевых и перикратонных прогибах, которые дренировали геосинклинальные складчатые области. В значительной степени "отработанные" на поднятых структурах, но еще содержащие некоторые количества металлов соленые рудоносные растворы поступали в краевые прогибы, где формировали стратиформные рудные залежи [Королев, 1983].

### СИСТЕМА ВТОРОГО ТИПА – ПОРФИРОВАЯ (ИНТРУЗИВНЫЕ КУПОЛА)

О значении надинтрузивных зон в отношении рудообразования писал П.Ф. Иванкин [1970], рассмотревший их, по-видимому, впервые, как определенного вида систему с корневыми и прочими зонами.

Систему "интрузив-надинтрузивная зона" выделил Т.М. Лаумулин применительно главным образом к грейзеновой формации и редкометальным месторождениям. В таком же аспекте эта система рассматривалась позднее Т.М. Лаумулиным [1974, 1977] и Г.Н. Щербой совместно с Т.М. Лаумулиным [1978] в связи с характеристикой структуры редкометальных штокверков.

В данной работе оруденение, связанное с апикальными частями интрузивных куполов, именуется порфировой системой или системой интрузивных куполов. Это наименование удачно определяет структурное положение и тип руд не только грейзеновых, редкометальных формаций, но и ряда других магматогенно-рудных обстановок, связанных между собой постепенными переходами. В число их входят подсистемы: 1) медно-порфировая, 2) молибдено-порфировая, 3) олово (вольфрамово)-порфировая, 4) грейзеновая и альбититовая редкометальная.

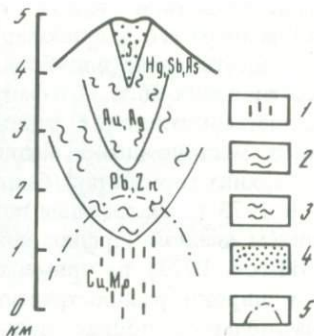
#### Медно-порфировая подсистема

Эта подсистема в полной мере развивается в ранне- и частично позднеорогенный этапы, когда возникают островные поднятия с андезитовыми стратовулканами и формируются вулcano-плутонические пояса. Стратовулканы располагаются над периферическими магматическими очагами-интрузиями и вместе с ними составляют характерную магматогенно-рудную подсистему с зональным расположением руд различного состава.

Ряд рудных формаций, свойственный этой подсистеме, был выделен Г.М. Власовым и М.М. Василевским [1964] на Камчатке под наименованием пропилютового рудного ряда (рис. 9). Он включает (снизу вверх): медные или молибдено-медные порфиновые руды, полиметаллические руды, золото-серебряные проявления, мышьяково-сурьмяно-ртутные руды,

Рис. 9. Пропилитовый рудный ряд Центральной Камчатки [Власов, Василевский, 1964]

1 — ортоклазовые метасоматиты с медью и молибденом; 2 — высокотемпературные и среднетемпературные пропилиты с полиметаллической минерализацией; 3 — низкотемпературные пропилиты с золото-серебряной и мышьяково-ртутной минерализацией; 4 — кислотно измененные породы — вторичные кварциты с самородной серой и сульфидами железа; 5 — верхняя граница субвулканической (диоритовой) интрузии



метасоматические серные и серноколчеданные руды. Порфировые руды размещаются непосредственно в апикальной части диоритовых или монцитовых интрузий, полиметаллические и золото-серебряные — примерно на уровне основания стратовулканов, самые близповерхностные рудные члены — в верхней части вулканических конусов. Каждой рудной формации соответствует свой тип околорудных гидротермальных изменений. Образование наиболее глубоких членов рудного ряда происходило на фоне щелочных и слабокислотных изменений с отдельными вспышками глубокой кислотности и образованием при этом галогенокислотных высокотемпературных вторичных кварцитов. В приповерхностных условиях развивалось сольфатарное кислотное выщелачивание за счет главным образом окисления серы сероводорода. Для порфировых руд наиболее характерны высокотемпературный щелочной метасоматоз с новообразованиями ортоклаза и биотита, а также высокотемпературная пропилитизация с актинолитом и эпидотом. Полиметаллические руды (нередко с серебром) размещаются преимущественно в среднетемпературных эпидот-хлоритовых пропилитах, а золото-серебряные — в низкотемпературных хлорит-карбонат-цеолитовых пропилитах, главным образом там, где проявилась адуляризация. Мышьяково-сурьмяно-ртутная формация приурочена обычно к нижней границе зон сольфатарного кислотного выщелачивания. Наконец, колчеданно-серные руды размещаются в близповерхностной зоне среди кислотно измененных пород — вторичных кварцитов и аргиллизитов.

Порфировые руды начинают формироваться еще до окончания позднемагматической стадии и в последующем продолжают отлагаться в связи с высокотемпературной гидротермальной деятельностью. В образовании золото-серебряных руд большую роль играет вскипание перегретых хлоридно-щелочных гидротерм при подходе к поверхности. Улетучивающиеся при вскипании кислотные газы вызывают развитие в верхней части вулкана "шапки" кислотно измененных пород с самородной серой, марказитом и пиритом. При значительных содержаниях в рудоносных растворах металлов их промышленные концентрации не ограничиваются пропилитовой зоной. Рудный процесс в таких случаях как бы "выплескивается" в самую поверхностную зону кислотно измененных пород с алунитом и каолинитом (диккитом). Диккитовые породы оказываются тогда наиболее богатой золотой рудой. Это иногда без достаточных оснований объясняется

выщелачиванием золота из нижележащих полиметаллических руд и перетолжением его в приповерхностной зоне с дикситом [Лазаренко, 1980].

Существование подобной "рудной цепи" в последующем подтвердили исследования Ю.М. Стефанова [1979] и поисково-разведочные работы на метасоматических серных месторождениях Камчатки. На одном из таких месторождений медные порфировые руды (с сульфосолями меди на верхних горизонтах) были подсечены скважинами.

В 1973 г. аналогичная подсистема (рис. 10) была описана под наименованием медной порфировой системы американским геологом Р. Силлитом [Sillitoe, 1973] на примерах медных месторождений Анд. Она оказалась там широко распространенной и хорошо вскрытой эрозией вследствие значительного общего поднятия этой горной области. На рис. 10 виден андезитовый стратовулкан над интрузией — магматическим очагом, сложенной полнокристаллическими гранодиоритами и диоритами. Приповерхностные вулканические и субвулканические породы связаны с интрузивными постепенными переходами: на месторождении Эль Тениете по кернам скважин прослеживают постепенные переходы дацитов в кварцевые диориты. Приближение магмы к поверхности сопровождалось вскипанием перегретых гидротерм, автомагматическим брекчированием. Поверхностным проявлением этих процессов является магматическая, фумарольная и гидротермальная деятельность стратовулканов.

В верхних частях стратовулканов среди кислотно измененных пород находятся залежи самородной серы с пиритом и марказитом. Ниже располагаются золото-серебряные руды. Примерно на уровне основания вулканов в пропилитах развиты полиметаллические залежи. Еще ниже, у перехода субинтрузивной фации в интрузивную гипабиссальную, среди щелочных метасоматитов (внизу ортоклазовых и биотитовых, вверху серицитовых) находятся порфировые, медные и молибденовые руды, вниз переходящие в штокверковые и прожилковые. Верхняя граница распространения медных и медно-молибденовых руд обычно находится в 1,5–3 км ниже вершин вулканов. Над порфировыми медными рудами развиты пиритизированные породы без меди. Там, где магматические породы соприкасались с известняками, образовались полиметаллические скарновые руды. В корневой части системы, в глубине интрузива, руд нет, а имеются лишь пегматитовые жилы, образовавшиеся примерно одновременно с рудами более верхних уровней. Общая вертикальная протяженность системы 4–6 км.

На принадлежность перечисленных рудопроявлений к общей подсистеме указывают нередкое присутствие сульфидов меди в самородной сере самых верхних залежей (месторождения Тичэмэр, Чили; Церро Рико, Аргентина; вулкан Ауканаулха, Чили) и, наоборот, проявления самородной серы на окраине глубинных медно-порфировых залежей (месторождение Лос Пеламбрес, Чили). Уместно будет здесь отметить, что сульфиды меди, небольшие количества серебра и в отдельных пробах золота содержатся в метасоматических и серно-колчеданных залежах Северной Камчатки.

Порфировые медные месторождения известны и в других районах Тихоокеанского подвижного пояса: в Кордильерах Северной Америки, в Папуа Новой Гвинее [Eastoe, 1982], на Филиппинах, на островах Фиджи и др. Геологические структуры Анд продолжаются через дугу Скотия

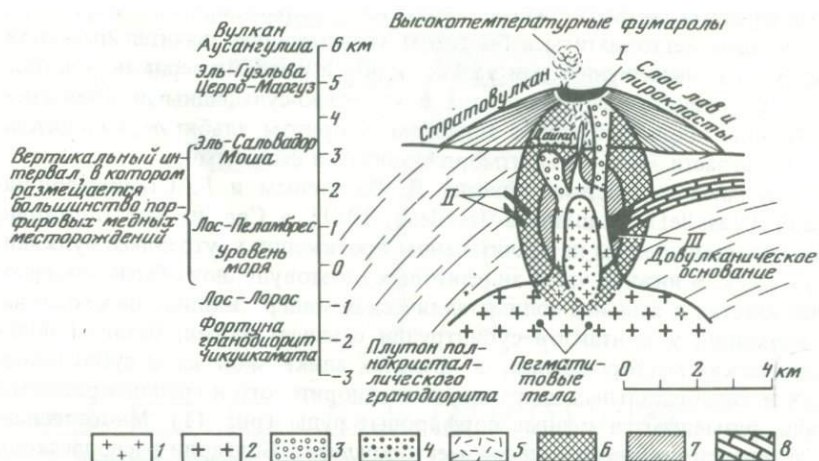


Рис. 10. Медно-порфировая система [Sillitoe, 1973]

1 — гранитоидный шток с порфировыми медными рудами; 2 — полнокристаллические гранитоиды; 3 — взрывчатые брекчии; 4 — калишпатизация; 5 — силификация, продвинутая аргиллитизация; 6 — пропилитизация; 7 — серицитизация; 8 — слой известняков.

I — месторождения самородной серы с пиритом и марказитом; II — жилы со свинцово-цинковыми рудами и драгоценными металлами; III — контактово-метасоматические медные руды в измененных известняках (скарнах)

в Землю Грахама Антарктики, где проявляется минерация андского типа, в том числе медно-молибденовые рудопроявления, связанные с третичными гранодиоритовыми интрузиями и принадлежащие по мнению Д. Хоукиса и М.Л. Литлфайра [Hawkes, Littlefair, 1981], к корневой зоне порфировой медной системы.

Близкие аналоги данной подсистемы распространены в Средиземноморском поясе, в частности в пределах неогеновой андезитовой (внутренней) дуги Карпат. Сравнительно недавно в Румынии, в районе Калимани, было открыто недостававшее, самое близкое к поверхности звено пропилитовой рудной цепи — метасоматические залежи самородной серы с серным колчеданом. Залежи эти, как и в Курило-Камчатской дуге (и в Японии), размещаются среди кислотно измененных, алунизированных, опализированных и аргиллизированных пород. В нижележащих пропилитизированных вулканах преимущественно андезитового состава находятся многочисленные рудные месторождения, включающие весь пропилитовый рудный ряд, проявившийся в Курило-Камчатской дуге (медные и медно-молибденовые, полиметаллические, мышьяково-сурьмяно-ртутные и др.). Рудная минерализация в Румынии оказалась тесно ассоциированной с субвулканическими интрузиями диоритового и гранодиоритового состава. Главная полиметаллическая минерализация концентрируется там на уровне основания конусов стратовулканов. В юго-западной Румынии в связи с субинтрузиями ларамийских "банатитов" (главным образом кварцевые монцодиориты) сформировались порфировые медные месторождения с характерной зональностью (от нижних уровней к верхним и от "ядерной" части месторождения к внешней): 1) у контакта с субинтрузией — роговики и скарны (с диопсидом, гроссуляром, волластонитом и с рудны-

ми минералами — магнетитом, гематитом, халькопиритом, пиритом); 2) щелочные метасоматиты с биотитом (содержащим значительные количества меди), вкрапленниками халькопирита и редкими зернами молибденита; 3) серицито-кварцевая зона с кварцево-сульфидными прожилками; 4) зона пропицитизации с эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом, во внешней части зоны — с монтмориллонитом и цеолитами.

Аналогичная подсистема описана Л. Василевым и Г. Станишевой-Вассилевой [Vassileff, Stanisheva-Vassileva, 1981] в Среднегорье Болгарии, также представляющем на значительном протяжении внутреннюю вулканическую дугу. В нижней части андезитовых стратовулканов обычно сосредоточена золотая и жильная полиметаллическая минерализация; ниже основания вулканов, у контактов субинтрузии с известняками, развиты полиметаллические месторождения; в пределах апикальной части субвулканических и гипабиссальных интрузий, чаще диоритового и гранодиоритового состава, размещаются медные порфировые руды (рис. 11). Многочисленные эксплуатирующиеся рудные месторождения Болгарии располагаются на различных уровнях подсистемы, причем соответственно с глубиной меняется и состав разрабатываемых руд.

В последнее десятилетие описанная подсистема стала известна в различных районах мира в пределах палеоостроводужных зон и краевых вулкано-плутонических поясов. Недавно она была встречена Н.М. Фроловым и В.А. Гурияновым [1979] в Преддзугджурском прогибе у восточного края Сибирской платформы. Верхняя часть подсистемы описана В.И. Гончаровым [1970] в ряде районов Северо-Востока СССР. Сходные образования распространены в Центральном Казахстане и т.д.

В Канаде небольшие гранитоидные интрузии содержат, в дополнение к медно-молибдено-золотым ассоциациям, золото-серебряные месторождения, лишенные (или содержащие только небольшие количества) меди. Часть их классифицируется как золото-порфировые месторождения [Sillitoe, 1979]. Золотосодержащие штуны таких месторождений сравнительно небольшие, субвулканические, тоналитового или гранодиоритового состава, размещаются главным образом в зеленокаменных поясах. Большинство их связано с вулканами, частично — с верхними частями метавулканических толщ зеленокаменных поясов, сложенными известково-щелочными магматическими породами. Имеются пластообразные золотоносные штокверки, которые могут представлять минерализованные силлы кварцевых порфиров или пирокластические потоки (Красное озеро, Онтарио). Связанные с золотой минерализацией изменения представлены серицитизацией, калишпатизацией, альбитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, образованием эпидота, турмалина, рутила, гематита, т.е. сходны с наблюдающимися на молибдено-медно-порфировых месторождениях, может быть, лишь с несколько бóльшим развитием натриевого метасоматоза.

Все это не оставляет сомнений в том, что описываемые образования достаточно четко индивидуализированы и заслуживают выделения в самостоятельную подсистему. Интересно, что эта подсистема (как и система первого типа) обычно окаймлена туфовым флишем или пемзокластическим шлейфом дацитового и липарито-дацитового состава, образующимися при извержениях стратовулканов. По латерали туфовый флиш

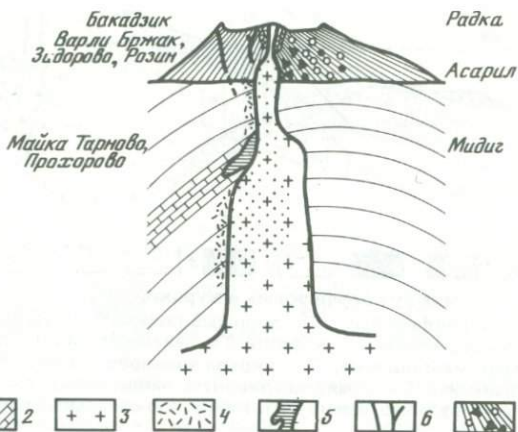


Рис. 11. Медно-порфировые месторождения Среднегорья в Болгарии [Vassileff, Stanishcheva-Vassileva, 1981]

1 — андезитовый стратовулкан; 2 — породы основания вулкана (известняки и терригенные обломочные породы); 3 — субвулканическая и гипабиссальная интрузия; 4 — контактовые роговики; 5 — скарновые руды (Cu и др.); 6 — рудные жилы (с полиметаллической и золотой минерализацией); 7 — пропилиты и кварциты с массивной медной и золотой минерализацией; 8 — порфировые медные руды

сменяется туфтогенно-флишоидной, а затем туфо-диатомитовой формациями. Процессы магматизма и рудообразования при образовании системы контролируются зонами Заварицкого—Беньофа, наклоненными обычно под углами 40—60°, а также крутопадающими глубинными разломами, вдоль которых располагаются цепочки стратовулканов. В геофизических полях рудоносные вулканоплутонические поднятия, располагающиеся над аномальной, разуплотненной мантией, обычно проявляются отрицательными гравиметрическими и магнитными аномалиями.

Описанная подсистема при некоторых благоприятных условиях может содержать на периферии стратиформные рудные залежи типа куроко (рис. 12). Г.А. Твалчрелидзе [1979] отмечает закономерную смену медно-порфировых месторождений на поднятиях медно-колчеданными в зонах погружения. Промежуточное положение занимают скарново-магнетитовые и скарново-медные месторождения. Для этих скарновых образований характерно постоянное присутствие золота, местами, как, например, в Новой Гвинее, достигающее промышленных масштабов.

Неогеновая минерализация Ми Вида в Северо-Западной Аргентине совмещает полный ряд медно-порфировой системы (включая образования с алунитом и самородной серой), а также массивные медно-полиметаллические залежи типа куроко [Konkharsky, Mirre, 1976]. На месторождении Бор в Югославии под стратиформными массивными сульфидными залежами вскрыты медно-порфировые руды [Yugoslavia's . . . , 1983].

Образование руд куроко синхронно с медно-порфировыми месторождениями обусловлено прорывом в рудный этап на поверхность морского дна кислых экструзивных куполов и последующей гидротермальной деятельностью вокруг их. По времени образования, характеру рудообразующих растворов (преимущественно хлоридных), составу содержащихся

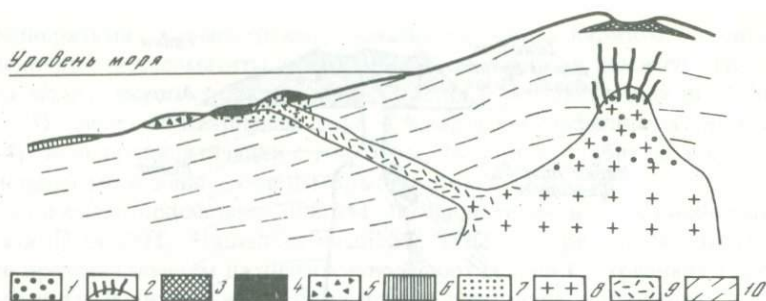


Рис. 12. Взаимоотношения руд порфириновых и куроко

1-6 - руды: 1 - порфириновые, 2 - жильные полиметаллические, 3 - метасоматические серные и колчеданные, 4 - куроко, 5 - перемещенные (обломочные) куроко, 6 - стратиформные марганцевые; 7 - вкрашенно-прожилковое колчеданно-полиметаллическое оруденение; 8 - граниты, диориты, монцититы; 9 - дациты, липариты, грахилипариты; 10 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы

в них металлов руды куроко Внутренней зоны Северо-Восточной Японии и руды порфириновой медной системы очень близки. Сохраняется в рудах куроко и порядок металлов в зонах, которые лишь значительно сокращаются по мощности. Канадскими геологами отмечается, что некоторые протерозойские интрузивные тела с порфириновой молибдено-медной минерализацией тесно связаны с располагающимися выше стратиформными колчеданно-полиметаллическими залежами. Эти интрузии рассматриваются как источники рудных растворов, выходявших на дне моря. Характерна приуроченность протерозойского порфирикового оруденения к интрузиям, тесно связанным с вулканизмом зеленокаменных поясов. Поздние интрузии, внедрившиеся в уже сформировавшиеся вулканогенные толщи, очень редко бывают минерализованы.

На периферии месторождений медно-порфириновых руд различных районов мира (Бингхэм, Речк, Кальмакыр) имеются полиметаллические руды, которые относятся к скарновым, но по ряду признаков могут представлять стратиформные образования. По предположению А.И. Кривцова [1982], если не основная масса, то, во всяком случае, часть жильной полиметаллической минерализации на порфириновых медных месторождениях может представлять продукты регенерации стратиформных полиметаллических залежей. Проявляющаяся на периферии и в верхних частях медно-порфириновых систем медно-турмалиновая, медно-мышьяковая, полиметаллическая, золото-серебряная и другая минерализация может быть, по заключению этого автора, использована в качестве признака скрытых медно-порфириновых руд. Действительно, на месторождении Речк первоначально были известны полиметаллические месторождения и лишь через значительный промежуток времени были обнаружены медно-порфириновые руды. Н.С. Картер, отмечая подобные же случаи в Канаде, рекомендует обратить внимание на возможность открытия порфириновых медных или медно-молибденовых руд под полиметаллическими месторождениями.

Одним из главных факторов образования руд куроко является существование в период подъема рудоносных растворов к поверхности достаточно глубокого моря. В субэпиральных условиях, в каких обычно фор-

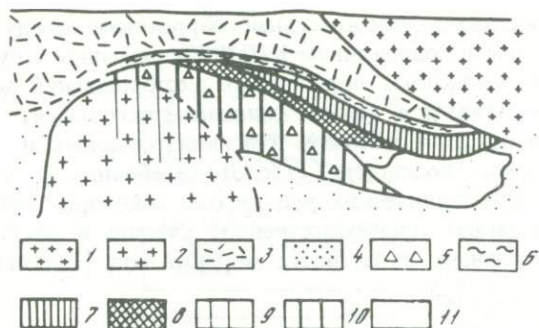


Рис. 13. Обобщенный геологический разрез месторождения руд куроко Учинотаи (Япония) [Смирнов и др., 1968]

1, 2 – риолиты: 1 – новейшие, 2 – белые; 3 – пумицитовые туфы; 4 – туфобрекчии; 5 – взрывчатые брекчии; 6 – железистые радиоляриевые яшмы; 7–11 – руда: 7 – черная (свинцово-цинковая) колчеданная, 8 – желтая (медная) колчеданная, 9 – силикатная (прожилково-вкрапленная), 10 – слоистая сульфидно-баритовая, 11 – гипсовая

мируется описываемая подсистема, выносимые с растворами металлы реализовались в форме рудных жил и метасоматических рудных залежей. В тех же случаях, когда морские условия по каким-либо причинам сохранялись (или возобновлялись) в зоне рудообразования, на покрытых морем площадях формировались стратиформные залежи куроко. Такие условия были во Внутренней зоне Северо-Восточной Японии, когда там развивалась формация зеленых туфов с подобными рудами. Они концентрировались непосредственно у подводных дацитовых и липарито-дацитовых экструзивных куполов.

Залежи массивных руд куроко обычно сопровождаются дополнительными дистальными рудными телами, образовавшимися в некотором удалении вследствие оползания рудного материала вниз по палеосклону морского дна [Lambert, Sato, 1974] и, возможно, из-за частичного переноса металлов в галоидных растворах, стекающих по морскому дну. Под основной (проксимальной) рудной залежью на глубину до 100 м может проследиваться штокверковое (прожилковое) оруденение в измененных породах [Simmons, 1973].

Таким образом, образование порфировой системы происходит при эволюции системы первого типа в результате развития в начале орогенного этапа внутригеосинклинальных поднятий, обмеления и последующего ухода моря с сохранением лишь отдельных наиболее глубоких или опущенных бассейнов. Цепь стратиформных месторождений на этом сокращается по длине (как бы складывается подобно гармошке) и в конце концов полностью совмещается с вулканоплутоническим поднятием. При этом латеральная зональность сменяется вертикальной (гармошка как бы кладется на бок). Преимущественно вертикальная зональность свойственна также и обычно непротяженным, но мощным рудным залежам куроко (рис. 13).

В настоящее время дискутируется вопрос об участии в образовании порфировых медных руд вадозных вод. Р. Агр [Agar, 1981] пишет, что на магматическое происхождение рудоносных флюидов в подобных место-

рождениях указывает положительная корреляция между развитием калишатовой зоны и содержанием  $K_2O$  в сопряженной с рудами интрузии. Для большинства медных порфировых месторождений достаточно определено устанавливается сильно солевой (рассольный) характер рудоносных флюидов. Для наиболее близповерхностных и поздних членов медно-порфировой подсистемы (золото-серебряные жильные руды) и колчеданно-полиметаллических руд куроко некоторые японские исследователи предполагают преимущественное участие в составе рудоносных растворов метеорных, в частности морских вод [Hattori, Sakai, 1979; и др.].

### Молибдено-порфировая подсистема

Существование тесных связей между медно-порфировыми и молибдено-порфировыми месторождениями не вызывает сомнений. Об этом говорят многие сходные их черты и большое распространение месторождений "переходного" характера, содержащих в качестве главных рудных металлов и  $Cu$  и  $Mo$ .

Тем не менее молибдено-порфировым месторождениям свойственны свои особенности, по которым их возможно отделить, в некоторой степени условно, от медно-порфировых, как делали, например, В.Л. и Е.С. Хомичевы [1982]. При общем сходстве штокверковых молибденовых месторождений с медно-порфировыми (та же метасоматическая зональность, крашенно-прожилковый характер оруденения, значительное содержание, кроме молибдена, меди, проявление на периферии полиметаллического оруденения и др.) отмечается связь молибденового оруденения с гранитными интрузиями, а не с диоритами и гранодиоритами с повышенной щелочностью, как в случае медно-порфировых месторождений. Это указывает на вероятную приуроченность молибдено-порфировых месторождений к районам с более развитой корой континентального типа. Об этом же свидетельствуют ассоциация молибдена штокверковых месторождений с такими литофильными элементами, как вольфрам и фтор, а также то, что в случае появления на медно-порфировых месторождениях значительных содержаний молибдена последние ассоциируют обычно с поздними гранитами, иногда пегматоидного облика. Показателен пример Скалистых гор в США, в западной ветви которых (окаймляющей с запада плато Колорадо) с меньшей мощностью континентальной коры развиты медно-порфировые месторождения, сопровождаемые интрузиями диоритов, гранодиоритов, монзонитов, а в восточной ветви с более сформированной континентальной корой, характеризующейся более кислым гранитоидным магматизмом, — молибдено-порфировые месторождения.

Сходную позицию в отношении связей медно-порфирового и молибдено-порфирового оруденения занимают и зарубежные авторы. Указывая на существование постепенного перехода (континуума) от богатых молибденовых месторождений через медно-молибденовые к преимущественно медным, они вместе с тем отмечают и различия их. Например, на порфировых медных месторождениях высокое содержание в интрузивных породах  $Sr$  и низкое, до среднего, содержание  $Rb$  показывают сравнительно низкую степень дифференциации исходной магмы. Для интрузий молиб-



Рис. 14. Схема гранитной молибденитовой системы [Mutschler et al., 1981]

дено-порфировых месторождений соотношения содержаний Sr и Rb обратные. При доминировании в гидротермальных флюидах тех и других месторождений хлора на молибдено-порфировых месторождениях проявляется значительное участие в составе гидротерм также и фтора. Иногда, как, например, на месторождении Клаймакс, содержание флюорита и топаза настолько большое, что правомерно предполагать, что фтор был преобладающим галогеном во флюидах [Westra, Keith, 1981].

Все это обусловило выделение американскими авторами "гранитной молибденитовой" системы [Mutschler et al., 1981; Woodcock, Hollister, 1978], которая принимается нами в качестве подсистемы. Характерные представители этой подсистемы — месторождения Клаймакс и Гендерсон (США). В геологическом отношении подсистема представляет субцилиндрический купол диаметром 0,5–1,5 км на кровле гранитного батолита. Вертикальная протяженность купола по геофизическим исследованиям 2 км и более. Развитие подсистемы связано с режимом растяжения, почему она иногда бывает приурочена к рифтам.

Граниты подсистемы высококремнистые с повышенной щелочностью, их эффузивные и субвулканические аналоги, — гранит-порфиры и липариты. В апикальных частях интрузии породы обогащены Be, S, F, Li, Mo, Nb, Pb, Sn, Ta, Th, U и W, что свойственно также и гранитам, специализированным на оловянное оруденение.

Характерно зональное распределение метасоматически измененных пород в подсистеме (рис. 14). Снизу вверх следуют зоны: 1) калиевых изменений (калиевый полевой шпат, биотит), 2) кварц-серицитовая, 3) аргиллитовая (каолинит, диксит, пирофиллит и др.), 4) пропилитовая (эпидот, хлорит, карбонаты, глинистые минералы). Широко распространены, чаще в тесной ассоциации с рудой, флюорит и топаз. В позднюю

стадию, особенно в корневых частях штока, развивается типичная грейзенизация, поэтому некоторые авторы называют описываемую подсистему порфировой грейзеновой.

Рудные минералы распределены в трех зонах (от внутренней к внешней); 1) штокверк кварц-молибденит-флюоритовых жил, 2) вольфрамитовой, содержащей гюбнерит в кварцево-пиритовых жилах, 3) с сульфидами различных металлов (в том числе серебра). Наиболее богатая молибденовая и вольфрамовая руда облекает вершину купола в форме изогнутой линзы, похожей на створку раковины ("shell"). Вертикальный интервал общего оруденения 600—1600 м.

Рудные процессы подсистемы связываются американскими авторами с концентрацией литофильных и рудных элементов у кровли штока вследствие вскипания магмы и термогравитационной конвекции. Рудообразование часто сопровождается взрывами с извержением пепловых потоков, которые могут образовывать над гранитной молибденитовой подсистемой обширные туфовые или игнимбритовые покровы. На поверхности над подсистемой вдоль разломов могут также проявляться пропилитизация, аргиллизация и другие сольфатарные изменения, как-то: силисификация, цеолитизация; существовать горячие источники с эпитермальными сульфидами, сульфосолями, окисями и фтористой минерализацией. По мнению авторов, некоторые шейстоценовые риолитовые центры, как, например, Йеллоустонское плато, Вайоминг, где состав риолитов идентичен составу гранитов молибденовых штокверковых месторождений, могут представлять проявления кровли гранитной молибденитовой подсистемы.

### Олово (вольфрам) -порфировая подсистема

В последние годы начинает выявляться новый тип порфирировых оловорудных (часто с вольфрамом) месторождений, представляющих по существу магматогенно-рудную систему второго типа, связанную с апикальными частями интрузий и надинтрузивными зонами (рис. 15).

В тех случаях, когда вкрапленно-прожилковое оловянное оруденение комбинируется с жильным, последнее обычно занимает более высокое гипсометрическое положение по отношению к вкрапленно-прожилковым рудам [Сотников и др., 1983].

Такие месторождения описаны в Сихотэ-Алине [Родионов, Родионова, 1981; Родионов, Макеев, 1983], Чаткало-Кураминской рудной области [Коваленкер и др., 1980], в Боливии [Sillitoe et al., 1975], в Юго-Восточной и Северной Австралии [Keith, 1981; Fraser et al., 1981] и в других рудных провинциях. По ряду особенностей с ними сходны многие другие оловянные и олово-вольфрамовые месторождения, пока не причисляемые к типу порфирировых, как-то: Верхнее в южном Приморье [Финашин, 1972], Учкошкон в восточной Киргизии [Макеев и др., 1983], Северо-Корякское в Корякском нагорье [Лишневский, Митрофанов, 1980], Токинское на Северо-Востоке СССР [Найбородин и др., 1974], Пыркакайское и Иультинское на Чукотке [Макеев и др., 1983], некоторые месторождения Комсомольского рудного района, Дальний Восток [Радкевич и др., 1976] и др.

Наилучше изученным представителем порфирировых оловорудных место-

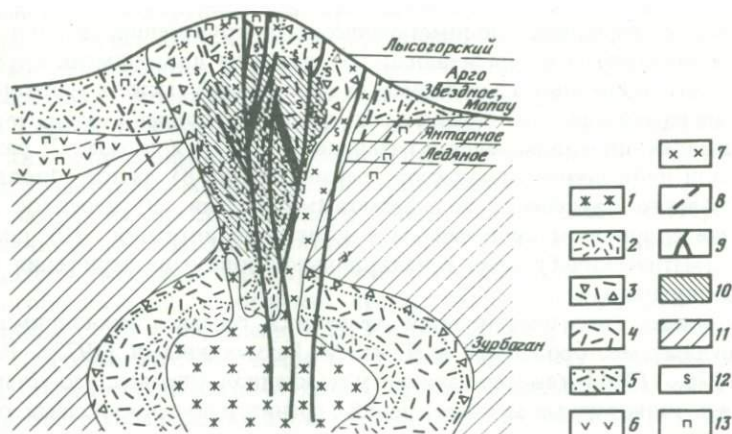


Рис. 15. Схематическая модель рудно-магматической системы оловянно-порфировых месторождений, по Р. Силито [Sillitoe, 1973], с дополнениями С.М. Родионова и Н.П. Макеева [1983]

1 – граносиенит-порфиры; 2 – гранит-порфиры, фельзолипариты; 3 – лавобрекчии флюидалных липаритов; 4 – флюидалные липариты; 5 – туфы, ингимбриды липаритов; 6 – андезиты и их туфы; 7 – дайки липаритовых порфиров; 8 – разрывные нарушения; 9 – жилы рудные тела; 10 – метасоматические прожилково-вкрапленные рудные тела; 11 – вмещающие породы; 12 – преимущественная серицитизация; 13 – преимущественная пропилитизация. Показаны уровни, соответствующие месторождениям Сихотэ-Алиня

рождений является так называемый боливийский тип оловянных месторождений с оловянно-порфировыми рудами в центре и с нередко проявляющейся на периферии полиметаллической минерализацией. При этом характерна обычная "зараженность" оловянных руд серебром. Нахождение на боливийских месторождениях рудных тел под палеостратовулканами, вкрапленный "порфировый" характер оловянных руд, широкое проявление процессов пропилитизации, калишпатизации, серицитизации, окварцевания, приуроченность главной массы руд к купольно-надкупольным зонам субинтрузий порфирового характера умеренно кислого и субщелочного состава – все это связывает обстановку образования боливийских руд с описываемой порфировой системой.

Сходные рудные образования имеют место в Корякском оловоносном поясе, где руды концентрируются в надинтрузивных зонах, характеризуются значительным содержанием серебра и сопровождаются во внешних зонах проявлением сфалерита, галенита, блеклых руд, золота и серебра.

Что касается остальных перечисленных выше месторождений, то их сближают с порфировыми месторождениями следующие общие особенности [Родионов, Макеев, 1983; и др.]: 1) приуроченность к апикальным частям субвулканических гранитоидных (с повышенной щелочностью) штоков, часто к некам кислых порфировых пород с преобладанием в их составе  $\text{K над Na}$ ; 2) проявление на поверхности обстановки кислого вулканизма (покровы кислых лав и туфов, ингимбриды, зоны вторичных кварцитов галогенно-кислотного ряда); 3) метасоматическая зональность с внутренней зоной калиевого метасоматоза (калиевый полевошпат, биотит), средней кварц-серицитовой зоной и внешними зонами

пропилитизации и аргилитизации; 4) проявление во внешних зонах жильного сульфидного полиметаллического оруденения, в том числе свинцово-цинкового и серебряного; 5) развитие при совмещении интрузий кислого и среднего состава вместе с оловянной также и медно-порфировой минерализации; 6) большая роль фтора в рудоносных гидротермальных флюидах, проявляющаяся в развитии флюорита и топаза; 7) развитие в той или иной степени процессов грейзенизации; 8) частое сопровождение основного оруденения вольфрамовыми рудами; 9) нередкое сопровождение скарновым оруденением у контактов интрузий; 10) проявление амагматических брекчий в надкупольной зоне и на периферии гранитоидных куполов.

При учете этих особенностей трактовка генезиса южноприморских оловорудных месторождений Ю.Н. Размахниными [1973; Размахнин, 1975, 1981] кажется излишне усложненной. Справедливо устанавливая связь оловорудных месторождений с гранитоидными куполами, окаймленными метасоматическими биотитизированными породами, отмечая расположение оруденения в экзоконтактовой зоне над сводами купола, выделяя на месторождениях зоны кварцево-полевошпатового метасоматоза и грейзенизации, Ю.Н. Размахнин, по существу, устанавливает принадлежность этих месторождений к порфировой системе. Его предположение о мобилизации олова рудных жил из биотитов внутренней метасоматической зоны в результате кислотно-щелочной эволюции гидротермальной системы малообосновано. В таком предположении нет нужды, так как естественно, что гидротермальные растворы, специализированные на оловянное оруденение, вызвав калиевый метасоматоз, часть олова оставили в биотитах, вообще восприимчивых к изоморфному замещению. Можно вспомнить, что на медно-порфировых месторождениях в сходной геологической обстановке биотититы внутренней метасоматической зоны над гранитоидными куполами обычно отличаются повышенным содержанием меди.

В результате работ на месторождениях Кавалеровского оловорудного района Приморья выяснилось, что биотитизированные метасоматиты также содержат оловорудные тела более раннего (позднемолового) этапа формирования несколько иного состава. Корни этих тел уходят в прожилковые зоны олово-молибденовой минерализации в экзоконтактах поздне-меловых монзонито-гранодиоритовых интрузий. Непосредственно же в купольных частях этих интрузий иногда размещаются олово-молибденовые или олово-вольфрамовые грейзены [Томсон и др., 1983].

Описанные Ю.Н. Размахниным гранитоидные тела с биотитизированными купольными выступами, оловянными и другого состава рудами представляют, по-видимому, пример относительно глубинных магматических очагов с сильными проявлениями щелочного метасоматоза, на более высоких уровнях сменяющегося кислотными изменениями, вплоть до приповерхностной аргилитизации. Фациальный переход магматических пород с щелочными преобразованиями в грейзены и грейзеноподобные породы в зонах значительной проницаемости, где резко падает давление, представляет нередкое явление [Рундквист и др., 1971].

К числу специфических особенностей олово (вольфрам)-порфировой подсистемы, отличающих ее от других подсистем, принадлежат: большое участие бора в оловянной минерализации и в связи с этим широкое распро-

странение на оловорудных месторождениях турмалина; сложность гранитоидных комплексов и жильных образований на месторождениях с проявлениями лампрофиров и других магматических пород среднего и основного состава; флюидалная текстура некоторых рудовмещающих пород, более кислый (в общем) их состав; нередкое участие в сложении вулканических толщ игнимбритов; обычное развитие рудных жил; частое размещение оловорудных месторождений среди осадочных пород.

Несмотря на пространственную связь оловорудных месторождений со сравнительно кислыми гранитами, коровое происхождение олова не подтверждается геохимическими трендами [Lehmann, 1982].

Своеобразные, но несомненно принадлежащие к порфировой системе оловянные руды установлены Н.Н. Митрофановой [1984] в позднерифейских (радиологический возраст  $712 \pm 40$  млн. лет) вулканоплутонических образованиях Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье). Руды порфирового типа находятся в корневых частях вулканоструктур центрального типа, сложенных гранитами с повышенной щелочностью и контрастными по составу вулканитами. Рудные вкрапленники касситерита вместе с магнетитом и гематитом, иногда халькопиритом приурочены к калишпатизированным породам. В периферических зонах вулканоструктур развита серицитизация и наблюдаются проявления Zn, Mo, Bi, Ag, а еще далее — Pb, Zn, иногда Au. Образовались руды, по мнению Н.Н. Митрофановой, под действием калиевых бикарбонатно-хлоридных слабощелочных растворов при максимальной активности кислорода. При этом железистые силикаты были полностью разрушены. Связаны ли особенности этого оловянного оруденения с его относительно древним возрастом или оно представляет особый тип олово (вольфрам)-порфировой подсистемы — пока неясно.

Важность учета олово (вольфрам)-порфировой подсистемы определяется возможностью нахождения под оловоносными жилами бедных, но крупнообъемных вкрапленно-прожилковых оловянных руд. Штокверки медных порфирировых руд местами сопровождаются на верхних горизонтах сериями рудных жил с большими содержаниями металла. Характерный пример в этом отношении представляет рудный район Бютте, США, где серии разрабатываемых богатых медью жил оказались приуроченными к вершине купольной медно-порфирировой структуры. По предположению Г. Бримхалла [Brimhall, 1979] рудные жилы образовались позднее вкрапленно-прожилкового медного оруденения за счет частичного гипогенного выщелачивания и переотложения металла из порфирировых руд. Сходные условия могут проявляться и на оловорудных месторождениях, где в таком случае ниже разрабатываемых жил возможно нахождение больших объемов порфирировых оловянных руд.

### Грейзеновая и альбититовая редкометальная подсистема

Прослеживая в позднеорогенном этапе дальнейшую эволюцию порфирировых подсистем, мы встречаемся с новым их видоизменением, вызванным дальнейшим общим раскислением магматических продуктов, связанным с последовательной сиализацией земной коры. При этом развивается характерная грейзеновая и альбититовая редкометальная рудоносная обста-

новка, которая может рассматриваться как подсистема описываемой системы.

Взамен галогенокислотных вторичных кварцитов — близповерхностных аналогов грейзенов — в этой подсистеме развиваются уже нормальные грейзены. При этом рудное содержание и состав измененных пород центральной зоны меняются, в ней обычно появляется разнообразная редкометальная минерализация, периферические же зоны нередко остаются прежними. В некотором удалении от центральной зоны размещается полиметаллическое, а затем золотое оруденение. В глубинных частях системы может сохраниться медное или медно-молибденовое оруденение.

Подобные примеры многочисленны в Казахстане, в частности в северном Прибалхашье. В центральных частях описываемых там рудоносных структур локализованы редкометальные руды, сменяющиеся к периферии полиметаллическими, золото-полиметаллическими и золотыми. Медно-молибденовая минерализация обычно проявляется в относительно приподнятых блоках [Каюпов и др., 1972].

Другой пример этой подсистемы — Джидинский рудный район юго-западного Забайкалья. Редкометальное (молибден-вольфрамовое) оруденение здесь ассоциировано главным образом с позднеюрским — раннемеловым гуджирским комплексом, связываемым Е.П. Малиновским и Д.О. Онтоевым [1983] с процессом активизации каледонских структур. По-видимому, это наиболее молодой член длительно развивавшегося в позднем палеозое и мезозое вулканического пояса типа краевого.

Молибдено-вольфрамовые штокверки приурочены к кровле и фланговым частям гранитного штока, представляющего сложную структуру "купол в куполе" с многочисленными дайками сиенитов и сиенит-порфиоров, тесно связанных во времени с рудной минерализацией. Штокверковое тело имеет вид деформированной шляпки гриба [Малиновский, Онтоев, 1983], вообще типичный для порфировых месторождений ("shell" американских авторов). Гидротермальные изменения вмещающих руд пород выражены калишпатизацией, биотитизацией, альбитизацией, грейзенизацией, серицитизацией, березитизацией, образованием флюорита. Рудные минералы представлены преимущественно молибденитом и гюбнеритом, в меньших количествах — халькопиритом и сфалеритом. На южном и западном флангах штокверка развиты кварц-полиметаллические жилы. Молибдено-вольфрамовые месторождения Джидинского района и медно-молибдено-порфировые месторождения Монголии, по мнению Е.П. Малиновского и Д.О. Онтоева, расположены в одной зоне, связанной с одной крупной очагово-купольной структурой. По составу монгольские порфировые месторождения заметно отклоняются в сторону грейзеновых месторождений [Сотников и др., 1983].

Рудная минерализация района связана, по данным тех же авторов, с деятельностью первоначально слабощелочных, а затем слабокислых растворов, содержащих значительные количества NaCl и фтора (о чем свидетельствует содержание флюорита и галита в виде твердых фаз в газожидких включениях в минералах).

Своеобразно палеозойское олово-вольфрамовое месторождение Панаскуайра в Португалии, которое, с одной стороны, является типичным грейзеновым, с другой — характеризуется многими чертами порфиро-

вых месторождений. Серия рудных жил развита над куполом грейзенизированных гранитов. На вершине купола установлена кварцевая шляпа, линзообразная форма которой напоминает рудную "раковинную створку" порфиристых месторождений. Кроме жил, в грейзене содержится рассеянная вкрапленная минерализация с зональным распределением различных рудных минералов. Помимо грейзенизации, на месторождении проявлены калиевые изменения, турмалинизация, хлоритизация, окварцевание. Стадии минерализации (ранняя окисно-силикатная, средняя главная сульфидная, поздняя карбонатная) сходны с таковыми боливийских олово-порфиристых месторождений. В рудах, кроме олова и вольфрама, содержатся примеси других металлов, характерных для порфиристых месторождений: Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Sb и др. Рудные растворы представляли рассолы преимущественно с NaCl и с относительно небольшим содержанием CO<sub>2</sub>. Малое давление флюидов и другие признаки указывают на формирование руд на небольшой глубине (600–1300 м от поверхности палеорельефа). Для поздней, карбонатной, стадии характерно влияние метеорных вод [Kelly, 1979].

Сопоставление некоторых особенностей подсистем сделано на рис. 16. Процессы грейзенизации, как видно из предыдущего описания и рис. 16, в той или иной мере свойственны всем подразделениям порфиристой системы. Причем, начиная с медно-порфиристой подсистемы, интенсивность и экстенсивность этих процессов прогрессивно увеличиваются. На медно-порфиристых месторождениях они проявляются преимущественно образованием высокоглиноземных вторичных кварцитов в вулканической и субвулканической обстановках. В молибдено-порфиристой подсистеме значительно повышается роль фтора — широко распространены флюорит и топаз, в апикальных частях подсистемы нередко проявлена грейзенизация магматических пород. Кварц-мусковитовые грейзены при этом занимают место кварц-серицитовой зоны, а кварц-топазовые грейзены оказываются продвинутой аргиллитизитовой фацией. С этих позиций такие молибдено-порфиристые месторождения, как Клаймакс и Гендерсон, по мнению некоторых авторов, лучше называть грейзеновыми месторождениями [Burt, 1981; Woodcock, Hollister, 1978].

В олово (вольфрам)-порфиристой подсистеме, кроме фтористой, проявляется борная минерализация, представленная преимущественно турмалином. Многие месторождения олова и вольфрама наряду с другими представителями редкометальной минерализации связаны уже с типичными грейзенами.

Постепенно возрастает вместе с этим кислотность исходных интрузий от монцонито-диоритов и гранодиоритов в медно-порфиристой подсистеме до щелочных аляскитовых гранитов и гранит-порфиров в грейзеновой и альбититовой редкометальной подсистемах. В нижней части последней подсистемы кислотные, грейзеновые продукты нередко сменяются щелочными — редкометальной альбититовой формацией, а в некоторых случаях на самых глубоких уровнях могут проявиться редкометальные пегматиты [Лаумулин, 1974]. Состав рудной минерализации определяется составом связанных с оруденением пород. С аляскитовыми гранитами минерализация представлена W, Mo, Bi, Sn и др., с субщелочными гранитами — Zr, Ta, Nb и др. [Церба и др., 1983].

Земная кора

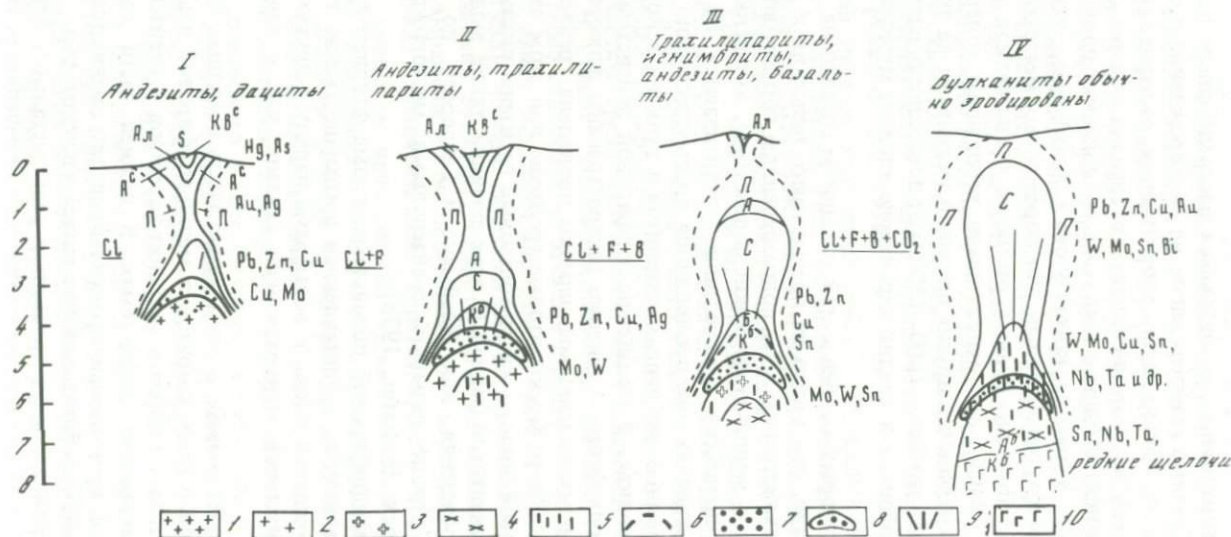


Рис. 16. Сопоставление различных подсистем порфировой системы

Подсистемы: I – медно-порфировая, II – молибдено-порфировая, III – олово (вольфрам)-порфировая, IV – редкометальная альбитито-грейзеновая

1 – диориты, гранодиориты, монзониты; 2 – граниты; 3 – гранит-порфиры, граносиенит-порфиры; 4 – аляскитовые гранит-порфиры, субщелочные и щелочные граниты; 5 – грейзены; 6 – фронт биотитизации; 7 – порфировые руды; 8 – наиболее богатое рудное тело ("shall"); 9 – рудные жилы; 10 – пегматиты. АБ – альбитизация; К – калишпатизация; К<sup>В</sup> – биотитизация; С – кварцево-серцитовые изменения; А – высокотемпературная аргиллитизация; А<sup>С</sup> – сольфатарная аргиллитизация; П – пропилитизация; Кв<sup>С</sup> – вторичные кварциты сольфатарные; Кв – вторичные кварциты приконтактные; S – серные и серно-колчеданные залежи в алунитизируемых породах; Б – турмалинизация; F – флюоритизация; В – березитизация; S + Cl; Cl + F; Cl + F + B; Cl + F + B + CO<sub>2</sub> – главные "агенты" при рудообразовании (без учета сероводорода, присутствующего во всех случаях)

Помимо постепенного раскисления исходных интрузий и нарастания роли грейзенизации в формировании подсистем, связь рекометальных грейзенов и альбититов с порфировой системой подчеркивается их обычной сопряженностью с относительно неглубоко залегающими интрузиями и преимущественным развитием грейзенов в штокообразных выступах кровли интрузий.

Сближает между собой все описанные подсистемы также и участие в рудообразовании хлоридов, особенно NaCl, имеющих характер довольно концентрированных рассолов [Naarala, Kinnunen, 1979]. Д. Барт [Burt, 1981] отмечает, что противопоставлению гидротермальных систем, включающих, с одной стороны, Cl, с другой — F, способствовало то обстоятельство, что F имеет тенденцию фиксироваться в минералах, тогда как Cl сохраняется главным образом в газовой-жидких включениях. Фактически деятельность как Cl, так и F сопровождается, правда, в различной мере, образованием всех порфириновых месторождений, а также грейзенов. Дифференциация этих элементов — более летучего F, устремляющегося в апикальные части интрузий, и остающегося в растворе Cl — происходит при вскипании магмы и перегретых гидротерм.

Всем подсистемам свойствен калиевый метасоматоз, проявленный на различных месторождениях серицитизацией, биотитизацией, образованием зон калишпатизации (которые преимущественно и вмещают руды) или пегматитизации.

В заключение отметим еще два типа минерализации, "родственных" описанному ряду порфириновых подсистем.

Е.В. Пучков и др. [1983] на примере месторождения Алайгыр в Центральном Казахстане выделили как самостоятельный тип свинцово-порфириновые месторождения. Мономинеральные прожилково-вкрапленные руды этого месторождения находятся в березитизированных калиевых риолитах позднего девона, залегающих в виде крупных даек, реже штоков, в Успенской зоне смятия. Зона эта сопровождается поясом щелочных субвулканических интрузий.

Своеобразная молодая (плиоценовая) золотая минерализация в щелочных породах (шошонитах) района Вунда на о. Фиджи отнесена к золото-порфириновому типу [Laugence, 1978]. Золото находится в ассоциации с вкрапленниками пирита в калишпатизированных породах. Имеется вторичный биотит. Другие гидротермальные изменения — серицитизация, аргиллитизация, пропилитизация, образование кварц-диаспоровых пород; возможно присутствие алунита. Кроме золота, руды местами содержат очень незначительные количества меди. По-видимому, на одном широтном разломе с рудопроявлением Вунда, в 10 км к востоку, находится медно-порфириновое месторождение Навайину, на котором в поверхностных выходах, кроме шошонитов, известны и монцититовые интрузии, состав которых существенно не отличается от коагматических шошонитов.

Американские авторы связывают минерализацию района Вунда с верхней частью порфириновой системы, не исключая возможности нахождения на глубине значительных количеств меди. Наиболее близки по типу к описанному проявлению канадские медно-золото-порфириновые месторождения, содержащие значительные количества золота.

## Особенности развития и время зарождения порфировой системы

Сушность рудного процесса в порфировой системе — обогащение верхних частей интрузий, представляющих куполообразные выступы батолитов, щелочными и другими легколетучими минерализаторами, кремнеземом и рудными компонентами. Этому процессу благоприятствуют вскипание магм и перегретых растворов в близповерхностной обстановке, термогравитационная конвекция и, по-видимому, ликвация, способствующая обособлению легкой кислой магмы, обогащенной металлами. Кислые вулканические породы верхних частей системы часто имеют сходство с флюид-порфировым комплексом, несущим даже в общем текстурном облике пород признаки ликвационных процессов (расслоенность, флюидалные текстуры, газонасыщенные слои и др.).

Тела порфировых магматических пород на медно-молибденовых порфировых месторождениях не могут обеспечить металлами формирование этих крупнообъемных месторождений. В.И. Сотников и др. [1983] предполагают, что штоки порфировых пород представляют выступы расположенных ниже промежуточных очагов и входят в крупную длительно развивающуюся рудно-магматическую систему. Руды внешних зон системы, особенно золотые, часто бывают пространственно связаны с субинтрузиями и экструзиями порфировых флюидалных пород среднекислого состава с повышенной щелочностью. А.С. Лапухов [1972] придает этим соотношениям генетическое значение и связывает образование руд с развитием рудообразующих флюидных динамических систем. Развитие этих систем обусловлено увеличением потенциала кремнезема и летучих компонентов и начинается с автотоморфизма еще в магматическом этапе. Ранний этап автотоморфизма проявляется магматическим замещением вмещающих пород, альбитизацией, нарастанием вторичного кварца вокруг порфировых вкрапленников, ростом кварц-полевошпатовых сферолитов. Позднему этапу свойственно рудоотложение. Сейчас трудно говорить о деталях процесса "флюидизации" магм, но ясно, что тщательные исследования флюид-порфировых комплексов, постоянно сопровождающих руды, — ключ к пониманию обстановок рудоотложения в кислых магматических породах.

Остаточные рудоносные растворы, судя по исследованиям флюидных включений в жильных породах, представляют преимущественно хлориды (главным образом  $\text{NaCl}$ ) с теми или иными количествами фтора, иногда также и бора. Рудные компоненты в растворах входят в состав хлоридных комплексов, разрушающихся при взаимодействии с серой и при воздействии других приповерхностных факторов и сменяющихся сульфидными комплексами. Активные ионы серы, в основном ювенильной, появляются в рудных растворах при охлаждении гидротерм в результате диссоциации  $\text{H}_2\text{S}$  [Бетехтин, 1955]. Главные причины осаждения руд из растворов — их охлаждение, изменение условий кислотности—щелочности, переход растворимых хлоридных комплексов в нерастворимые сульфидные. Эти особенности, очевидно, вообще присущи процессам эндогенного рудообразования. Как отмечает Р. Хатчинсон [Hutchinson, 1983], в последние десятилетия сделана коренная переоценка роли сульфидных и хлоридных комплексов в транспортировке металлов.

Вопрос о роли метеорных вод в переносе металлов и осаждении руд остается в значительной степени еще открытым. Одни авторы придают им большое значение при формировании порфировых руд [White, 1974], другие отрицают их роль в основных стадиях рудного процесса и допускают возможность проникновения значительных количеств грунтовых вод в гидротермальную систему (преимущественно в ее верхнюю часть) лишь в стадию ее "угасания" [Henley, McNabb, 1978; и др.] .

Общим случаем является концентрация кислотных компонентов системы в ее верхней части, щелочных — в нижней. Поэтому нередок переход грейзенизированных пород вершин штоков вниз в породы, затронутые щелочными преобразованиями. Кроме галогенных кислот, в остывающих растворах появляется серная кислота, действие которой проявляется у вершины гидротермальной системы сернокислыми, сольфатарными изменениями вулканитов и в ряде случаев — отложениями самородной серы.

Зарождение позднегеосинклиальной—орогенной магматогенно-рудной системы с молибдено-медными порфировыми и массивными сульфидными рудами типа куроко произошло, по-видимому, еще в раннем архее. К этому типу рудных образований относятся ринееархейские (3,3 млрд. лет) рудопроявления, особенности которых отражают "порфировый" стиль минерализации. Такие рудопроявления описаны, например, в зеленокаменных породах провинции архейских пород Пилбара в Западной Австралии [Varley, 1982]. Они приурочены в отличие от относительно глубоководных условий образования зеленокаменных толщ к площадям проявления мелководных, до субазальных, обстановок. Эти площади характеризуются развитием вулканитов известково-щелочной серии и сопряженных с ними близповерхностных порфировых интрузий гранодиоритового и тоналитового состава. Ассоциация рудных минералов в древних рудопроявлениях, их распределение в больших массах измененных пород, характер измененных пород и их зональное распределение, примерные параметры рудоносных площадей, их приуроченность к апикальным частям интрузий — все это тождественно более молодым месторождениям порфирового типа. Но низкие содержания металлов (Cu менее 0,2%, Mo 0,1%) могут показывать еще недостаточную развитость в архее порфировой системы.

Медная минерализация порфирового типа (сопровождающаяся небольшими количествами Mo) известна также в Канаде, вблизи Норанды. Возраст минерализации 2,7 млрд. лет. Содержание Cu —десятые доли процента [Goldie et al., 1979].

Как и молодые представители порфировой системы, архейские порфировые рудопроявления в Австралии и Канаде сопровождаются на участках мелководья экстрезивными куполами кислых эффузивов и туфов с массивными сульфидными залежами колчеданно-полиметаллических руд с участием барита (аналоги руд куроко) и с слоистыми, по-видимому, стратиформными, баритовыми проявлениями. Эти руды отличаются от массивных сульфидов, формирующихся в более глубоководных условиях, высокими отношениями Zn/Cu и Pb/Cu [Simmons, 1973; Rickard, Zwlifel, 1976].

Многочисленные древние (2600 млн. лет) штокверковые рудопроявления Mo, сходные с порфировыми, известны в Канаде (северо-западный Онтарио). Здесь в кварц-гранодиорит-монцонит-порфировом штоке, се-

кушем зеленокаменные породы, имеется зона с молибденит-кварцевыми прожилками. Среднее содержание металлов низкое ( $\text{MoS}_2$  — 0,06%, Cu — следы). Гидротермальные изменения пород выражены преимущественно серицитизацией и калиевым метасоматозом. Низкие содержания металлов обуславливают в современных условиях их непромышленный характер [Aures, Cerny, 1982].

Очевидно, все эти образования, характерные для раннеорогенных островодужных условий, формировались на ранних вулканоплутонических поднятиях, местами представлявших острова, возвышавшиеся среди относительно глубокого моря, выполнявшего зеленокаменные трюги.

Известны типичные массивные колчеданно-полиметаллические руды куроко в нижнепермских образованиях Восточного Квинсленда, в Австралии. На экструзивном куполе Маунт Чалмерс, сложенном кислыми эффузивами и туфами, находятся залежи сульфидов мощностью до 60 м. Руды содержат Cu, Zn, Pb, Au, Ag. Зональность в распределении руд различного состава аналогична таковой руд для куроко в Японии.

Раннее развитие порфировой системы объясняет, как нам кажется, существование не только мезозойско-кайнозойских, но и более древних месторождений близповерхностной золото-серебряной формации: пермско-триасовых в Восточной Австралии и в штате Невада, США [Vikre, 1981], среднепалеозойских в Казахстане и в Магаданской области и др.

Важная особенность развития порфировой системы, которая, по-видимому, присуща вообще процессам рудообразования, была выявлена работами Г.М. Власова и М.М. Василевского в Центральнокамчатской рудной зоне [Власов, Василевский, 1963, 1964; Вулканические ..., 1971]. При кажущейся непрерывности установленной в этой зоне рудной цепи, свойственной порфировой системе, фактически она состоит из отдельных разновозрастных звеньев, частично перекрывающих друг друга во времени и пространстве. Рудный процесс отличался большой продолжительностью (более 50 млн. лет), и прерывисто-непрерывное его течение обусловило распад рудного ряда на несколько звеньев (рис. 17). Каждое звено характеризуется одинаковой вертикальной зональностью рудных элементов, но меняющаяся обстановка обуславливала в каждый этап преобладающее развитие той рудной формации, образованию которой способствовали существовавшие в то время условия. В соответствии с направленным развитием условий образования рудной зоны в сторону все большей проницаемости и открытости, увеличения кислородного потенциала, истощения щелочности, развития кислотности в ней сформировался направленный ряд разноглубинных рудных формаций (рис. 18).

Этот, казалось бы, частный случай рудообразования отразил общую закономерность рудообразующих процессов, во всяком случае, на субвулканическом и гипабиссальном уровнях. Закономерность эта — одно из проявлений закона филогении—онтогении. Приведем некоторые примеры. Систематические исследования рудоносных районов Большого Кавказа показали те же в общем закономерности, что в Центральнокамчатской рудной зоне: общность рудного процесса, его прерывисто-непрерывное течение, роль отдельных месторождений как звеньев единого процесса [Труфанов, 1977].

Другой пример, показывающий практическое значение учета преры-

Структурные ярусы	Стадии рудообразования			
	Поздне-меловой-палеогеновый	Ранне-миоценовый	Поздне-миоценовый	Поздне-плиоценовый
Четвертичные отложения				S
Верхний миоцен-плиоцен			S	Hg, As
Средний миоцен			Hg, As, Sb	Hg, As
Палеоген-нижний миоцен		Ас, Аg, Pb, Zn	Ас, Аg	
Верхний мел и более древние породы	Сu, Мо	Сu, Мо		

Рис. 17. Схема развития рудного процесса в Центральнокамчатской рудной зоне, по Г.М. Власову и М.М. Василевскому

висто-непрерывного течения процессов рудообразования, — выявление уже отмечавшегося выше рудного горизонта, сформированного в более ранний (позднемеловой) этап, в глубинных частях оловорудных месторождений Приморья. Здесь до последнего времени был известен лишь верхний рудный горизонт, связанный с поздним (эоценовым) этапом рудообразования [Томсон и др., 1983].

Примеры эти не единичны. Концепция ярусного размещения оруденения подтверждается, как отмечает И.Н. Томсон, и во многих других рудных провинциях (Рудный Алтай, Алтае-Саянская область и др.).

А.Д. Щегловым при исследовании гидротермально измененных пород на рудных месторождениях Забайкалья подмечено, что последовательность отложения минералов в пределах одной какой-либо стадии соответствует последовательности самих стадий, в каждой из которых преобладает какая-либо определенная минерализация. Рудная зональность в Забайкалье, по-видимому, так же как и на Центральной Камчатке, связана с прерывисто-непрерывным течением рудного процесса.

Сделанные разными авторами определения абсолютного возраста рудных формаций позволили выявить в ряде рудных районов мира этапность образования различных рудных формаций от относительно высокотемпературных и глубинных до низкотемпературных и близповерхностных, в целом образующих, казалось бы, непрерывный зональный рудный ряд [Томсон и др., 1982; Рундквист, 1982; и др.]. При этом внимание И.Н. Томсона привлекло обнаруживающееся местами на фоне направленной эволюции рудообразования многократное образование однотипных формаций. Объяснения этому И.Н. Томсон не дал, между тем это явление хорошо объяснимо материалами по Камчатке (см. рис. 17, 18): в каждый этап рудообразования существовала стандартная рудная зональность с повторением одной и той же цепи рудных формаций, но с преимущественным развитием лишь некоторых формаций, чему способствовали существовавшие условия.

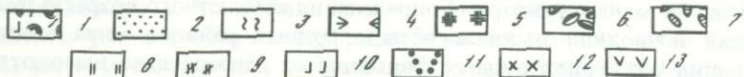
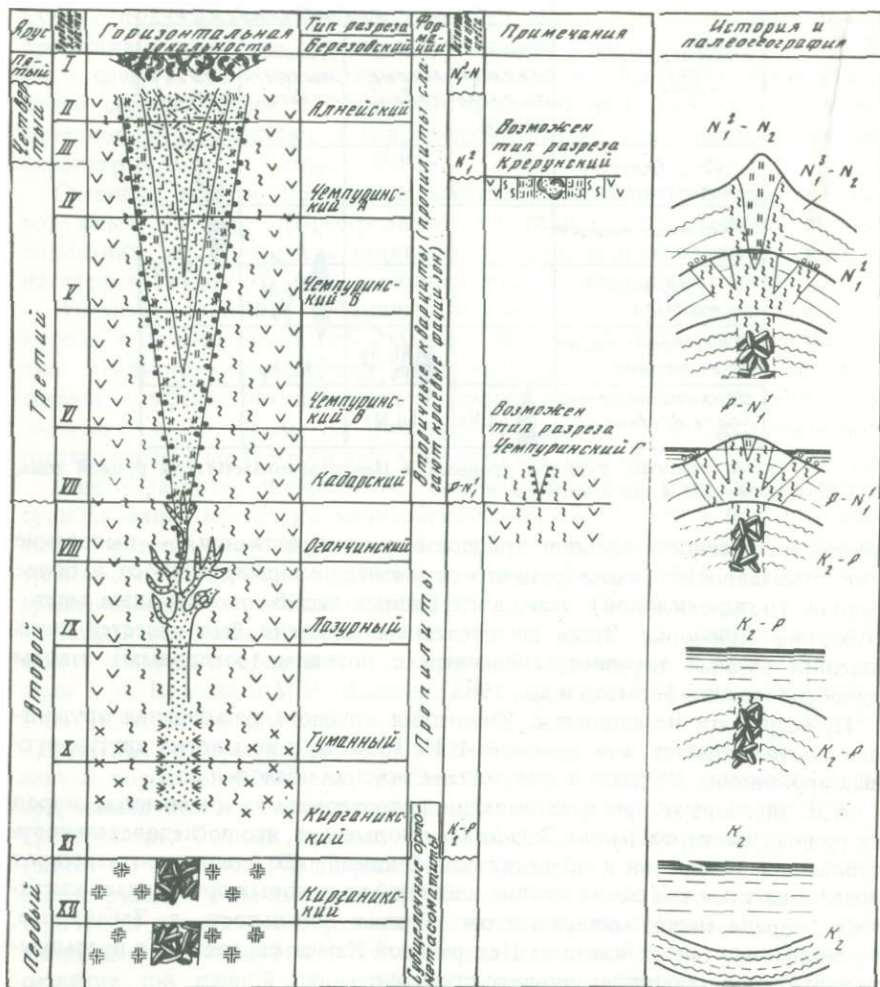


Рис. 18. Вертикальная зональность гидротермально измененных пород и руд в Центральнокамчатской рудной зоне и главные этапы формирования зон [Власов, Василевский, 1964]

1 — опалолиты с алунитом и дикситом; 2 — гидротермальные кварциты; 3 — пропилиты; 4 — актинолит; 5 — метасоматические "шонкиниты"; 6 — ортоклаз; 7 — диопсид; 8 — серицитизированные породы; 9 — гидрослоды, монтмориллонит; 10 — диксит; 11 — пирит; 12 — диориты; 13 — андезиты, базальты, их туфы

Нет ничего удивительного и в том, что, как отмечает И.Н. Томсон, в некоторых случаях циклы оруденения коррелируются с гомодромными вулканическими циклами и что некоторые циклы устойчивы в пределах обширных регионов. На Камчатке, например, цикл оруденения охватывает время с позднего мела до четвертичного включительно, т.е. занимает весь

период геосинклинально-орогенного процесса, с которым связано образование структур, протягивающихся по всей периферии Тихоокеанского складчатого пояса. Есть основания ожидать, что в различных районах этого пояса будут в той или иной степени коррелироваться и отдельные этапы цикла рудообразования. С этим согласуется повсеместность проявления в палеоостровных дугах Тихоокеанского складчатого пояса руд типа куроко (там, где в среднем миоцене существовали морские условия) или "родственных" им рудных месторождений, сформировавшихся в субэвральных условиях в связи с пропилитовой формацией. Таким образом, колчеданно-полиметаллические руды куроко являются представителями второй, более молодой, раннеорогенной рудной формации колчеданной группы.

В пользу формирования месторождений куроко в орогенный, а не в раннегеосинклинальный этап свидетельствует установленное И. Фудзитой [Fujita, 1978] образование в Японии неогеновых бассейнов с рудоносной формацией зеленых туфов посредством характерного для орогенного периода обрушения сводовых (куполовидных) поднятий.

Аналоги руд куроко обнаружены и в других складчатых областях Евразии [Власов, Петраченко, 1975]. Повсеместно они залегают в так называемых зеленых туфах, связаны с позднегеосинклинальными—раннеорогенными островными палеодугами и характеризуются колчеданно-полиметаллическим составом в противоположность преимущественно медно-колчеданным рудам раннегеосинклинального этапа, залежи которых размещаются в спилито-кератофировой формации. Сохраняется в древних аналогах руд куроко и такая характерная их особенность, как преимущественное образование в понижениях морского дна между поднимающимися на дне липаритовыми и липарито-дацитовыми экструзивными куполами. Примером может служить Подольское колчеданно-полиметаллическое месторождение в Ирландской зоне Урала. Эта зона по всем своим особенностям (преобладающее развитие андезитов, последовательно дифференцированный характер вулканических формаций и пр.) уверенно относится к внутренним вулканическим дугам.

Некоторые авторы настаивают на одноэтапном раннегеосинклинальном образовании всех колчеданных руд, указывая, что миоценовая формация зеленых туфов у Тихого океана раннегеосинклинальная, так как начало развития там кайнозойских геосинклиналей (островных дуг) относится к миоцену. В данном случае мы встречаемся с примером недоучета того, что геосинклинали представляют не единичные прогибы, а системы структурно-формационных зон и островные дуги в этих системах являются сравнительно поздними (раннеорогенными) образованиями. К тому же выделяющиеся в различных областях колчеданно-полиметаллические руды, аналогичные рудам типа куроко, всегда оказываются более молодыми по отношению к раннегеосинклинальному колчеданному оруденению. Так, Г.Ф. Яковлев [1972] отмечает на Алтае и в других палеозойских вулканических областях две главные генерации колчеданных руд — раннюю, связанную с древним (девонским) вулканизмом, и позднюю, обусловленную последующими процессами, проявлявшимися вплоть до позднего палеозоя. В противоположность ранним рудам Южного Алтая, приуроченным к центральным частям вулканических построек, поздние колчеданно-поли-

металлические руды Алтая залегают в туфогенно-осадочных породах, захороняющих палеозойские вулканы.

Определенно позднегеосинклинальными образованиями считаются руды Майкаинского колчеданно-полиметаллического месторождения Центрального Казахстана. Это месторождение связано с непрерывно дифференцированной ассоциацией от базальтов до дацитов и липаритов и размещается в андезитовых и андезито-дацитовых породах. Среди рудных минералов имеется барит, что не свойственно раннегеосинклинальным колчеданным рудам. Известны здесь также проявления самородной серы, что характерно для завершающего этапа процесса островодужного рудообразования. На периферии рудного поля развиты туфогенные флишево-граувакковые образования [Шебунайев, 1983].

Л.Н. Овчинников [1973] справедливо предполагает проявление двух ритмов дифференциации, с которыми связаны колчеданные (в широком смысле этого термина) руды. Один ритм базальтоидный толеитового ряда в первичных эвгеосинклинальных зонах, второй — известково-щелочного ряда в структурах, сходных с современными островодужными зонами. В результате, по мнению Л.Н. Овчинникова, могут возникать как одноцикловые, так и бицикловые колчеданные провинции. Близкие представления высказаны И.Г. Волкодавом [1981], проанализировавшим материалы по тектонике и металлогении южного Верхоянья. Им устанавливается цикличность тектонических, седиментационных и металлогенических процессов с развитием в начальные этапы циклов основных вулкаников с медно-колчеданной минерализацией, а в заключительные этапы — более кислых вулкаников и колчеданно-полиметаллических руд. Эти рудные формации по времени образования отделены друг от друга значительным интервалом. Так, в мезозойском цикле медная минерализация развивалась преимущественно в триасе—ранней юре, колчеданно-полиметаллическая (близкая по своим особенностям к рудам типа куроко) — в поздней юре.

О формировании в условиях островных дуг (т.е. явно в позднегеосинклинальный этап) колчеданно-полиметаллических месторождений Малого Кавказа, южного Средиземноморья и северо-восточного Казахстана пишут М.Б. Бородаевская с соавторами [1977].

На островах Фиджи отчетливо выделяются две эпохи колчеданно-полиметаллической минерализации: доорогенная (главным образом медно-цинковая минерализация в основных и средних по составу вулканиках) и орогенная, по своим особенностям соответствующая типу руд куроко и размещающаяся в связи с дацитовыми и липаритовыми лавами и кислыми субинтрузиями [Golley, Greenbaum, 1980].

Возможность выделения двух этапов колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруднения в геосинклинально-орогенном развитии складчатых областей косвенно доказывается и закономерностями смены при этом развитии условий сжатия и растяжения. Условия устойчивого растяжения наиболее отчетливо проявляются при заложении геосинклинальных трогов и при смене собственно геосинклинального режима орогенным. Вторая эпоха растяжения проявляется в возникновении островных вулканических дуг и развитии на них колчеданно-полиметаллического оруднения типа куроко. Следовательно, к выделяемым В.И. Смирновым

Таблица 4

## Особенности формаций спилит-кератофировой и зеленых туфов

Признак	Формация	
	спилит-кератофировая	зеленых туфов
Стадия образования	Раннегеосинклинальная	Конец позднегеосинклинальной – начало орогенной
Тип земной коры субстрата	Океанический и переходный	Переходный и континентальный
Характер структур, в которых развиты формации	Прогибы внешних дуг	Прогибы внутренних вулканических дуг
Состав вулканических пород	Базальты, кератофиры (контрастная серия)	Андезиты–дациты–плагииолипариты, в подчиненных количествах базальты
Серия пород по щелочности	Натровая	Натровая и натрово-калиевая (переходная) серии
Тип извержения вулканического материала	Относительно спокойные подводные излияния базальтовых лав с образованием больших масс гиаокластитов и подчиненным количеством пирокластов	Сильные подводные (частично надводные) эксплозии очень водо- и газонасыщенных магм с образованием пемзовых и агломератовых потоков, формированием экструзивных куполов
Состав интрузивных пород	Габбро, диабазы, плагииграниты, ультрабазиты	Плагииграниты, диориты, гранодиориты
Соседние осадочные формации (в латерали)	Песчано-сланцевая, граувакковая	Диатомито-туфовая
Положение формаций в разрезе по отношению к флишу	Перекрывается флишем	Подстилается флишем
Состав руд	Железные, марганцевые, колчеданные (в том числе с никелем, кобальтом)	Колчеданно-полиметаллические (включая золото-серебряные), обычно с баритом

[1968] двум периодам устойчивого растяжения земной коры в пределах нормального цикла развития земной коры (раннегеосинклинальному и платформенному – рифтовому) следует добавить третий, промежуточный, раннеорогенный островодужный.

Таким образом, в существовании двух этапов колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения – раннегеосинклинального, связанного с инициальным магматизмом эвгеосинклиналей, и позднегеосинклинально-раннеорогенного, одновозрастного андезит-дацитовый формации островных дуг – вряд ли можно сомневаться. Это значительно увеличивает потенциальные рудные возможности складчатых областей.

Различия спилито-кератофировой формации с колчеданными рудами и формации зеленых туфов с рудами куроко слишком велики, чтобы их можно было считать одной формацией (табл. 4). Однако в случае регенерации геосинклинали на мощной континентальной коре (как это имело место в Средиземноморском поясе) различия между формациями спилит-кератофировой и зеленых туфов и их рудами могут в значительной степени

сглаживаться. Спилит-кератофировая формация в этом случае может вообще не проявляться, и место начальных базальтовых вулканитов займут андезиты. Видимо, это явилось причиной предположения Г.А. Твалчрелидзе о приуроченности медно-колчеданной формации к "первичным" геосинклиналям, развившимся на океанической коре, а колчеданно-полиметаллической — "вторичным", регенерированным на континентальной коре. Существование подобных переходных обстановок и колчеданных формаций указывает, во-первых, на "приспособляемость" рудных систем к тем или иным геологическим условиям, во-вторых, на существование родственных черт между отдельными формациями колчеданной группы. Как будет видно из дальнейшего, колчеданная и колчеданно-полиметаллическая формации действительно представляют собой звенья единого эволюционного ряда.

### СИСТЕМА ТРЕТЬЕГО ТИПА (СВОДОВО-БЛОКОВАЯ)

Эта система наиболее характерна для позднеорогенного этапа, когда выполаживание зон Заварицкого—Беньюфа приводит к развитию в тылу геосинклинально-складчатых областей широких вулcano-плутонических поясов. Для этих поясов типичны обширные своды, которые и представляют весьма распространенную подсистему описываемой системы.

Смена сжатия растяжением вызывает частичное обрушение сводов и деление их на блоки земной коры, развитие магматизма и рудообразования в которых также подчинено определенным закономерностям.

Чередование приподнятых блоков и опущенных рифтовых и другого типа впадин, нередко характеризующихся океанической корой, представляет специфическую ячеисто-блоковую подсистему.

### Своды

Сводово-купольные поднятия представляют общую форму выражения динамики магматогенно-рудных систем всех этапов геосинклинально-орогенного развития. В раннегеосинклинальном этапе это ранние поднятия с сиалическими продуктами и рудами в эвгеосинклинальных трогах. В позднегеосинклинально-раннеорогенный этап — вулcano-плутоническое поднятие с периферическим магматическим очагом и линейно-гнездовой группировкой стратовулканов. В позднеорогенный этап — сводовое поднятие с кислыми магматическими продуктами в центре.

Общая причина поднятий — разуплотнение (сализация) вещества вследствие подтока с глубин кремнезема и щелочей. Гравитационная неустойчивость относительно легкого вулcano-плутонического сооружения обуславливает его воздымание. Это доказывается совпадением сводов с крупными изометричными отрицательными аномалиями силы тяжести. Нижняя кромка плотностных неоднородностей, предопределяющих отрицательные аномалии, расположена на глубинах 80—100 км, т.е. в подкоровых частях тектоносферы [Белогуб и др., 1971]. Существует предположение, что диаметр сводов примерно соответствует глубине их заложения. Диаметры большинства сводов в той или иной мере приближаются к 100 км. Сложные мегасводы имеют размеры в поперечнике до нескольких сотен километров.

Сводово-купольные поднятия, осложняющие структуру основных сводов, обычно исчисляются несколькими десятками километров.

Вулканологические исследования в активных областях [Масуренков, 1980] показали, что современным сводово-купольным структурам свойственны продолжительность развития, зональность распределения магматических продуктов (кислых — на сводах, основных — на периферии), ритмичность магматических процессов (обязанная главным образом чередованию напряжений сжатия и растяжения), способность саморегуляции, тесная сопряженность во времени и пространстве магматических и рудообразующих процессов, почти полная синхронность рудоотложения с открывающими ритмы взрывами, создающими большие массы амагматических брекчий, пирокластики, игнимбритов. Отсюда следует большое значение и в описываемой системе туфового флиша как указателя на рудную перспективность структур и средство выяснения ритмики рудного процесса.

Палеосводы, особенно древние, в той или иной степени подверглись разрушению и нуждаются при выяснении их строения в реконструкциях. В последние годы группой советских исследователей разработана комплексная методика анализа орогенных областей воздымания [Рудносность ..., 1982]. Методика предусматривает обобщение данных, касающихся геологического, геоморфологического и глубинного строения районов, использование геофизических материалов, космических снимков, материалов морфологического анализа, учета особенностей разломной тектоники и др.

Применение этой методики позволило установить многочисленные фрагменты и относительно сохранившиеся своды в большинстве орогенных областей (Сихотэ-Алинь [Кравцов и др., 1980], Тянь-Шань [Лаверов и др., 1980], и др.). Своды характеризуются рудной зональностью. Например, в Сихотэ-Алине в центральных частях орогенных сводов и в небольших локальных куполах, осложняющих главные своды, расположены месторождения кварц-касситеритовой формации, по периферии сводов — месторождения касситерит-сульфидной формации, а касситерит-силикатная формация занимает промежуточное положение. Для сводовых структур Центрального Казахстана и Забайкалья характерно прохождение нескольких стадий развития со свойственной каждой стадии металлогенией [Абдулкабирова, 1975; Фогельман, 1975]. В начальную стадию формируются своды большого радиуса с подновлением глубинных разломов, вдоль которых внедряются небольшие тела габбро или гранитов повышенной основности. С ними ассоциируют месторождения Au, W и Mo. В среднюю стадию происходят расчленение сводов, проседание их ядерных частей и извержения вулканитов андезит-дацит-липаритового состава. Внедряются щелочно-гранитоидные интрузии, формируются месторождения Mo, W, Sn, Au, TR. В позднюю стадию происходит распад сводового поднятия с образованием на его месте рифтов с развитием контрастной базальт-липаритовой и субщелочной трахибазальт-трахилипаритовой формаций. В парагенетической связи с субинтрузиями образуются месторождения золота балейского типа и эпитермальные руды флюорита, сурьмы, ртути.

Хотя М.А. Абдулкабирова, приводя этот пример, и отрицает проявления в нем каких-либо закономерностей развития геосинκлиальных систем,

последовательная смена магматических пород в различные стадии (с повышенной основностью в ранней стадии, с последовательно-дифференцированной вулканической ассоциацией и гранитной формацией — в средней, с субщелочными сериями — в поздней) типична для геосинклинального процесса и, вероятно, отражает движения, происходившие в соседних активных геосинклинальных прогибах.

### Блоки земной коры

Как отмечалось выше, своды при своем развитии разбиваются разломами на отдельные части — блоки. Эти блоки, ограниченные глубинными разломами, круто (под углом  $60-80^\circ$ ) падающими навстречу друг другу, могут рассматриваться как специфическая магматогенно-рудная система [Власов, 1978а; Рейнлиб, 1977; Сухов, 1979].

Глубины разломов, ограничивающих блоки, по гравиметрическим исследованиям Э.Л. Рейнлиба, достигают 100–120 км. В нижних частях разломов отмечается разуплотнение вещества мантии. По разломам к поверхности подается базальтовая или андезитовая магна, в то время как из близповерхностных коровых и коромантийных очагов, располагающихся на уровне выположенной, "отмирающей" зоны Заварицкого—Беньофа, извергается кислый магматический материал (рис. 19). Это обуславливает общий контрастный характер магматизма краевых вулканических поясов с некоторым уклоном состава магматических продуктов к субщелочному. Магматические породы в системе расположены зонально. В центральных частях сиалических блоков наряду с гранитоидами широко развиты игнибриды и пепловые туфы трахилипаритового и трахидацитового состава, создающие вокруг системы и этого типа туфовый шлейф. У разломов кислые породы сменяются более основными, обычно базальтами или андезитами. Соответственно изменяется и состав руд: свойственные сводам оловянные рудопроявления уступают у разломов место полиметаллическим рудам или проявлениям цветных металлов.

Характерно, что вся активность описываемой подсистемы направлена

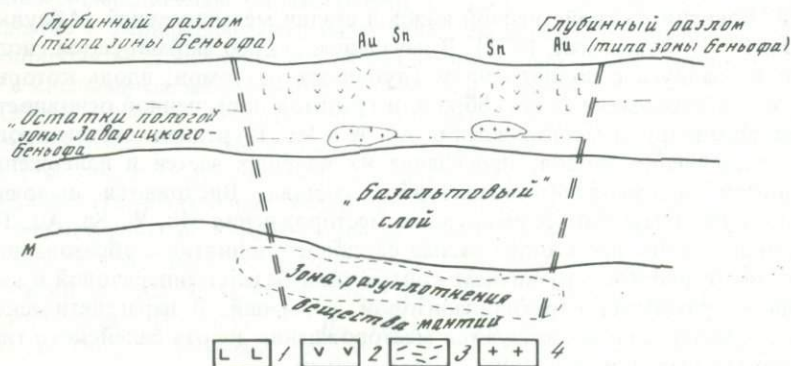


Рис. 19. Схема магматогенно-рудной системы третьего типа (блок с встречными глубинными разломами)

1 — базальты; 2 — андезиты; 3 — липариты, дациты; 4 — гранитоиды

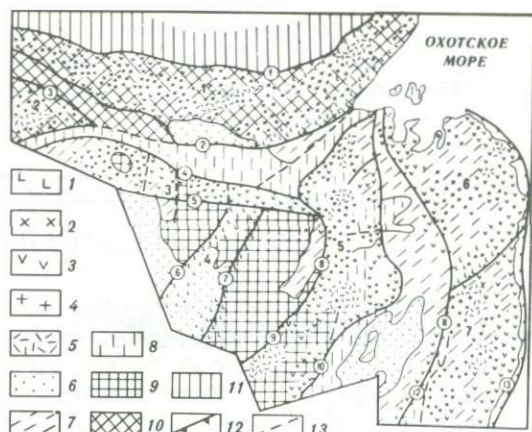


Рис. 20. Схема размещения мезозойских рудно-магматических систем на территории Приамурья [Сухов, 1979]

1-5 - вещественные типы мезозойских магматических формаций: 1 - базальтовый, 2 - диорит-гранодиоритовый, 3 - андезитовый, 4 - гранитовый, 5 - липаритовый; 6-13 - тектонические элементы: 6 - кайнозойские впадины, 7 - области мезозойской складчатости, 8 - области палеозойской складчатости, 9 - Бурейнский кристаллический массив, 10 - глыбовая область Становик-Джугджур, 11 - Сибирская платформа, 12 - глубинные разломы, служащие границами рудно-магматических систем (1 - Становой, 2 - Северо-Тукурингрский, 3 - Тукурингрский, 4 - Южно-Тукурингрский, 5 - Ушумуно-Селемджинский, 6 - Селемджинский, 7 - Западно-Туранский, 8 - Тастахский, 9 - Хинганский, 10 - Куканский, 11 - Центральносихотэ-Алинский, 12 - Западно-Сихотэ-Алинский, 13 - Прибрежный), 13 - прочие глубинные разломы. Цифры на схеме - рудно-магматические системы: 1 - юго-восточного обрамления Сибирской платформы, 2 - Верхнеамурско-Олекминская, 3 - Северо-Бурейская, 4 - Среднеобурейская, 5 - Восточно-Бурейская, 6 - Нижнеамурская, 7 - Северо-Сихотэ-Алинская

от разломов в сторону висячего бока, в чем проявляется сходство этих разломов с зонами Заварицкого-Беньюфа. В некоторых орогенных впадинах сопряженно с вулканоплутоническими процессами формируются стратиформные рудные залежи.

В.И. Сухов [1979] на территории Приамурья описал ряд подобных подсистем, ограниченных падающими навстречу друг другу под углами  $60-85^\circ$  глубинными разломами с проявленной в той или иной мере петрологической и рудной зональностью (рис. 20). В большинстве своем это крупные блоки с многофазовым интрузивным и эффузивным магматизмом, иногда с кольцевым расположением гранитоидных интрузий. Центральные части блоков иногда еще сохраняют сводовый характер. Чаще это остатки разрушенного разломами и перемещением блоков существовавшего ранее обширного сводового поднятия. Подсистемам присуща преимущественно оловянная, полиметаллическая и золотая (местами золото-серебряная) минерализация. От смежных структур они отличаются повышенной мощностью земной коры, разуплотненной верхней мантией, "вздутиями" базальтового слоя в осевых и утонением его в окраинных частях (рис. 21).

По предположению В.И. Сухова, развитие подобных блоковых подсистем связано с подъемом интрателлурических потоков и сопровож-

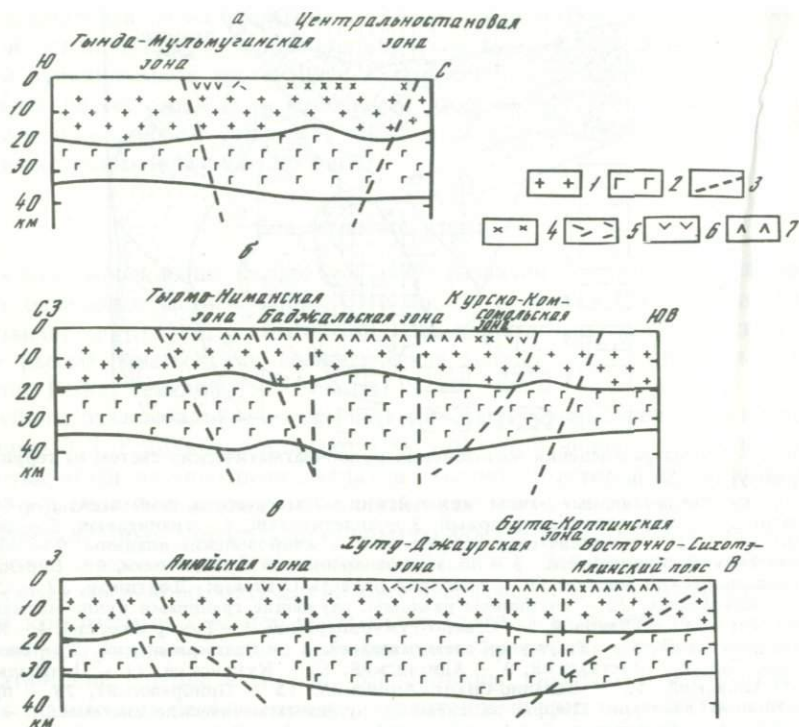


Рис. 21. Схемы глубинного строения некоторых рудно-магматических систем (интерпретация гравиметрических данных) [Сухов, 1978]

Системы: а — юго-восточного обрамления Сибирской платформы, б — Восточно-Буреинская, в — Северо-Сихотэ-Алинская

1 — "гранитно-метаморфический" слой; 2 — "базальтовый" слой; 3 — глубинные разломы; 4-7 — магматические формации: 4 — гранитоидные, 5 — липаритовые, 6 — андезитовые, 7 — андезито-дацитовые

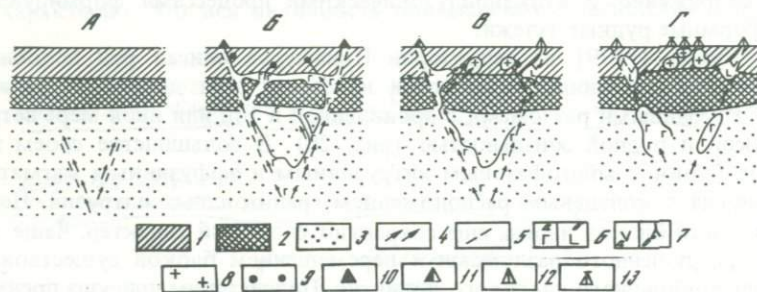


Рис. 22. Схема образования рудно-магматических систем Приамурья [Сухов, 1979]

Стадии развития рудно-магматических систем: А — активизация мантийного потока тепла и вещества вдоль ослабленных глубинных зон, Б — подъем базальтовых и андезито-базальтовых магм, В — возникновение очагов плавления сиалической коры, Г — развитие периферических очагов кислой и среднеосновной магм

1, 2 — слои: 1 — "гранитно-метаморфический", 2 — "базальтовый"; 3 — верхняя мантия; 4 — направление интрателлурических потоков тепла и вещества; 5 — глубинные разломы; 6-9 — магматические расплавы: 6 — базальтовый (а) и андезито-базальтовый (б), 7 — андезитовый (а) и андезито-дацитовый (б), 8 — гранитоидный, 9 — интрузии основного состава; 10-13 — вулканы: 10 — базальтовые, 11 — андезито-базальтовые, 12 — андезитовые и андезито-дацитовые, 13 — липаритовые

дающих их основных и среднеосновных магм вдоль серии расходящихся кверху глубинных разломов. Под влиянием тепла базальтовых магм происходило спонтанное разрастание процесса плавления сиалической коры в сводовой части системы, а вдоль глубинных разломов преобладал среднеосновной магматизм (рис. 22).

### Ячеисто-блоковые области

В качестве третьей модификации системы четвертого типа могут быть выделены континентально-блоковые или ячеисто-блоковые складчатые области (алтае-саянский тип геосинклиналей), в которых многочисленные сиалические массивы отделены друг от друга глубинными разломами, вдоль которых размещаются эвгеосинклинальные образования. В эвгеосинклинальных зонах, обрисовывающих ячейки, в которых размещаются сиалические массивы, развиты основные и ультраосновные породы с металлогенной фемического профиля (Cr, Fe, Mn, Ni, Co). Над глубинными разломами в сторону их наклона (как и в восточноазиатских геосинклиналях) проявлялся преимущественно андезитовый магматизм с гранитоидами пестрого состава и с медно-молибденовыми и полиметаллическими рудами. Далее от выходов разломов (также в сторону их наклона), уже в пределах сиалических блоков, развивался кислый и щелочной магматизм с рудами вольфрама, олова, редкометальными проявлениями. Таким образом, в описываемом подтипе еще более отчетливо, чем в одиночных блоках, выражено сходство межблоковых глубинных разломов с зонами Заварицкого—Беньофа.

Эвгеосинклинальные зоны в описанных подсистемах рассматриваются П.Ф. Иванкиным и А.П. Щегловым [1971] как зеленокаменные прогибы на остаточной океанической коре. Однако эвгеосинклинальные прогибы в некоторых случаях могли образоваться и при растяжении континентальной коры сводов, разбитой разломами на блоки.

### СИСТЕМА ЧЕТВЕРТОГО ТИПА (РИФТЫ)

Рифты могут быть подразделены на следующие основные типы, в определенной мере отражающие последовательные стадии развития подвижных областей: 1) проторифты (зеленокаменные пояса) — протгеосинклинальная стадия; 2) океанические рифты (эмбрионы геосинклинальных систем); 3) орогенные рифты; 4) континентальные (наплатформенные) рифты. Каждый из этих типов характеризуется магматическими и вулканогенно-осадочными формациями определенного состава.

### Проторифты (зеленокаменные пояса)

При существовании различных мнений о природе архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов большинство авторов склоняются к заключению о их рифтовом характере [Архангельская, 1977; Попов, 1979; Ручкин, 1980; Конди, 1983; и др.]. Об этом говорит формационный состав зеленокаменных образований с преобладанием (особенно в ранние этапы развития поясов) ультрабазитов и толеитовых базальтов и с относительно небольшими количествами кислых вулканитов (в контрастных

ассоциациях), а также аргиллито-граувакковых и кремнистых осадочных пород, свойственных преимущественно верхним частям разрезов поясов. Многие авторы отмечают большое сходство архейских толеитов и базальтов современных срединно-океанических хребтов. В некоторых трогах Алдано-Становой области имеются щелочные базальты, свойственные рифтовым обстановкам [Казанский, 1983]. Возможно, что в связи с специфическими условиями архея (высокий геотермический градиент и др.) в основании разрезов многих архейских провинций распространены комагниты.

Многозначительно появление в верхних частях некоторых архейских разрезов известково-щелочных вулканитов (андезитов), что вместе с залеганием в некоторых зонах гранитно-зеленокаменных поясов мелководных и континентальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород показывает возможность существования в архее островодужных обстановок, т.е. проявления протогеосинклинальных условий. В пользу последнего говорит также тесная сопряженность зеленокаменных поясов, с одной стороны — с миогеосинклинальными зонами (например, в провинции Верхнего Озера), с другой — с зонами сильнометаморфизованных пород с напряженной складчатостью, большим участием кислых и известково-щелочных пород. В некоторых рифтах Алдано-Станового щита имеются признаки перерастания древних рифтов в геосинклинальные трогги. В Кольской архейской провинции описаны глубинные разломы, возможно представляющие древние аналоги зон Заварицкого—Беньофа [Ручкин, 1980].

Характерный для многих зеленокаменных поясов более сильный метаморфизм пород окраин по сравнению с центральными частями, по-видимому, связан с влиянием глубинных разломов, ограничивающих многие пояса, или же с контактовым метаморфизмом у гранитных и гранито-гнейсовых куполов. В последнем случае купола должны пониматься как образования, более молодые, чем мафические породы пояса. Это согласуется с заключением К. Конди [1983], что "многие, если не большинство, гранитные плутоны в пределах зеленокаменных поясов моложе зеленокаменных вулканитов" (с. 307). Обратные возрастные соотношения как будто определялись наибольшим из всех архейских пород возрастом гнейсов ряда провинций, однако эти гнейсы содержат включения основных вулканитов (тогда как в вулканитах зеленокаменных поясов включения гранитов или гнейсов никогда не наблюдались).

С учетом имеющихся материалов намечается двухэтапное развитие гранитно-зеленокаменных поясов. Первый этап — образование рифта и накопление базитов и ультрабазитов в условиях растяжения, второй — раскисление вулканических пород и формирование гранитоидных интрузий в условиях сжатия. Эти два этапа, сходные с главными этапами развития геосинклинальных систем, составляют один из наиболее ранних тектономагматических мегациклов в истории Земли [Смирнов, 1982]. Возможность проявления внутри этого мегацикла более частных циклов намечается по существованию в архее—раннем протерозое разновозрастных гранитно-зеленокаменных поясов [Конди, 1983].

Контрастному сочленению зон — с одной стороны опускающейся зоны базальтового и ультраосновного, с другой — поднимающейся зоны гранит-

ного магматизма — способствовало постмагматическое, гравитационное поднятие гранитных и гранито-гнейсовых куполов. Эта контрастность, а также наличие глубинных разломов — проводников мантийных магматических и флюидных продуктов — обусловили большую рудную продуктивность зеленокаменных поясов и сопряженных с ними областей гранитного магматизма.

Общими особенностями металлогении архейских—раннепротерозойских зеленокаменных поясов являются: 1) преобладание в рудах сидерофильных и халькофильных элементов, свойственных инициальному магматизму в геосинклиналиях; 2) малая дифференцированность рудных элементов в колчеданных рудах (частое присутствие, кроме главных рудных элементов, Au, Ag, Sn, Ni, Co и др.); 3) относительно небольшое содержание в колчеданно-полиметаллических рудах Pb; 4) развитие в связи с особенностями древней "докислородной" атмосферы некоторых специфических типов руд, не повторяющихся в последующее время (железистые кварциты, золото-урановое оруденение в конгломератах); 5) большое распространение коматиитов с магматическими (ликвационными) месторождениями Cu, Co, Ni и др.; уникальное образование в раннем протерозое расслоенных интрузий Бушвельдского комплекса; 6) появление в эмбриональной форме типов месторождений, широко развившихся в последующие эпохи (медно- и молибдено-порфиновые руды, колчеданно-полиметаллические руды типа куроко в ассоциации с липаритовыми куполами, "эпитермальные" золото-серебряные руды, медистые песчаники, редкометальные пегматиты); проявляется, по-видимому, в архее в зачаточной форме рудоперспективная магматическая формация флюид-порфиров; 7) широкое распространение стратиформных гидротермально-осадочных сульфидных месторождений в вулканогенно-осадочных и черносланцевых толщах.

Разнообразные рудные месторождения архея и раннего протерозоя могли составлять латеральные ряды рудных формаций, впоследствии разъединенных тектоническими и эрозионными процессами. Не вызывает, во всяком случае, сомнений пространственная связь колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений с железорудными. Последние Х. Джеймс [James, 1954] подразделил на четыре фации: оксидную, карбонатную, силикатную и сульфидную. Силикатная фация является по существу метаморфической. По представлениям А. Гудвина [Goodwin, 1973], оксидная фация развивается на шельфе, а сульфидная — в более глубоких частях бассейна. И. Димрот и Р. Уолкер справедливо сомневаются в правильности такой интерпретации и считают, что железорудная оксидная фация формируется на глубине. Кажется, что причиной этих разногласий был недоучет А. Гудвином вулканических процессов, обычно обуславливающих восстановительную обстановку и в прибрежных, шельфовых, зонах. Вулканизм и формирование сульфидных руд чаще проиходят на вулканоплутонических поднятиях внутри рифтовых и геосинклинальных трогов, т.е. на относительно мелководии и даже иногда в субазральной обстановке. Реже сульфиды связаны с глубоководными черными сланцами (органогенными илами) или с приразломными зонами на днищах глубоководных впадин (как это имеет место в современных срединно-океанических рифтах).

## Океанические рифты (эмбрионы эвгеосинклинальных прогибов)

Рассматривать рифты срединно-океанических хребтов как эвгеосинклинальные прогибы в ранней стадии их развития позволяет полное сходство геологических формаций этих структур. Широкое распространение в океанах примитивных толетитов указывает на раннюю стадию дифференциации мантийного вещества в пределах большей части их площади. Развитие спилитов, зеленокаменных пород и проявление ультрабазитового и гранитоидного магматизма в срединно-океанических хребтах говорит о вступлении их в начальный геосинклинальный этап [Власов, 1980; Аументо и др., 1973]. Малая в общем степень дифференциации магм, отраженная в составах магматических пород срединно-океанических хребтов, вынуждала к осторожной оценке перспектив рудоносности дна океана [Смирнов, 1975; Смирнов и др., 1975].

Принципиальное значение для оценки рудных ресурсов океана имеет открытие зарубежными исследователями массивных сульфидных руд в Восточно-Тихоокеанском хребте, в Галапагосском рифте и в рифтовой долине Хуан де Фука [Malahoff, 1982; Bischoff et al., 1983].

Обнаруженная на дне Галапагосского рифта на глубине 2600 м массивная сульфидная залежь мощностью до 35 м с шириной выхода на дне около 200 м вытянута на расстояние около 1 км вдоль северной краевой сбросовой системы Галапагосского рифта. Отложение сульфидов приурочено к активным и в настоящее время гидротермальным каналам, температура в устьях которых достигает 350°С. Рудная залежь сложена преимущественно пиритом, халькопиритом и сфалеритом и содержит до 11% Cu и до 0,8 Zn с очень небольшими количествами Ag, Pb, Mo и Sn. Ориентировочные подсчеты различных авторов дают цифры запасов руд залежи от нескольких до 25 млн. т [Malahoff, 1982].

Залежь перекрыта и окружена желтым осадком, представляющим нонтронит (железистый монтмориллонит), отложенный теми же рудоносными гидротермами, но охлажденными. Этот осадок сходен с породами, лежащими в кровле сульфидных залежей на о-ве Кипр. Галапагосская рудная залежь похожа на кипрскую по залеганию в толще вулканитов, лишенной кислых вулканических продуктов, а также по содержанию в качестве главных рудных компонентов Cu и Zn. Сопоставимы они, по видимому, и по масштабам оруденения.

Массивные сульфиды обнаружены А. Малаховым и в другом пункте Галапагосского рифта, в 2 км восточнее описанной залежи. Драгированием в рифтовой долине Хуан де Фука были подняты образцы массивных сульфидов, сложенные преимущественно сфалеритом. Активные гидротермальные каналы с трубообразными телами, представленными полиметаллическими сульфидами, встречены в нескольких пунктах Восточно-Тихоокеанского хребта (например, у 13° с.ш. и 21° с.ш.), а также в Срединно-Атлантическом рифте. Массивные медно-цинковые сульфиды в Восточно-Тихоокеанском хребте сопровождаются баритом, а в отдалении от выходов гидротерм отлагаются окисные минералы железа и марганца. Все это обусловило предположение А. Малахова, Д. Бишоффа и других геологов о широком распространении сульфидных руд в пределах мировой рифтовой системы.

Подобное оптимистическое высказывание в какой-то мере подтверждается материалами, полученными при исследовании гидротермальных продуктов в рифте, контролирующем линейную зону вулканов Гавайского хребта. По мнению А. Малахова и других, эта линия вулканов связана с воздействием мантийной "горячей точки" на движущуюся литосферную плиту [Malahoff et al., 1982].

На юго-восточном продолжении Гавайского рифта уже в пределах океана расположен активный подводный вулкан Лохи, вершина которого находится на глубине около 1000 м. Гидротермальные отложения на вершине вулкана и вдоль проходящей через него оси рифта представляют тот же обогащенный железом монтмориллонит, что распространен в кровле галапагосской рудной залежи. В местах развития монтмориллонита устанавливается температурная аномалия того же порядка, как над Галапагосским рифтом и Восточно-Тихоокеанским хребтом.

Железистый монтмориллонит является важнейшим компонентом отложений из горячих рудных рассолов Красного моря, где он непосредственно перекрывает металлоносные осадки. Можно добавить к этому, что над рудными сульфидными телами куроко в Японии обычно находится монтмориллонит-цеолитовая зона, сменяющаяся внизу, у кровли рудных залежей, серицит-хлоритовыми породами с пиритом. Монтмориллонитизация нередко проявляется и у верхнего уровня выклинивания сульфидных рудных жил [Вулканизм..., 1973].

Помимо отмеченных фактов, в пользу вероятного образования железистого монтмориллонита из поднимавшихся по трещинам и охлаждавшихся при этом металлоносных растворов говорит обедненность гидротермальных отложений марганцем, который вследствие своей легкоподвижности отгоняется на периферию гидротермальной системы, входя там в состав железисто-марганцевых корок и конкреций. Это лишний довод в пользу возможности нахождения под гидротермальным чехлом вулкана Лохи сульфидных залежей.

Выводы, которые делают А. Малахов с соавторами из рассмотрения донных гидротермальных отложений вулкана Лохи, следующие: образование сульфидных руд возможно не только в срединно-океанических хребтах, но и в пределах литосферных плит над горячими точками; на дне рифтов могут залежать необнаженные залежи сульфидов, прикрытые не только лавовыми потоками и грубообломочными отложениями склонов, но и гидротермальными осадками типа железистых монтмориллонитов.

В связи с новыми данными о рудах на дне океана возникают вопросы: Как связываются между собой почти полное отсутствие в океане кислых магматических дифференциатов и мощное колчеданонакопление в некоторых зонах океанических рифтов? Каким процессам обязано широкое развитие марганцевых конкреций на дне океана? Есть ли связь между этими процессами и отложением сульфидных руд? Предварительные выводы, полученные при исследовании магматогенно-рудных систем на континентах, помогут, как нам кажется, ответить с какой-то долей приближения к истине на эти вопросы.

Многочисленные примеры на континентах показывают исключительную рудную продуктивность рифтов начиная с архейских зеленокаменных трогов и кончая современными рифтами типа Красного моря. Промежуточ-

ные по времени образования рифтовые структуры – Урал (первоначальный рифт, видоизмененный впоследствии тектоническими процессами), Жайильминская "мульда" Центрального Казахстана и некоторые другие – также представляют уникальные рудоносные структуры. Причина этого, по-видимому, в том, что рифты часто являются предвестниками геосинклиналей, начальной формой выражения геосинклинального трога. Заложение рифта уже связано с существованием крупных неоднородностей в земной коре и нижележащей мантии, предрасположением к развитию процессов дифференциации магматических продуктов. Естественно поэтому, что и в океане, несмотря на, казалось бы, неблагоприятные условия для накопления руд металлов, относительно концентрированные рудные накопления приурочены к рифтам. Пример кипрских колчеданных залежей, залегающих в офиолитовой толще среди толеитовых базальтовых лав, показывает возможность колчеданного рудообразования и в областях, лишенных сколько-нибудь значительных количеств кислых магматических дифференциатов. Пример этот не единичен: сходные колчеданные месторождения известны в Канаде, США, Финляндии, Турции, Италии [Серавкин, 1983]. Характерно, что все колчеданные руды наиболее раннего геосинклинального (в значительной степени рифтогенного) этапа отличаются преимущественно цинково-медной минерализацией.

Если рифты являются наиболее тектонически активными и "колчеданотворящими" структурами океана, связанными глубинными разломами с подкоровыми источниками, то обширные площади океанических котловин и ложа океана относительно удалены от гидротермальных очагов и к ним доходят лишь наиболее подвижные рудные компоненты. К числу последних относится, помимо Fe, и Mn, который, по наблюдениям А. Малахова, отлагается в виде корок лишь в зонах, удаленных от выходов высокотемпературных гидротерм. В кальдере вулкана Санторин соединения Mn отлагаются дальше от подводных источников, чем сульфиды Fe. Отсюда понятны обширные площади дна океана, покрытые марганцевыми конкрециями и корками, содержащими тонкие вкрапленники "родственных" сульфидных минералов [Батурин, Дубинчук, 1983]. Масштабы этого явления в том случае, если оно парагенетически связано с сульфидообразованием в рифтах, будут свидетельствовать о большой интенсивности и экстенсивности и последнего процесса. Материалы по рудным месторождениям на континентах показывают именно такую парагенетическую связь.

Как уже отмечалось, колчеданные и железомарганцевые месторождения континентов представляют звенья единой рудной цепи. Зональные соотношения этих месторождений проявляются и по вертикали, в разрезах. Поэтому во многих случаях железные и марганцевые накопления находятся в кровле колчеданных и колчеданно-полиметаллических залежей. Характерно, например, обычное непосредственное перекрытие колчеданно-полиметаллических руд куроко в Японии гематитовым или кремнистым железисто-марганцевым слоем [Вулканизм..., 1973]. Марганцевый "ореол" может проявляться как в кровле, так и на флангах колчеданных залежей, причем характер взаимоотношений марганцевой минерализации с полиметаллической свидетельствует о единстве их происхождения [Резников, 1981]. Переноса эти закономерности в условия океана, можно допустить возможность перекрытия в некоторых случаях колчеданных руд на дне

рифтов "плащом" марганцевых корок и конкреций или отложениями железистых монтмориллонитов, как это предполагали А. Малахов с соавторами.

Разобранный пример возможных связей колчеданного и марганцевого оруденений показывает, что устанавливаемое иногда противопоставление эндогенных геологических процессов на континентах процессам в океанах неправомерно. Учет материалов по геологически хорошо изученным континентам в некоторых случаях помогает понять геологические явления, происходящие на дне океана.

### Орогенные рифты

Орогенному этапу свойственно образование пологих сводов, при обрушении которых возникают рифты. Вулкано-плутонические процессы, сопровождавшие поднятия, продолжаются и в рифтах. Особенно широкое развитие при этом получают контрастные магматические ассоциации базальт-щелочно-липаритового состава. Андезиты присутствуют, но чаще имеют подчиненное значение. Характерно обилие игнимбритов, экструзий и субвулканических интрузий с широкими проявлениями флюид-порфиrowого комплекса. Наряду с этим многочисленны дайки, субинтрузивные тела и покровы субщелочных базальтов и диабазов. В пресноводной или морской обстановке накапливаются толщи вулканогенно-осадочных пород нередко значительной мощности. Относительно глубоководные, нередко застойные воды бассейна с обилием органических остатков и почти повсеместным влиянием вулканических эксгаляций способствуют развитию восстановительных условий, благоприятствующих образованию стратиформных рудных залежей.

Примером такого рода структуры, развившейся на герцинском Центральноказахстанском краевом вулканическом поясе, является Жайльминская "мульда", в пределах которой распространены вернефаменские стратиформные рудные месторождения так называемого атасуйского типа. Грабенная структура общим протяжением более 400 км имеет прерывистый характер и выполнена толщей преимущественно тонкообломочных пород и известняков мощностью около 500 м. В толще содержатся прослой пещловых туфов, и местами она по характеру приближается к туфовому флишу. Руды в флишевой толще приурочены к верхнему углисто-пелитовому элементу ритмов. Наблюдающаяся местами "перекрестная" косяя слоистость указывает на возможность участия продольных (контурных) течений в переотложении обломочного материала.

Описания рудных месторождений и участков Жайльминской мульды имеются в многочисленных опубликованных работах. Всеми авторами устанавливается ее рифтовый характер. Большой интерес представляет наблюдаемая на месторождениях фациальная связь стратиформного железомарганцевого и полиметаллического оруденений. Непосредственно у бывших выходов гидротерм, совпадающих местами с интрузиями калишпатизированных порфиров, образовались метасоматические кремнисто-баритовые и барит-полиметаллические руды.

Прерывистые недоразвившиеся рифтогенные структуры вдоль глубинных разломов представляют рудные зоны Малохинганского района Даль-

него Востока [Емельянов, 1983]. Образованию рифтов здесь также предшествовали сводовые поднятия. Многофазовые вулканоглутонические образования, преимущественно кислые с повышенной щелочностью, в том числе игнимбриты, развились в континентальных условиях в серии кулисо-параллельных грабен-синклиналей. Амплитуды опускания блоков грабенов, по данным гравиметрии, 1,5–2 км. Оловорудные тела тесно связаны с экструзивно-интрузивными постройками: на верхних уровнях — с экструзивно-покровными телами и лакколитами, на нижних и средних — с куполообразными субвулканическими телами. Минерализованные зоны располагаются на пересечениях северо-восточных сквозькоровых разломов с менее глубокими разрывами северо-западного простирания. Расстояния между месторождениями (шаг) 3,5–5 км.

Близки во многих отношениях к описанным позднепалеозойские рифтовые структуры Центральной Азии, описанные В.В. Ярмолюком [1983]. Несмотря на континентальный тип пород, выполняющих эти рифтовые впадины, они не могут быть сопоставлены с наплатформенными континентальными рифтами с характерным щелочно-ультращелочным магматизмом, с карбонатами и с связанными с этими формациями рудами. Преобладающие формации рифтов Монголии и их продолжения на запад, в пределы Средней Азии, принадлежат к контрастной базальт-щелочно-липаритовой ассоциации. Рифты развились на сводовых поднятиях, местами унаследованно на месте предшествующих зон с известково-щелочной последовательно дифференцированной ассоциацией вулканических пород. Возможно, что это были островные дуги. Кислые магмы контрастной ассоциации, отличающиеся большим содержанием щелочей и других легкоподвижных компонентов, особенно фтора, обусловили развитие игнимбритов. Образование подобных кислых и газонасыщенных магм В.В. Ярмолюк связывает с процессами ликвации. Бимодальное распределение пород на кислые и основные в рифтовой долине Святого Лаврентия (Северная Америка) А.Р. Филпотс [1981] также объясняет, по крайней мере частично, ликвацией расплавов, признаки которой обнаружены во многих юрских толеитовых базальтах и в базальтах Срединно-Атлантического хребта (капельки основного стекла в окружении кислого, округлые включения кислого состава в основных щелочных породах и др.).

Родственные образования, по-видимому, представляют Балеийский рудо-содержащий грабен в Забайкалье и девонские вулканические грабенные депрессии с стратиформными железными, марганцевыми и полиметаллическими рудами [Лапин, Пономарев, 1982].

Специфическую область развития орогенных рифтов представляет провинция Бассейнов и Хребтов США. Это область кайнозойского орогенического растяжения, приуроченная к тыловым частям островодужной системы [Элстон, 1981]. Здесь чередуются горстовые поднятия и рифтовые долины. Некоторые впадины, считавшиеся ранее наклонными блоками, фактически представляют собой асимметричные грабены, у которых одно из ограничений представляет разлом, а другое — поверхность блока, наклоненного в сторону долины [Stewart, 1971]. Подобные асимметричные грабены, по-видимому, широко распространены в природе. Большое число их описано В.Г. Варнавским на юге советского Дальнего Востока. Образованию рифтов предшествовало сводовое поднятие, обрушение которого

сопровождалось вулканизмом с контрастным составом вулканических продуктов, извержением больших масс игнимбритов. Меньшее участие в сложении вулканогенных толщ принимают андезиты. По геофизической характеристике провинция Бассейнов и Хребтов представляет типичный тыловой бассейн, на отложения которого в позднеорогенный этап наложился краевой вулканический пояс.

В числе примеров орогенных рифтов на вулканогенном основании краевых поясов можно отметить также район Маунт-Айза в Австралии, включающий крупнейшие протерозойские стратиформные полиметаллические месторождения. Он характеризуется широким распространением контрастной ассоциации базальтов и липарито-дацитов. Рудоносные отложения, сформировавшиеся в рифтах, переслоены пепловыми туфами [Полезные..., 1980], доклад Дж. Деррика и М. Вильсона на XXVI МГК в Париже (1980 г.). По мнению Ф. Мутшлера и др. [Mutschler et al., 1981], часть молибденовых порфириновых месторождений в Скалистых горах связана с рифтовыми структурами.

В орогенных рифтовых впадинах могли формироваться и руды куроко как в Японии и в других районах Тихоокеанского пояса, так и за пределами последнего. Районы распространения зеленых туфов с рудами куроко во внутренней зоне Северо-Восточной Японии были затоплены среднемиоценовым морем вследствие рифтовых опусканий на фоне общего орогенного поднятия. Руды куроко связаны с экструзивными липарит-дацитовыми куполами при общем широком развитии в период рудообразования извержений андезитов и андезито-базальтов. Рифты с значительным содержанием андезитов могли по времени своего развития предшествовать формированию рифтов с контрастными вулканическими ассоциациями. В последние годы не только в Тихоокеанском подвижном поясе, но и в Средиземноморье выявляются месторождения массивных сульфидов, по своим особенностям близкие к рудам куроко и формировавшиеся, по мнению авторов, в рифтах [Colley, Rice, 1978; Sawkins, Burke, 1980; Shmidt, 1981; Mortensen, Godwin, 1982].

Близкие образования, по-видимому, представляют некоторые рифты Монголии и Средней Азии. При различиях в возрасте (от палеозоя до неогена) эти структуры и связанные с ними рудные месторождения характеризуются рядом особенностей, сближающих их с рудными месторождениями куроко. Тектонические структуры, к которым они приурочены, отражают условия растяжения. Рудные залежи располагаются над или рядом с небольшими фельзитовыми куполами. Отложение сульфидов связано с последними стадиями эксплозивного процесса. Типичные количественные соотношения различных металлов в рудах:  $Zn > Pb > Cu > Ag$ . Кроме этих металлов, руды содержат барит. В рудосодержащих толщах имеются слои пепловых туфов.

Контрастным магматизмом и большим распространением субщелочных гранитоидных интрузий характеризуется пермский рифт Осло в Норвегии [Офтедаль, 1981; и др.]. В рифте обнаружена порфириновая молибденовая минерализация, связанная с апикальной частью субвулканической интрузии, сложенной аплитовидными гранитами и кварц-полевошпатовыми порфирами [Geyti, Schonwandt, 1979].

Таким образом, намечается возможность подразделения орогенных

рифтов на два подтипа: 1) раннеорогенные рифты, наложенные на островные вулканические дуги, с известково-щелочным магматизмом и рудами порфировыми и типа куроко; 2) позднеорогенные рифты, наложенные на краевые вулканические пояса, с контрастными магматическими ассоциациями и преимущественно редкометальной минерализацией.

К числу особенностей орогенных рифтовых зон относятся интенсивные проявления фтористой (флюоритовой) минерализации, связанной с глубинными рифтовыми разломами, достигающими нижней части коры или верхней мантии [Van Alstine, 1976].

### Континентальные (наплатформенные) рифты

При сходном механизме образования орогенных и континентальных рифтов (обрушение сводовых поднятий при их растяжении) континентальные рифты существенно отличаются как от орогенных, так и от океанических приуроченностью к уже стабилизовавшимся областям (платформам) и особенностями формационного состава толщ, выполняющих рифты. Это преимущественно щелочные базальты и щелочно-ультраосновные породы, карбонатиты, нефелиниты, фонолиты и другие щелочные породы. Субщелочные кислые магматические породы имеют подчиненное значение. Намечается связь с дофанерозойской рифтовой тектоникой, в частности с сопряженными с рифтами кольцевыми структурами рапакви-анортзитовой ассоциации [Петерсен, 1981], а также расслоенными мафическо-ультрамафическими интрузиями.

Характерны для магматизма континентальных рифтов относительная "сухость" магм, резко восстановительная обстановка, обогащение газовой фазы углеродсодержащими газами и галогенами [Бейли, 1981].

В геофизических полях континентальные рифты выражены повышенным тепловым потоком, разуплотнением вещества мантии в зонах рифтов, утонением земной коры. Аномальная кора "спокойных" магнитных зон на периферии океанов рассматривается некоторыми авторами как реликты аномальной коры рифтовых зон [Тальвани и др., 1981].

Все особенности континентальных рифтов отличают их от океанических рифтов, а также от палеорифтовых структур основания геосинклинальных комплексов. Различия эти особенно проявляются при учете специфичности минерации континентальных рифтов, характеризующейся преимущественно редкометальной и редкоземельной, титано-железородной, золото-урановой минерализацией, а также разнообразным нерудным сырьем — флогопитовым, нефелиновым, флюоритовым и др.

Выше отмечалось, что авлакогены — это преимущественно недоразвившиеся до настоящих геосинклиналей шовные прогибы и рифты. Некоторые советские исследователи выделяют авлакогенную (палеорифтовую) стадию в развитии платформ, соответствующую началу формирования их чехлов.

Детально изучен на территории Советского Союза Байкальский континентальный рифт, подробно описанный в многочисленных публикациях [Логачев, Флоренсов, 1977; Киселев, 1981; и др.]. Хорошо исследованы и описаны протерозойские палеорифты Кольского полуострова [Негруца, 1981; и др.], рифейские авлакогены Русской платформы [Федынский

и др., 1975], рифтовые долины Восточной Африки, протерозойские рифты Северо-Американской системы и системы Св. Лаврентия [Холлс, 1981; Кумарапели, 1981; и др.]. Все они относятся сторонниками тектоники плит к числу "неудавшихся" или "незрелых" рифтов, так как, по их представлениям, континентальные рифты при полном развитии переходят в океаны. Однако континентальные рифты характеризуются обычно сравнительно небольшими раздвигами коры, часто колеблющимися в узких пределах — 30–55 км. Какая-либо тенденция к дальнейшему раздвижению в них не проявляется. Величина раздвиг континентального рифта может определяться мощностью земной коры в области рифта [Кумарапели, 1981].

### Об эволюционных рядах рифтовых структур

Как видно из сделанных в этой работе описаний различных типов рифтов, их общая эволюционная последовательность устанавливается в следующем виде: проторифты → океанические рифты → орогенные рифты → континентальные рифты. Эта последовательность обратна по сравнению с последовательностью, предполагаемой сторонниками тектоники плит (континентальные рифты → океанические рифты).

Принимаемая нами последовательность кажется достаточно обоснованной фактическими материалами. О рифтовой природе зеленокаменных поясов высказываются большинство исследователей. В то же время некоторые их формационные особенности (сравнительно широкое распространение андезитов и кислых магматических пород) указывают на возможную принадлежность их уже к протогеосинклинальным структурам [Milanovsky, 1983].

Магматические (и, по-видимому, рудные) формации срединно-океанических рифтов тождественны таковым эвгеосинклиналей [Аументо и др., 1973]. На островных поднятиях в периферических частях срединно-океанических хребтов проявляется известково-щелочной магматизм, типичный для островных дуг. Тесная сопряженность процессов, свойственных как рифтогенезу, так и геосинклинальному развитию, проявляется, таким образом, и в океанических структурах.

Е.Е. Милановский [1975, 1976] и А.Ф. Грачев [1977], стоящие на различных позициях в отношении понимания сущности рифтогенеза, отрицают связь раннего этапа геосинклинального развития с рифтогенезом. По мнению Е.Е. Милановского, подобная связь в древние эпохи существовала, но в фанерозое пути эволюции рифтов и геосинклиналей разошлись. Рифты и геосинклинали стали развиваться отдельно, хотя в некоторых отношениях сопряженно, "динамически уравновешивая" друг друга, рифты — в зонах растяжения, геосинклинали — в зонах сжатия. Вместе с тем Е.Е. Милановский признает сходство с рифтами авлакогенов, которые, как мы видели из описания типов геосинклиналей, могут рассматриваться как "неудавшиеся" геосинклинали. В более поздней работе Е.Е. Милановский [1981] связывает периоды наибольшего развития рифтовых структур с фазами расширения Земли, выделяющимися в процессе ее пульсационного развития. Поскольку и начальные этапы развития геосинклиналей приурочивались к этим фазам, оснований к дальнейшему

противопоставлению рифтов и геосинклиналей у Е.Е. Милановского как будто бы не должно быть.

А.Ф. Грачев соглашается, что по вещественному (формационному) составу океанические рифты и эвгеосинклинали близки друг к другу, но разнотипность этих структур, по его мнению, определяется тем, что при рифтообразовании, в противоположность геосинклинальному процессу, создается лишь океаническая кора. Другие доводы А.Ф. Грачева: явное прекращение развития некоторых срединно-океанических хребтов на стадии рифтов (например, в Лабрадорском море), отсутствие переходов срединных рифтов в островные дуги — несущественны. Образование океанической коры уже представляет шаг в направлении создания коры континентального типа. Не обязательно все срединно-океанические хребты будут развиваться в виде геосинклинальных систем. Трудно было бы вообще ожидать непосредственного перехода срединно-океанических хребтов в островные дуги, представляющие структуры, уже переходные к орогенным.

Непоследовательность воззрений А.Ф. Грачева [1977] проявляется при сопоставлении сказанного с предлагаемой им следующей последовательностью эволюции Земли в фанерозое: 1) образование первичной океанической коры, 2) возникновение протохребтов срединно-океанического типа, 3) формирование континентальной коры, 4) зарождение континентальных рифтов, 5) последующий раскол материков и образование вторичных океанов. Легко видеть, что третья стадия — формирование континентальной коры — должна подразумевать геосинклинальный процесс, который в таком случае займет место в последовательности, предполагаемой и нами, т.е. непосредственно за стадией развития срединно-океанических рифтов.

Рифтогенные структуры, развивающиеся в стадии растяжения земной коры и знаменующие начало развития эвгеосинклиналей, естественно, в значительной степени перерабатываются последующими геологическими процессами и трудно реконструируются. Появление субщелочных вулканитов в основании эвгеосинклинальных серий обычно объясняют заложением геосинклиналей на сиалическом основании. Тем не менее имеются многочисленные свидетельства о начале развития эвгеосинклинальных прогибов (как на океанической, так и на континентальной коре) путем рифтообразования. Наиболее известным примером может служить Урал. Многими исследователями установлено залегание в основании эвгеосинклинального разреза этой складчатой области толщи однородных подушечных диабазов, по составу соответствующих толеитовым базальтам срединно-океанических рифтов. Рифтовое происхождение толщи подтверждается серий сближенных даек того же состава, изучение детальной структуры которых указывает на образование их путем заполнения трещин растяжения [Иванов, 1978; Иванов и др., 1973; Нечехин, Соколов, 1979; и др.]. По В.Ф. Беспалову [1980], рифтогенез — обычная форма заложения палеозойских геосинклиналей Казахстана. Рифты составляют основу структурного плана и определяют первичные формы геосинклиналей. В качестве возможного раннерифейского палеорифта может рассматриваться начальная стадия формирования геосинклинали Енисейского кряжа. Того же возраста рифтовая система в Монголии преобразо-

валась в полициклический геосинклинальный пояс [Клитин и др., 1977].

В среднем протерозое вся территория Северного Вьетнама, за исключением зоны Катазиатских каледонид, представляла собой область зрелой континентальной коры. В среднерифейское—раннепалеозойское время образовались рифтогенные геосинклинали, развитие которых (с образованием новой континентальной коры) продолжалось до среднего карбона. В разрезах геосинклинальных отложений удастся диагностировать фации грабенов и формации ранних стадий геосинклинального развития [Ван Дык Тьмонг, 1980].

Мнения о рифтах как предшественниках эвгеосинклиналей высказывались В.И. Поповым и др. [1978], Л.П. Зоненшайном и др. [1977], А.В. Разваляевым, В.П. Поникаровым [1982], В.С. Сурковым, О.Г. Жеро [1978] и многими другими авторами. По В.Е. Хаину, геосинклиналь, закладывавшаяся на континентальной коре, обязательно проходила рифтовую, грабеновую, стадию [Постельников, 1982].

Орогенные рифты образуются обрушением орогенных сводов и характеризуются типичным для орогенного этапа контрастным субщелочно-кислым и основным магматизмом. Наименование "орогенные" кажется предпочтительнее, чем "эпиорогенные", как называет их Е.Е. Милановский, так как они тесно связаны непосредственно с орогенными процессами. Эпиорогенными скорее будут континентальные рифты, развивающиеся уже в посторогенный ("тафрогенный") этап в платформенных или предплатформенных условиях. Эти рифты отличаются от орогенных в основном щелочно-основным и щелочно-ультрабазитовым (часто карбонатитовым) составом магматических продуктов.

От срединно-океанических рифтов континентальные отличают не только специфические магматизм и металлогения, но и характер геофизических полей и общая конфигурация в плане. Важно установление в рифтовой зоне Красного моря (которая часто рассматривается как начинающий раскрываться океан), характерного для континентальных рифтов ультраосновного-щелочного магматизма с карбонатитами и редкоземельной минерализацией. В очагах землетрясений континентальных рифтов вектор сжимающих напряжений ориентирован субвертикально, а в океанических — субгоризонтально и наклонно. Континентальные рифты отличаются кулисным расположением частных рифтовых впадин, коленчатым их сочленением, нередко — веерообразным расщеплением. Океанические рифты лишены этих особенностей, для них характерно пересечение основного рифта поперечными трансформными разломами [Милановский, 1977]. Поэтому рассматривать континентальные рифты как обязательное звено в процессе "расширения" океанов, считать узкие рифтовые впадины "неудавшимися" океанами нельзя. Конечно, двухкратное в геологической истории появление Атлантического океана и промежуточное его закрытие (цикл Вильсона) представляет поразительный факт, но это явление может быть вызвано не огромными по амплитуде раздвигами литосферы, а опусканиями коры, возможно, вследствие ее эклогитизации, как полагает Е.В. Артюшков [1970], или из-за других фазовых переходов.

Таким образом, рифтогенез можно рассматривать как результат растяжений коры, периодически сменяющих сжатие при пульсациях тектонического режима Земли. Геосинклинальный процесс начинает развиваться

также в условиях растяжения, и логично полагать, что он на ранней стадии представлен рифтогенезом. Дальнейшее развитие эвгеосинклинальных прогибов продолжается при увеличении глубины магмоподводящих разломов, которые при смене растяжения сжатием превращаются в наклонные зоны Заварицкого—Беньофа. Периодическое проявление рифтогенеза — естественное следствие многочисленности тектонических пульсаций. Изменение морфологии рифтов и их магматических формаций имеет связь с развитием геосинклинальных систем, формированием земной коры.

Говорить о существовании единой мировой системы рифтов нет оснований. Мы имеем в настоящее время не систему, а совокупность сравнительно разновременных и разнородных рифтовых структур, хотя некоторая активизация рифтогенных процессов в мезозое—кайнозое, по-видимому, имеет место.

Возражая против представлений о развитии эвгеосинклиналей из рифтов, Е.Е. Милановский [1976] отмечал, что признаваемая им последовательность развития геосинклинальных областей — геосинклинальная область → орогенная область → рифтовая область — противоположна той, которая предполагается исследователями, считающими рифты выражением начальной фазы геосинклинального процесса. Не совсем так. Предполагаемая нами последовательность рифт → геосинклинальная область → орогенная область → орогенный рифт → континентальный рифт не противоречит представлениям Е.Е. Милановского, а дополняет их.

#### СИСТЕМА ПЯТОГО ТИПА (КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ)

До настоящего времени еще нет отчетливых представлений о происхождении большинства концентрических структур. Далеко не во всех случаях выяснены их соотношения с региональными тектоническими структурами других типов. Практическое значение концентрических структур еще в полной мере не оценено. Все это определяет некоторую условность выделяемых различными авторами типов концентрических структур и предположительный характер суждений о их генезисе.

Значительная часть, если не большинство концентрических структур, приурочена к платформам, что объясняется, по-видимому, рядом причин: 1) большим распространением структур центрального типа в древние эпохи, 2) лучшим сохранением их в условиях сравнительно мало подвижных платформ, 3) благоприятными условиями для образования концентрических структур в платформенном этапе (структурные условия, облегчающие образование и развитие периферических магматических очагов; возможность спокойной и длительной дифференциации магм в очагах и др.).

Огромные древние кольцевые структуры имели, по-видимому, самостоятельное значение, представляя первоначально по аналогии с другими планетами обширные округлые базальтовые "моря". Исследование крупных концентрических комплексов Алданского щита, имеющих в диаметре 400—600 км и более, показало нахождение в их ядерной части архейских пород преимущественно базитового состава. Подобные ядра окаймлены гнейсами и другими более молодыми образованиями. В какой-то степени унаследованно в некоторых участках подобных концентров развились

мезозойско-кайнозойские концентрические структуры [Золотов, 1976; Юшманов, 1979, 1982, 1983]. Значительная часть молодых концентрических комплексов располагается на разломах, с которыми они могут быть связаны не только пространственно, но и парагенетически: у концов растущих разломов образуются концентрические поля напряжений, реализующиеся в форме кольцевых структур [Косыгин и др., 1980].

Тесной сопряженностью с разломами характеризуется большинство фанерозойских концентрических структур, особенно располагающихся в вулканических областях. Но огромное число концентров различного размера, выявляющихся на поверхности Земли по космическим снимкам и часто располагающихся без видимого порядка, требует объяснения. Таким объяснением для концентров небольшого и среднего размера (единицы, десятки километров в поперечнике) может быть образование конических тел разрушения пород при взрывах, связанных с магматизмом и флюидным воздействием [Василевский, 1982; и др.]. Величина концентров может определяться глубиной фокусов взрывов. В таком случае каждый конус разрушения представляет в какой-то мере самостоятельную магматогенно-рудную систему. Но многие вопросы, касающиеся этого явления, остаются еще неясными. Только ли взрывы "повинны" в образовании многочисленных рассеянных на площади структур? Часть их, во всяком случае, связана с другими явлениями, как-то: с диапиризмом сиалических массивов, кальдерными обрушениями над магматическими очагами и др. Если большинство концентров обусловлено взрывами, то почему в них нет проявлений ударного метаморфизма, устанавливаемого в метеоритных кратерах (например, на месторождении сульфидов Садбери)? Неясна причина появления многочисленных концентрических структур и в областях, лишенных каких-либо признаков вулканических и вообще магматических процессов и т.д. Все это показывает необходимость дальнейших исследований в направлении разработки классификации концентрических структур, выявления их генезиса, использования содержащихся в них руд. Эти исследования будут более продуктивными при системном подходе к концентрическим структурам.

Учитывая практическую направленность данной работы на выявление магматогенно-рудных систем и подсистем, среди концентрических структур можно выделить, пока условно, до получения дополнительных данных, два типа (подсистемы): 1) кольцевые структуры различного масштаба и генезиса, 2) кимберлитовую подсистему.

### Кольцевые структуры

Многочисленные и разнообразные кольцевые структуры по своим особенностям, происхождению, принадлежности к различным этапам геосинклинально-орогенного развития могут быть сгруппированы в типы.

1. Древнейшие концентрические комплексы (диаметр 400–600 км и более) с базальтовыми "морями" в центральной части. Внутренняя часть комплексов, сложенная преимущественно основными породами, концентрически окаймляется более молодыми и более кислыми породами. Примеры этих структур, распространенных в числе других мест на Алданском щите, уже приводились ранее.

2. Ядерно-сводовые концентры (диаметр 300–900 км и более), сложенные преимущественно гнейсами, рапакивигоподобными гранитами и игнибридами. Это сиалические массивы длительного формирования, родственные архейским гранитным и гранито-гнейсовым куполам. Подобные структуры описаны на Гвианском [Klosterman, 1973] и Украинском [Гинтов, 1973; Гинтов и др., 1974] щитах. Сходные образования в Восточном Забайкалье связываются В.Г. Гладковым и др. [1974] с проявлениями гранитизации.

3. Концентрические структуры, непосредственно связанные с вулканоплутоническими процессами:

а) образованные в собственно геосинклинальный этап;

Это уже описанные выше ранние вулканоплутонические поднятия в геосинклинальных трогах, часто проявляющиеся концентрическими структурами.

б) образованные в орогенный этап;

Пожалуй, самые многочисленные и разнообразные концентрические структуры образовались именно в этот этап: к ним относятся сложные купольные поднятия, кольцевые вулканоплутонии, кальдеры с кольцевыми дайками и др. Первопричиной их образования являются разуплотнение глубинного вещества и мантийный диапиризм. Существенный фактор усложнения структур – обрушение кровли над истощенными магматическими очагами. Более детальную характеристику распределения напряжений, обуславливающих образование кольцевых и купольных структур, дают расчетные построения Е. Андерсона [Anderson, 1936] и экспериментальные исследования И.В. Лучицкого и П.М. Бондаренко [1976].

Общий характер группировки отдельных кольцевых структур и их взаимоотношения с линейными структурами – разломами – чаще линейно-гнездовой: вулканы располагаются вдоль разломов группами, связанными с общим периферическим магматическим очагом. Наиболее крупный и древний из вулканов, находящийся непосредственно над очагом, нередко оказывается окруженным несколькими более мелкими вулканами – получается сателлитный тип размещения кольцевых структур, выделенный И.Н. Томсоном, Н.Т. Кочевой и др. [1982].

Вулканоплутонические структуры, располагающиеся непосредственно над магматическим очагом (вулканы над интрузиями), обычно характеризуются продолжительной деятельностью и оптимальной рудоносностью. Другая важная закономерность – обычная связь главного оруденения с наиболее поздними субвулканическими интрузиями. Основная масса руд находится в корневых частях вулканических построек и во внутривулканических депрессиях (кальдерах и др.). Образованию рудных залежей в кальдерах, кольцевых и купольных комплексах способствуют благоприятные для рудообразования структурные условия. Неустойчивая сейсмическая обстановка, многочисленные извержения и обрушения создают трещины и каналы, проводящие газогидротермы и облегчающие рудоотложение.

в) кольцевые структуры, формирующиеся в платформенных условиях;

Две особенности особенно характерны для платформенных кольцевых структур: во-первых, нередкая тесная связь кольцевых структур с конти-

нентальными рифтами, во-вторых, щелочной, а иногда и щелочно-ультраосновной состав магматических пород.

Формирование крупного и сложного кольцевого комплекса Осло (Норвегия) происходило одновременно с развитием одноименного рифта. Как в рифте, так и в кольцевом комплексе присутствуют одни и те же ассоциации щелочных пород (сиениты, монциты, латиты, эссекситы и др.). Соответственно с перемещением на запад фронта рифтообразования образовалась серия последовательно отступающих в том же направлении кольцевых комплексов [Петерсен, 1981]. Этим комплексам свойственны проявления расслаивания и месторождения апатит-магнетитовых руд кумулятивного происхождения.

В рифтовой зоне Красного моря недавно обнаружено несколько десятков кольцевых интрузий щелочно-ультраосновного состава (включая карбонатиты). Проявления ультраосновного-щелочного магматизма в западном обрамлении Красного моря охватывают широкий возрастной интервал от позднего докембрия до кайнозоя. Магматические породы кольцевых комплексов, как и рифтов, несут редкоземельную минерализацию.

Эти примеры свидетельствуют в пользу предполагаемого В.В. Юшмановым сопряженного образования рифтовых разломов и кольцевых структур.

4. Космогенные и космогенно-эндогенные кольцевые структуры. Большое количество кольцевых структур несет признаки ударного метаморфизма. Многочисленные ударные кратеры сохранились в кристаллических породах Канадского щита, будучи "законсервированными" палеозойскими отложениями [Brian, 1973]. Астромблемы с импактитами обнаружены в Гане (Африка); в ассоциации с ними, однако, имеются и явно эндогенные магматические проявления. Предполагается, что удар метеорита возбуждал или активизировал магматические процессы [Ронке, 1968; Орлов, 1973].

5. Кольцевые структуры неясного происхождения — многочисленные кольца и дуги различного размера, обнаруживаемые при дешифрировании космических снимков. Они требуют в каждом отдельном случае наземной проверки, которая делалась в небольшом объеме сотрудниками лаборатории металлогении Института вулканологии АН СССР. Часть дешифрованных колец, действительно, оказалась структурами взрывного разрушения, сложенными вулканическими брекчиями, цементом которых являются туфогенный материал, жильные и рудные гидротермальные минералы [Василевский и др., 1981]. М.М. Василевским с сотрудниками была разработана методика оценки перспектив рудоносности площадей по "плотности" дешифрируемых кольцевых и линейных структур [Василевский, 1982]. Метод этот заслуживает дальнейшего развития.

### Кимберлитовая подсистема

Несмотря на, казалось бы, случайный разброс кимберлитовых трубок, районы их развития представляют закономерно построенные кимберлитовые провинции субизометричных очертаний. К центральным частям их приурочены ранние кимберлиты, сформировавшиеся при максимальных температуре и давлении. В зоне, удаленной от центра, распространены

Таблица 5

## Общая систематика типовых магматогенно-рудных систем и подсистем

Система	Модификация системы (подсистема)	Примеры
I. Сопряженные поднятие и опускание	1. Вулканогенно-плутоногенное поднятие в геосинклинальном трого	Урал, Селемджино-Кербинский район (Приамурье)
	2. Сопряжение краевой подвижной зоны с платформой (или срединным массивом)	Перикратонные прогибы у Сибирской платформы
II. Порфировая (интрузивные купола)	1. Медно-порфировая с стратиформными рудами типа куроко	Анды, Центральнокамчатская рудная зона
	2. Молибдено-порфировая	Клаймакс (США)
	3. Олово (вольфрам)-порфировая	Боливия, юго-западная часть Корякского нагорья
	4. Грейзеновая и альбититовая редкометальная	Северное Прибалхашье (Казахстан)
III. Сводово-блоковая	1. Свод	Восточное Забайкалье, Центральный Казахстан
	2. Блок земной коры	Хребет Баджал (Приамурье)
	3. Ячеисто-блоковая область	Алтае-Саянская область
IV. Рифты	1. Проторифт—зеленокаменный пояс (протогеосинклинальная стадия)	Зеленокаменные пояса Русской платформы, Канады и др.
	2. Океанический рифт (эмбрион геосинклинальной системы)	Атлантический срединно-океанический рифт, Восточно-Тихоокеанский подводный хребет
	3. Орогенный рифт: а) наложенный на сводовые структуры краевого вулканического пояса	Жаильминская "мульда" (Казахстан)
	б) наложенный на островную вулканическую дугу	Внутренняя зона Северо-Восточной Японии
4. Континентальный рифт (платформенный)	Кенийский рифт (Африка)	
V. Концентрические структуры	1. Кольцевые структуры	Ингилийская, Олекмо-Тимптонская и др. (Алдан)
	2. Кимберлитовая подсистема	Якутия (Мирный)

более молодые кимберлиты, образовавшиеся при средних температуре и давлении. По периферии развиты наиболее поздние кимберлиты, образовавшиеся при минимальных термодинамических параметрах.

Для всех крупных провинций устанавливается, что в ядре расположены кимберлиты алмазной субфации, средней зоне свойственно совместное распространение кимберлитов алмазной и пироповой субфаций, а на периферии развиты кимберлиты пироповой субфации и комагматичные им порфиновые ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы микритовой фации и карбонатиты . . . От центральных к периферийным зонам провинций закономерно убывает не только содержание алмазов в кимберлитах, но и относительное количество октаэдрических кристаллов, уменьшается глубина

заложения трубок взрыва и средняя площадь их в плане, падает содержание хрома, возрастает содержание железа, титана, алюминия, калия и некоторых других элементов в породах” [Шарпёнок, 1979, с. 190]. В неполнозональных провинциях центральная алмазная зона слабо развита или отсутствует.

Учет этих закономерностей, выявление новых, подход к кимберлитовым провинциям как к организованным системам значительно увеличивают эффективность прогнозных и поисковых работ.

Общая систематика выделенных типовых магматогенно-рудных систем и подсистем дана в табл. 5. Описанными пятью типовыми системами, конечно, не исчерпывается разнообразие обстановок рудообразования. Выделение новых типовых систем, выяснение их эволюции при меняющихся геологических условиях — задачи дальнейших исследований.

Типовые системы представляют схематические модели обстановок и отражают изменения условий в ходе геосинклинально-орогенного процесса. Важная особенность их — очень большие колебания по величине. Протяженность систем первого типа (сопряженные поднятие и опускание) в краевых структурах платформ и складчатых областей достигает нескольких тысяч километров, а у некоторых блоковых выступов составляет лишь немногие десятки километров. Более стабильны размеры порфириновых систем, представляющих в большинстве случаев локальные образования. Сводово-блоковая система также характеризуется большим диапазоном размеров, от тысяч до сотен и даже десятков километров в поперечнике. Некоторые рифтовые системы представляют образования планетарного масштаба (например, срединно-океанические рифты), другие — локальные рифтовые депрессии протяжением в десятки километров. Концентрические структуры достигают многих сотен, до тысячи километров и более в поперечнике, но вместе с тем иногда бывают представлены вулканоплутоническими образованиями с диаметром, едва достигающим 1 км.

Таким образом, типовые системы представляют разноранговые по величине образования, и по этой причине они рассмотрены вне даваемого далее ранжирования систем.

## Глава 4

### РАНГИ СИСТЕМ

#### ПЛАНЕТАРНЫЕ СИСТЕМЫ

К этим системам относятся складчатые рудные пояса (Тихоокеанский, Средиземноморский, Уральский, Центральноазиатский, Западно-Атлантический), а также срединно-океанические хребты и системы континентальных рифтов. Если подтвердится существование рудоконцентрирующей системы планетарной трещиноватости и глобальных скрытых ”сквозных” разломов [Фаворская и др., 1983], то и они должны быть включены в категорию планетарных магматогенно-рудных систем. К числу планетарных систем, по-видимому, принадлежат также специфические обширные металлогенические провинции докембрия, выделенные Г.В. Билибиной и др. [1978].

Все эти образования связаны определенными эволюционными отноше-

ями. Наиболее молодыми в общем эволюционном ряду являются срединно-океанические хребты. При высокой сейсмичности хребтов землетрясения в них происходят преимущественно мелкофокусные, что указывает на сравнительно небольшую (не более 40–50 км) глубину магмоподводящих каналов. Помимо примитивных толеитовых базальтов, в срединно-океанических хребтах встречены интрузии перидотитов, габбро, диабазов, диоритов, а также кремнистые породы. В различной степени в породах хребтов проявлены серпентинизация, альбитизация (до превращения местами базальтов в спилиты), разнообразные зеленокаменные преобразования. На периферии хребтов и на островах встречаются вулканические породы известково-щелочной серии. Рассредоточенные рудные сульфидные проявления аналогичны наблюдаемым в малодифференцированных базитовых и ультрабазитовых формациях эвгеосинклиналей [Смирнов, 1975]. Кроме того, залежи массивных сульфидов формируются непосредственно в океанических рифтах. На некоторых образцах пород срединно-океанических хребтов отчетливы следы сжатия. Все это подтверждает высказывавшиеся многими исследователями предположения, что срединно-океанические хребты — это эвгеосинклинали в ранней стадии их развития [Пейве, 1976; Власов, 1976б; и др.]. Разломы, с которыми они связаны, еще далеко не достигли свойственных "зрелым" эвгеосинклиналям глубин и не приобрели наклонной ориентировки, устанавливаемой в островных дугах.

Имеющиеся материалы о линейных магнитных аномалиях не дают возможности делать определенные заключения о связи образования срединно-океанических хребтов со спредингом и значительными перемещениями литосферных плит [Белоусов, 1970; Красный, Кочергин, 1975]. Исследования морфоструктуры дна океана в районах срединно-океанических хребтов с помощью спускаемых аппаратов также не подтвердили подобных связей [Ильин, 1978].

Огромное кольцо Тихоокеанского пояса представляет пример длительного (с начала фанерозоя, возможно, с протерозоя) геосинклинального процесса с последовательным наращиванием сиалической коры и отступанием структур океана. Это определило концентрическую зональность пояса, правда осложненную деструктивными процессами и некоторой асимметрией его западной и восточной частей [Смирнов, 1946; Власов, 1973б; Радкевич, 1976]. От океана к континенту здесь прослеживаются образования различных стадий формирования континентальной коры с соответствующими изменениями состава магматических пород от ультрабазитов и базитов через андезиты и другие умеренно кислые породы к кислым и щелочным породам континента и смена мафического профиля руд калийным (см. рис. 1). Главные структурно-формационные зоны пояса отличаются друг от друга структурой земной коры, геологическими формами, геохимической специализацией, комплексами гидротермально-измененных пород, составом руд. Вместе с этим они представляют части единого целого, отражают различные стадии сиализации земной коры и общего рудного процесса [Власов, 1973б; Власов и др., 1978а].

Об общей рудной зональности Тихоокеанского пояса писали С.С. Смирнов [1946], Е.А. Радкевич [1976], М.И. Ицксон [1979], Г.М. Власов [1965, 1973б] и др. Состав руд закономерно изменяется и в пределах отдельных геосинклинально-орогенных циклов [Власов, 1973б]. Так, поздне-

меловой—кайнозойский цикл представлен в наиболее ранних и наиболее приближенных к океану эвгеосинклинальных зонах (внешних дугах) преимущественно сидерофильными и халькофильными металлами (Cr, Ni, Co, Fe, Mn, Cu и др.); в следующей структурно-формационной зоне островных (внутренних вулканических) дуг появляются и литофильные элементы (Pb, Mo и др.); в тыловой зоне краевых вулканических поясов преобладают оловянные, вольфрамовые руды вместе с молибденовыми, полиметаллическими и др. В краевых прогибах развивается стратиформное оруденение.

Если приокеаническая зона Тихоокеанского пояса характеризуется преимущественно натриево-хлоридной и серной специализацией рудоносных растворов, то по мере удаления в сторону континента все больше проявляется хлоридно-натриево-калиевый их состав и все большее участие в растворах принимают фтористые и борные эксгальции.

Главные магмо- и рудоконтролирующие структуры Тихоокеанского пояса — зоны Заварицкого—Беньофа — первоначально представляли структуры растяжения и давали выход на поверхность базитовым и ультрабазитовым магматическим продуктам, заполняющим внешние прогибы. Смена растяжения сжатием прекращает инициальный магматизм и способствует формированию глубинных очагов андезитовой магмы. Развивающиеся после прекращения сжатия извержения из этих очагов (по вертикальным каналам) образуют внутренние вулканические дуги.

По мере роста сил вследствие геосинклинального процесса при продолжающемся сжатии зоны Заварицкого—Беньофа выполаживаются магматические очаги, приуроченные к этим зонам, становятся малоглубинными, магмы в них — более кислыми, так как большая часть очагов расположена в пределах сиалической коры [Власов, 1979б; Dickinson, Natherton, 1967; Lipman et al., 1972]. Влияние пологих зон Заварицкого—Беньофа распространяется на большие площади, охватывающие и краевые части ранее стабилизовавшихся структур, в связи с чем формируются широкие краевые вулканические пояса, сложенные преимущественно вулканоплутоническими формациями с кислым и щелочно-кислым составом продуктов.

Геосинклинальные прогибания вовлекают в опускание и окраинные части континентов, на которых развиваются тыловые прогибы, нередко с проявлениями щелочного магматизма. Влияние геосинклинальных движений на соседние относительно жесткие структуры вызывают активизацию в них магматических и рудообразующих процессов, часто без достаточных оснований относимую к явлениям так называемой "автономной активизации".

Дальнейшие исследования зон Заварицкого—Беньофа могут многое объяснить в развитии геосинклинального магматизма. Особенности последнего, по мнению А.Н. Барышева [1983], в значительной степени связаны с влиянием перегиба (выполаживания) зон на границе астеносферы и литосферы, обусловленного различием углов скальвания в средах разной вязкости.

Гармонично развивающиеся структуры Тихоокеанского пояса являются в какой-то мере эталонными. По тому же в общем плане происходит развитие и других подвижных и рудных поясов, частные особенности которых зависят от местных условий. Так, некоторые специфические черты Средиземноморского пояса связаны с его межконтинентальным положением и регенерацией альпийских геосинклиналей на жестких структурах байкалид и герцинид. В Уральском поясе, геосинклинальное заложение которого бы-

ло связано с рифтообразованием, также намечаются основные структурные элементы, свойственные Тихоокеанскому поясу. Даже, казалось бы, совершенно своеобразные ячеисто-блоковые, мозаичные геосинклинальные системы Центральноазиатского пояса в своей основе имеют те же зоны Заварицкого—Беньофа, ограничивающие здесь сиалические блоки. До последнего времени существовали представления об исключительно миогеосинклинальном, шельфовом характере отложений молодых прибрежных геосинклиналей Западно-Атлантического пояса [Хаин и др., 1978]. Геофизическими исследованиями под внешним атлантическим шельфом обнаружены крупные магнитные аномалии, предположительно обусловленные магматическими породами основного состава, т.е. вероятным выходом зоны Заварицкого—Беньофа [Drake et al., 1968].

Последняя категория планетарных магматогенно-рудных систем заканчивает эволюционный ряд планетарных систем. Это континентальные рифты с их своеобразным щелочным магматизмом, представляющие, видимо, позднеорогенные и посторогенные образования, связанные с обрушением сводовых поднятий.

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Среди региональных систем различаются образования нескольких порядков. Это прежде всего срединные массивы и складчатые области с орудением (металлогенические области). В их пределах могут выделяться отдельные структурно-формационные зоны, где сосредотачиваются руды (металлогенические зоны). В зонах обычно главные концентрации руд проявляются в отдельных районах (рудные районы или рудные узлы).

Распределение руд в региональных системах определяется как особенностями развития систем, обуславливающими главные пространственные и временные закономерности рудообразования, так и другими факторами, вызывающими аномалии в течении рудного процесса; с этими аномалиями нередко связаны значительные концентрации руд.

Главная закономерность, определяющая региональную рудную зональность систем, — поступательно-возвратное движение геосинклинально-орогенного (а отсюда и рудного) процесса. При общем направленном скачкообразном перемещении в сторону океана зон Заварицкого—Беньофа и связанном с ним движении эвгеосинклинального фронта развитие структурно-формационных зон и рудообразования в пределах каждого тектоно-магматического цикла происходит в обратном направлении, в сторону тыла геосинклинально-орогенной области. Естественно, что при "откатывании" процессов в тыл в сферу их влияния попадают и окраины платформ или какой-либо другой жесткой структуры, что вызывает их тектоно-магматическую активизацию. Так как каждый крупный тектоно-магматический цикл состоит из многих более мелких циклов, то подобная активизация проявится многократно.

При развитии процессов в сторону тыла геосинклинально-орогенной области будут меняться условия их проявления, в частности все более мощной будет становиться земная кора и часть магматических очагов станет размещаться уже в ее пределах (этому способствует и прогрессирующее при геосинклинально-орогенном процессе выполаживание зон Заварицкого—

Беньофа), изменятся составы магматических пород и флюидов, окислительно-восстановительный потенциал, общий геохимический профиль. Все это определит образование серии закономерно сменяющих друг друга структурно-формационных зон.

Общие изменения структурно-формационных зон в направлении к тылу геосинклинально-орогенных областей выражены увеличением кислотности и щелочности магматических пород, уменьшением глубинности магматических очагов и процессов рудообразования, сменой фемических рудных элементов салическими, заменой руд магматической группы гидротермально-метасоматическими, а в крайних тыловых зонах — краевых и перикратонных прогибах — эксгалиционно-осадочными стратиформными. С этих позиций постоянная приуроченность стратиформных месторождений (особенно полиметаллических в доломитах и известняках) к краевым структурам становится понятной. Объясняет это также и большую протяженность рудных рядов в системах первого типа. Рудные ряды, очевидно, отражают не только смену фаціальных условий в зависимости от той или иной удаленности от вулканоплутонических поднятий, а обусловлены в первую очередь общим направлением перемещения тектономагматических и рудообразующих процессов. Лишь в очень коротких рудных рядах, как, например, в Атасуйском районе Центрального Казахстана, зональное распределение руд обусловлено преимущественно фаціальными условиями.

В связи с этим большой интерес приобретает публикация Г.И. Князева [1973] об односторонней смене в пространстве и времени рудных комплексов вследствие последовательного перемещения рудных процессов в сторону граничных жестких структур. Приводимые им примеры подобной региональной рудной зональности (рис. 23, 24, см. рис. 7) показывают, что самыми крайними, дистальными членами рудных рядов могут быть не стратиформные месторождения металлов, а нередко располагающиеся за ними отложения соли и серы. Соображения о возможной эндогенной природе некоторых соляных месторождений излагались выше, появление же нового конечного члена рудных рядов — серы — не должно вызывать удивления, так как на примере молодых рудопроявлений Курило-Камчатской дуги было показано, что отложения самородной серы являются конечным звеном приповерхностного рудообразования [Вулканические . . . , 1971].

Как общую закономерность, определяющую формирование региональных магматогенно-рудных систем, можно отметить явление гомогенизации магм в очагах, с чем связано относительное однообразие составов пород и продуктов постмагматической деятельности в пределах обширных площадей — в десятки и сотни квадратных километров [Лазаренко, 1980]. По мнению Э.А. Лазаренко [1980], "такая гомогенизация магм очагов не может быть объяснена дифференциацией в расплавах из-за малой ее скорости и скорее объясняется конвекционными течениями и циркуляцией флюидов, скорость движения которых в расплавах может обеспечить гомогенизацию на значительных расстояниях за время формирования магматических очагов" (с. 51). Однако более вероятно, что гомогенизация магматических продуктов в пределах обширных рудно-магматических провинций связана с комплексом процессов, включающих и отвергаемую Э.А. Лазаренко в данном случае дифференциацию в расплавах. Определяющим гомогенизацию фактором может быть синхронность тектоно-динамических процессов

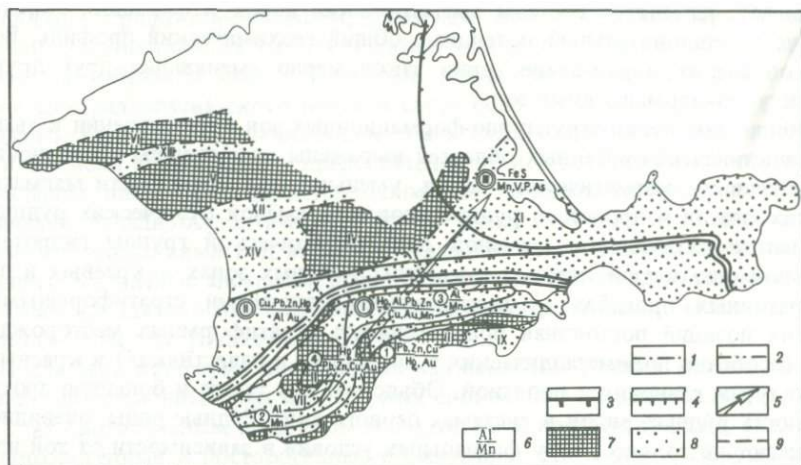


Рис. 23. Металлогеническое районирование и региональная рудная зональность Крыма [Князев, 1973]

Главные тектонические структуры: I – Югобережный антиклинорий, II – Качинский антиклинорий, III – Туакский антиклинорий, IV – Симферопольское поднятие с Новоцарицинским валом, V – Новоселовское поднятие, VI – Тарханкутский вал, VII – Юго-Западный синклиний, VIII – Восточно-Крымский синклиний, IX – Судакский синклиний, X – Битакский прогиб, XI – Индоло-Кубанский краевой прогиб, XII – Калиновский прогиб, XIII – Донузлаво-Войковский прогиб, XIV – Альминская впадина

1–4 – границы: 1 – Битакского прогиба, 2 – Индоло-Кубанского краевого прогиба, 3 – металлогенических зон, 4 – металлогенических подзон; 5 – направление миграции тектономагматических процессов и эндогенного оруденения в альпийском цикле; 6 – металлогеническая специализация зон и подзон (в числителе – ведущие рудные компоненты, в знаменателе – сопутствующие); 7 – поднятия; 8 – прогибы; 9 – границы поднятий и прогибов. Цифры в кружках на схеме: римские – металлогенические зоны (I – Горно-Крымская, II – Предгорно-Крымская, III – Керченско-Приазовская), арабские – металлогенические подзоны (1 – Югобережная, 2 – Балаклава-Старокрымская, 3 – Балаклава-Басман-Керменская, 4 – Чатырдаг-Феодосийская)

в пределах обширных регионов, обусловленная общей периодичностью в смене явлений сжатия и растяжения земной коры. С этим связано почти одновременное возникновение магматических очагов (при сжатии) и их раскрытие (при растяжении) с излияниями вулканитов и продвижением к поверхности металлосодержащих гидротермальных продуктов. Гомогенизация составов магматических пород показывает ограниченное влияние в петрогенезисе контаминации магм "посторонним" материалом.

Таким образом, формирование региональных магматогео-рудных систем первого и второго порядков (складчатые области и отдельные структурно-формационные зоны) связано в первую очередь с общим направленным геосинклинально-орогенным процессом, контролируемым глубинными зонами Заварицкого–Беньофа, и с явлением гомогенизации магм в очагах. Локализация же руд в отдельных районах структурно-формационных зон (региональные системы третьего порядка) уже в значительной степени определяется следующими факторами:

1. Пересечение зон поперечными разломами. Известно, что проницаемые участки на пересечении поперечных разломов с продольными глубинными разломами благоприятны для рудоотложения. Так, на Урале места пере-



полиметаллическими месторождениями куроко формации зеленых туфов.

4. Отличия в составе пород фундамента и глубине их залегания. Характерен в этом отношении пример Приамурья, где основные рудоносные районы расположены над относительно древними эвгеосинклинальными зонами преимущественно с основными и средними по кислотности породами [Радкевич, 1967].

5. Высокая контрастность тектонических условий. Этот фактор проявляется сингенетическими парами магматических образований кислого и основного состава, мелкими интрузиями кислого и щелочного состава в краевых частях тектонических депрессий, близостью границ плутонов и др.

6. Неравномерность распределения "очаговых" структур. Эти структуры представляют крупные периферические магматические очаги или зоны проницаемости с многочисленными субвулканическими интрузиями и дайковыми комплексами. Важность "очаговых" магматогенно-рудных центров может быть иллюстрирована примерами Камчатки. Рудные узлы Центральной Камчатки оказались приуроченными к длительно развивавшимся вулканическим центрам, возникавшим над периферическими магматическими очагами [Власов, Василевский, 1964; Василевский и др., 1974]. Свойственные этим центрам относительно сжатые в пространстве рудные зоны могут растянуться в большом вертикальном интервале в случае совмещения вулканической деятельности с продолжительным контактовым воздействием крупных интрузивных очагов [Воларович, Михайлова, 1973].

7. Различия в строении земной коры. Не вызывает сомнений частая приуроченность рудных концентраций к площадям над уступами поверхности Мохоровичича и к участкам разуплотнения вещества верхней мантии.

8. Общая неравномерность процесса сиализации земной коры. Это пожалуй, главная причина локализации рудных районов. Развитие рудоносных куполов, связанных с процессами разуплотнения мантии и возникновением центров сиализического магматизма, по-видимому, проходит через всю геологическую историю Земли.

Исследования Н.П. Романовского, Ю.Ф. Малышева, Э.Л. Рейнлиба, А.М. Петрищевского и др. [Рейнлиб и др., 1974; Рейнлиб, Романовский, 1975; Петрищевский, 1982а, б] показали эффективность гравиметрических, петрофизических и других геофизических исследований для выявления потенциально рудных районов. Геофизические исследования, по-видимому, являются основными методами выяснения особенностей глубинного строения рудных районов, выделения главных типов региональных магматогенно-рудных систем.

Региональной системой первого порядка является складчатая область Урала, эвгеосинклинальный пояс которого Л.В. Овчинников и Р.И. Лутков [1983] характеризуют следующим образом: "Закономерности пространственно-временных взаимоотношений отдельных геолого-геохимических типов колчеданного оруденения, распространенного на протяжении всего эвгеосинклинального пояса Урала... свидетельствуют действительно об единой рудной системе. В этой системе, геологическое положение отдельных типов оруденения в пространственно-временном зональном ряду настолько определено, что позволяет уверенно прогнозировать для отдельных структурно-формационных зон и площадей не только тип оруденения, но и относительные его масштабы" (с. 177).

Примером региональной магматогенно-рудной системы (также первого порядка), несмотря на, казалось бы, "пестрое" геологическое строение, является Восточное Забайкалье. При различиях геолого-структурной обстановки формировавшихся здесь месторождений они характеризуются общими историей и физико-химическими условиями образования. По заключению Е.М. Лазько и др. [1973], месторождения различных типов этого региона образовались в результате раздельно проявленных, но причинно взаимосвязанных и закономерно сменявшихся во времени этапов единого для Восточного Забайкалья постмагматического рудообразования. Роль высоко-, а затем среднетемпературных процессов рудообразования закономерно снижалась от молибденовых и золото-молибденовых месторождений через золоторудные и вольфрамовые к полиметаллическим и флюоритовым месторождениям, что отражает однонаправленную температурную зональность регионального порядка. Рудная зональность Восточного Забайкалья оказывается связанной с глубинным строением районов. Г.И. Князев [1973] подчеркивает различия геофизических полей рудных зон: повышенные значения гравитационного поля в районах преобладания полиметаллического оруденения, пониженные — в районах молибдено-золотого и оловянно-вольфрамового оруденения, резко дифференцированные магнитные поля на площадях золотого, молибденового, полиметаллических месторождений в противоположность спокойным полям, свойственным оловяно-вольфрамовым месторождениям.

Закономерное изменение составов руд имеет место на Алтае, представляющем региональную магматогенно-рудную систему первого порядка с палеозоной Заварицкого—Беньофа на юго-западе (Прииртышская зона смятия). Соответственно с этим на юго-западе Рудного Алтая преобладают основные вулканиты и медно-колчеданное оруденение, на северо-востоке — кислые вулканиты и существенно полиметаллическое оруденение. Преобладающее большинство месторождений расположено в краевых частях остаточных геосинклинальных поднятий или срединных массивов, на склонах наложенных геосинклинальных прогибов. Месторождения, равноудаленные от палеоподнятий, находятся на одинаковых стратиграфических уровнях и характеризуются близостью составов. Медно-колчеданные месторождения у оси Змеиногорского прогиба сменяются в направлении поднятия полиметаллическими, а затем баритовыми месторождениями. Общей рудной зональности подчиняются на Алтае и молибдено-вольфрамовые, а также железорудные месторождения [Горжецкий и др., 1977; Критерии..., 1978].

Четко направленное изменение в пространстве и времени состава руд, гидротермального метаморфизма вмещающих их пород, физико-химических условий минералообразования, типоморфных свойств минералов-индикаторов и других особенностей обстановок рудоносных площадей прослеживается вдоль осевой части Днепровско-Донецкого прогиба, который может быть отнесен к региональной системе второго порядка. С востока на запад здесь последовательно сменяются мезо-, эпи- и телетермальные рудные месторождения от относительно глубинных золото-полиметаллических до стратиформных свинцово-цинковых и медных в Бахмутской котловине. В том же направлении снижается напряженность складчатости, от линейной до брахиформной и куполовидной, а также уменьшается ин-

тенсивность гидротермального метаморфизма. Все это является следствием эволюции в пространстве и времени тектонических и гидротермальных процессов, смещавшихся последовательно вдоль оси прогиба с востока на запад [Князев, 1973; Кирикилица, Тихоменкова, 1983].

Региональную магматогенно-рудную систему третьего порядка представляет Мутновско-Жировской район на юго-восточной Камчатке. Это четко локализованная в пределах палеокальдеры, диаметром около 20 км, с боковыми вулканическими постройками, кайнозойская вулканоплутоническая структура, рудообразование в которой, начавшись в миоцене, продолжается до настоящего времени. Комплексная полиметаллическая минерализация размещается в толщах вулканитов андезитового и дацитового состава. Многочисленные дайки и субинтрузии представлены андезитами, дацитами, кварцевыми диоритами, гранит-порфирами, габбро-диабазам. Породы пропилитизированы и аргиллитизированы [Шарапов и др., 1979; Лоншаков, 1979]. Под Мутновской купольно-кольцевой структурой по геофизическим данным устанавливается на глубине 30–70 км асейсмичный объем, указывающий на существование магматического очага или на разуплотнение вещества верхней мантии.

### ЛОКАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Локальные магматогенно-рудные системы представляют рудные объекты, по объему примерно соответствующие месторождениям и рудным полям. Они характеризуются определенными структурой, типами магматических и гидротермально измененных пород, зональностью, морфологией и составом рудных тел. Из этого видно, что локальные системы в какой-то степени приближаются к понятиям генетических типов месторождений или рудных формаций.

Развитие локальных систем определяется поступлением с глубины рудных компонентов и энергии, особенностями самой системы и местными геологическими условиями (структура, состав вмещающих пород и др.).

Время развития систем может охватывать многие миллионы, до десятков миллионов, лет и более. Однако некоторые системы начинают и завершают развитие в течение значительно меньших промежутков времени, измеряемых иногда немногими тысячами лет.

Особые, пока непреодолимые трудности типизации локальных магматогенно-рудных систем определяются огромным числом вариаций рудных месторождений в связи с их полихронностью, полигенностью и изменчивостью местных условий рудоотложения. Как выход можно предложить (в дискуссионном порядке) следующие принципы выделения локальных магматогенно-рудных систем.

При современном уровне знаний (прежде всего недостаточности данных о связях между рудными формациями или между их генетическими рядами) нельзя вести разработку представлений о локальных системах без учета ранее сделанного в области систематики руд. В генетической классификации рудных месторождений, создававшейся в течение многих веков, удачно в общем использованы родственные связи между месторождениями, хотя эти связи и не раскрыты до конца. Возможности соединения в отдельных месторождениях черт различных генетических типов и групп

этой классификацией недостаточно учитывается. Задача системного подхода — заполнение этих брешей. Она может быть выполнена при учете полихронности и полигенности рудообразования, использовании особенностей эволюции систем, уточнении представлений об "интерференции систем" [Власов, 1975], выявлении причин сложности рудных месторождений.

При смене условий локальные системы видоизменяются, из-за чего их необходимо рассматривать применительно к определенным структурно-формационным зонам [Власов, 1975, 1978а]. Совокупность вариаций систем в различных структурно-формационных зонах одной складчатой области представляет группу магматогенно-рудных систем, по своему объему и особенностям в какой-то степени приближающуюся к генетической группе рудных месторождений. Группа, таким образом, представляет ряд систем, закономерно изменяющихся от одной структурно-формационной зоны к другой. Группы можно объединить в комплексы, характеризующие все группы в пределах конкретной геосинклинальной (складчатой) области.

Полная латеральная (и вертикальная) рудная зональность систем обеспечивается гармоническим течением рудного процесса, на каждом этапе которого геодинамическая обстановка способствует образованию определенной рудной формации [Прогнозная..., 1977]. При отсутствии необходимых условий для рудообразования на каком-либо этапе зональность нарушается, выпадают отдельные рудные звенья.

Поскольку рудоотложение представляет прерывисто-непрерывный процесс, резкие границы между группами (как и между отдельными системами) нередко отсутствуют. Существование переходных образований наряду с полихронностью и полигенностью многих рудных месторождений обуславливает множество их вариаций и соответственно большое количество наименований их типов (или рудных формаций). В работе сотрудников ВСЕГЕИ [Рудоносность..., 1981] их указано около ста, несмотря на большую работу, проделанную по генерализации терминов.

При дальнейших разработках представлений о магматогенно-рудных системах число типов месторождений будет сокращаться. Множество, казалось бы, разнообразных рудных месторождений "выстроится" в немногие генетические (эволюционные) ряды систем (рудных формаций) с направленным развитием и последовательным изменением признаков. Будет решаться в том или другом приближении вопрос о наиболее характерных комбинациях в локальных магматогенно-рудных системах рудных генетических типов и групп. В результате появится возможность типизации локальных систем, целенаправленных поисков тех или иных рудных "звеньев", установления "брешей" в рудных рядах и т. д.

Таким образом, введение понятия о локальных магматогенно-рудных системах и их группах не нарушает генетической классификации руд и учения о рудных формациях, а лишь дополняет их, углубляя представления о сущности родственных связей между месторождениями и формациями. Одинаковые пока (в первый этап исследования систем) наименования групп локальных систем и генетических групп месторождений, а также систем и генетических типов месторождений (рудных формаций) позволят вести разработку представлений о магматогенно-рудных системах без отрыва от генетической классификации рудных месторождений.

## ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМ

ОБЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ  
И ОБОСОБЛЕНИЕ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Здесь рассматриваются магматические системы двух рангов: магматический очаг и магматическая колонна. Последняя включает ряд очагов от базальтового до гранитного (располагающихся в интервале 0–70 км от поверхности). Строение магматической колонны ниже уровня распространения базальтовых расплавов не рассматривается, но вслед за вулканологами [Федотов, 1974; Масуренков, 1979] принимается, что базитовые очаги имеют выполненные ультраосновной магмой корни (каналы), уходящие на значительные (как минимум 100–200 км) глубины, по которым снизу могут поступать тепловая энергия и легкие компоненты.

Важнейшей особенностью магматических систем является наличие энергетического потенциала, который обеспечивает ее внешнее и внутреннее развитие. Величину энергетического потенциала замкнутого магматического объема можно определить как количество энергии, которое выделяется в форме теплоты и работы при остывании расплава от исходной температуры до температуры, при которой произойдет его полная кристаллизация (с учетом теплоты и работы, произведенной вследствие изменения химической энергии системы). Увеличение энергетического потенциала магматической системы может произойти двумя способами: либо непосредственным перемещением в нее теплоты при сохранении исходного состава расплава, либо перемещением в нее легкоплавких компонентов (понижающих температуру кристаллизации) при сохранении прежней температуры существования расплава. В обоих случаях возрастает разница между температурами существования и кристаллизации магмы, и, как следствие, энергетический потенциал увеличивается. Такая взаимосвязь между тепловым (собственно энергетическим) и химическим (вещественным) способами изменения энергетического потенциала находит отражение в коэффициентах взаимности Онзатера, связывающих линейными зависимостями потоки теплоты и концентраций компонентов в расплавах и растворах. Возникновение потока теплоты обязательно вызывает поток концентраций компонентов, и наоборот; при этом чем интенсивней один поток, тем интенсивней и другой. В общем случае к полюсу пониженной температуры перемещаются легкоплавкие компоненты, к полюсу повышенной — тугоплавкие.

Перераспределение компонентов в магматической системе, вызванное существованием потоков их концентраций, есть процесс жидкостной, или ликвационной, дифференциации. Данный процесс может протекать в двух формах:

1. Постепенная или зональная (по аналогии с подобными процессами в металлургической практике) ликвационная дифференциация — процесс перераспределения компонентов в силикатном расплаве без его распада на несмешивающиеся фазы, в результате которого в магматической системе существуют неоднородности в распределении компонентов (т. е. наличие градиентов их концентраций).

2. Контрастная ликвационная дифференциация (или просто ликвация) — перераспределение компонентов, происходящее посредством распада расплава на несмешивающиеся фазы. Контрастная ликвационная дифференциация начинается с микроликвационного зарождения новой фазы в недрах материнской интрузии и завершается переходом в макроликвационное строение магматического резервуара с общей границей между несмешивающимися фазами. Зональная ликвационная дифференциация является непрерывной формой проявления процесса, контрастная — дискретной.

Вследствие неравномерного распределения термодинамических условий в недрах Земли (направленности к ее центру градиентов температуры и давления) наиболее интенсивно остывают внешние области магматических колонн. Компенсация возникающей в результате этого неравномерности распределения энергетического потенциала достигается за счет подтока из нижних очагов колонны к верхним тепловой энергии и легкоплавких компонентов; к числу последних относится прежде всего кремнезем, а также щелочи и другие флюиды.

Общий энергетический баланс магматической системы (очага, колонны) определяется соотношением количества энергии, поступающей в систему ( $E^+$ ), к количеству энергии, отдаваемой системой вмещающей среде ( $E^-$ ). Способ существования магматической системы заключается в ее стремлении к равновесию между  $E^+$  и  $E^-$ , т. е. к выравниванию баланса посредством постоянного перераспределения энергетического потенциала. Если баланс положителен ( $\Delta E = E^+ - E^- > 0$ ), его выравнивание происходит за счет разрастания магматической системы с соответственным увеличением  $E^-$  — это восходящая ветвь эволюции системы. Если баланс отрицателен, он выравнивается за счет отмирания (кристаллизации) внешних областей магматической системы, сопровождающегося уменьшением  $E^-$  — это нисходящая (регрессивная) ветвь эволюции системы.

Разрастание магматической колонны на восходящей ветви происходит пульсационно, посредством серии ликвационных актов, в результате каждого из которых из головного очага образуется следующий, более внешний очаг с магмой повышенной кислотности. Формирование нового магматического очага из материнского начинается актом микроликвации с дальнейшим переходом ее в макроликвацию и разделением обособившихся фаз в пространстве. После образования нового очага в колонне начинается закономерный цикл перераспределения энергетического потенциала, завершающийся формированием следующего очага. Цикл перераспределения внутренней энергии в колонне между актами "удвоения" головного очага можно расчленить на две стадии.

1. Накопление энергетического потенциала в головном очаге и в магматической колонне в целом вследствие относительной закрытости системы. В этот период происходит преимущественное возрастание интенсивных параметров (температуры и давления) за счет экстенсивных (объема). К концу данного этапа очаг переходит в возбужденное состояние, характеризующееся сильным давлением на стенки магматических камер и наличием большого избытка энергетического потенциала ( $E^+ \gg E^-$ ).

2. Реализация ("разрядка") накопленного энергетического потенциала — увеличение экстенсивного параметра (объема) за счет интенсивных (температуры и давления), являющихся движущими силами процесса.

В этот период в головном очаге происходят: зарождение капель новой фазы более кислого состава в матрице с дальнейшим обособлением ее в верхней части очага; прорыв внешних границ очага вследствие перехода части тепловой энергии в механическую работу, излияние лав; с исчерпанием избытка энергетического потенциала более спокойное продвижение расплавов кверху, формирование интрузивных тел под покрывкой эффузивов; окончательное затвердевание магмовыводящих каналов вследствие интенсивной потери тепла ( $E^+ \ll E^-$ ); обособление в верхней части растянутого материнского очага нового очага с более кислой магмой. В новообразованном очаге начинается длительный период компенсации возникшего дефицита энергетического потенциала, завершающийся приведением системы в состояние равновесия ( $E^+ \approx E^-$ ).

С завершением формирования нового очага возникает дефицит внутренней энергии не только в нем самом, но и в питающих его более глубинных очагах. Вследствие этого рассмотренный цикл перераспределения энергетического потенциала протекает и в магматической колонне в целом. На первом этапе цикла происходит "погашение" дефицита внутренней энергии в очагах; на втором — образуется избыток энергетического потенциала, приводящий магматическую колонну (и прежде всего головной очаг) в возбужденное состояние, разрешающееся формированием очередного, более внешнего очага с магмой повышенной кислотности.

Разрастание магматической колонны в полном виде протекает вплоть до образования очагов с конечными ликвационными дифференциатами — гранитными магмами. После их сформирования возможности ликвационного разрастания колонны исчерпываются: во-первых, дальнейшее снижение температуры кристаллизации магмы, необходимое для компенсации остывания головной части колонны, за счет ликвационных процессов практически невозможно вследствие полного обособления в гранитных расплавах легкоплавких окислов  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  от тугоплавких  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ; во-вторых, с внедрением крупных масс гранитоидных расплавов в близповерхностные области начинается интенсивное остывание колонны с возрастанием величины  $E^-$ . Через определенный отрезок времени в колонне устанавливается относительное равновесие  $E^+ \approx E^-$ .

Дальнейшее остывание магматической колонны и нарушение энергетического равновесия ( $E^+ \approx E^-$ ) вызывает возрастание дефицита внутренней энергии в системе. Восстановление нарушенного равновесия и компенсация дефицита энергии, совершающиеся посредством уменьшения степени открытости колонны и сокращения ее объема, происходят на нисходящей ветви эволюции.

С уменьшением энергетического потенциала колонны уменьшается и величина энергетического питания ( $\Delta E = E^+ - E^-$ ) внешних магматических очагов; начинается их постепенное отмирание — кристаллизация, протекающая в обратной последовательности — от самых внешних к более внутренним. Отмирание внешних очагов магматической колонны, посредством которого уменьшается тепловой поток во вмещающую среду, происходит вплоть до восстановления в колонне относительного равновесия ( $E^+ \approx E^-$ ). После этого из самого внешнего незакристаллизованного магматического очага, являющегося головным в колонне, начинается новый цикл ее разрастания.

Изложенные представления подтверждаются основными закономерностями эволюции магматических формаций. Внедрение интрузивных фаз на восходящей ветви эволюции магматической системы, как и формирование магматических очагов, должно иметь гомодромную направленность. В то же время последовательность формирования послегранитных даек должна быть антидромной, поскольку на нисходящей ветви при отмирании очагов от внешних к внутренним к закристаллизовавшейся головной части колонны будет получать непосредственный выход магма все более глубоких очагов (т. е. все более основная магма) (рис. 25). При вулканических извержениях последовательность излияния лав из одного магматического очага (соответствующая микроритмам) в общем случае должна быть антидромной, поскольку обособляющаяся в верхних частях очага магма повышенной кремнекислотности будет изливаться в первую очередь. Более общая последовательность излияния лав из двух или нескольких магматических очагов (соответствующая макроритмам) будет гомодромной, так как состав изливающейся лавы в целом определяется химическим составом содержащейся в очаге магмы, а направленность образования очагов гомодромна (рис. 26).

После перехода эволюции магматической колонны на нисходящую ветвь для компенсации дефицита внутренней энергии в головном очаге и противодействия началу его отмирания (кристаллизации) необходимо обогащение его компонентами, уменьшающими температуру кристаллизации расплава. Заметное снижение температуры кристаллизации гранитного расплава может быть достигнуто только посредством повышения в нем концентраций флюидов; ликвационная дифференциация, как отмечалось, в гранитных магмах проявляется незначительно. В результате на ранних стадиях нисходящей ветви в магматической колонне появляется восходящий поток флюидов, повышающий содержание летучих в головном очаге и в дальнейшем выходящий во вмещающую среду. Процесс обогащения флюидами внешних магматических резервуаров колонны, протекающий параллельно перемещению фронта кристаллизации вглубь, сохраняет восходящий поток флюидов и на последующих стадиях нисходящей ветви.

Потоками флюидов извлекаются из кристаллизующихся расплавов те рудные элементы, которые обнаруживают наибольшую способность к накоплению в магмах данного состава. Впоследствии это отражается в существовании зависимости между составами магматических формаций, кларковыми содержаниями рудных элементов в соответствующих магматических породах и ассоциирующими с ними рудными месторождениями.

Гомеофильные рудные элементы (Cu, Zn и др.), слабо связанные с кремнекислородными постройками расплава и обособляющиеся от них в самостоятельную сульфидно-металлическую фазу, растворяются и транспортируются летучими компонентами, также обнаруживающими слабые связи с сибтаксическими группировками расплава (водой, углекислотой, серой, в меньшей степени хлором). Миграционная способность данных летучих компонентов в силикатных расплавах велика, и извлечение и транспортировка ими рудных элементов могут происходить в пределах всей магматической колонны.

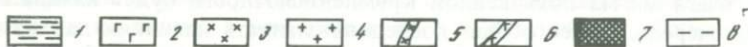
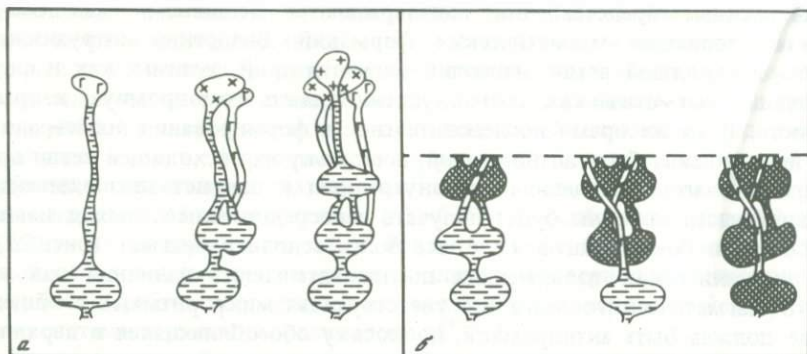


Рис. 25. Схема эволюции магматической колонны на прогрессивном (а) и регрессивном (б) этапах

1 — расплав; 2—4 — состав главных интрузивных фаз: 2 — основной, 3 — средний, 4 — кислый; 5, 6 — послегранитные дайки: 5 — среднего состава, 6 — основного состава; 7 — закристаллизовавшиеся магматические очаги; 8 — условный уровень эрозии

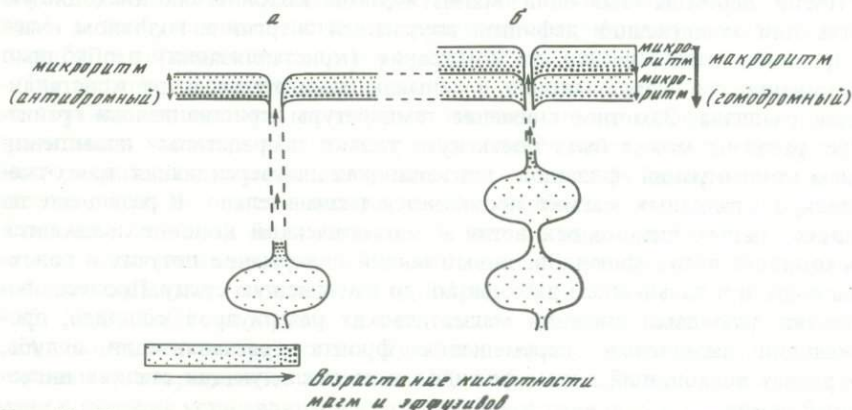


Рис. 26. Последовательность излияния лав при вулканических извержениях из одного (а) и из двух (нескольких) (б) очагов

Фельсифильные рудные элементы (Be, W, Mo и др.), прочно связанные с кремнекислородными постройками, могут извлекаться только химически активными летучими (прежде всего галогенами — фтором, в меньшей степени — хлором), также взаимодействующими с кремнекислородными радикалами. Вследствие низкой миграционной способности галогенов в силикатных магмах они часто концентрируются в остаточных камерах внутри гранитоидных плутонов, с которыми в дальнейшем связано развитие процесса рудообразования.

Из изложенных выше представлений следует, что постмагматический процесс во всей полноте и интенсивности должен развиваться на нисходящей ветви эволюции магматической колонны, после формирования гранитного очага; компенсация дефицита энергетического потенциала в последнем (снижение температуры кристаллизации магмы) достигается за счет обогащения его флюидами, мигрирующими из глубинных магмати-

ческих очагов. Такое возрастное положение постмагматического оруденения в магматических сериях вполне соответствует эмпирически установленным закономерностям [Изох, 1978].

Формирование магматогенно-рудной системы, начинающееся при достижении колонной пика своего развития (в период становления гранитоидных плутонов), можно расчленить на две стадии: а) магматическую, соответствующую стадии зарождения, или восходящей ветви; в этот период происходит максимальное внешнее развитие, разрастание магматогенно-рудной системы (интродуцирование расплавами проницаемых областей во внешней среде); б) гидротермальную, соответствующую стадии затухания, или нисходящей ветви; в этот период происходит максимальное внутреннее развитие магматогенно-рудной системы (стабилизация фронта продвижения магматических расплавов; начало кристаллизации магм и отделение гидротерм от силикатного расплава; развитие гидротермальной системы во вмещающих породах и рудоотложение).

Изложенное показывает, что природная магматогенно-рудная система представляет собой закономерно развивающуюся в пространстве и времени геологическую систему, исходной причиной развития которой является магматический процесс, основным следствием — формирование в течение гидротермального процесса рудных залежей.

Основные черты развития магматогенно-рудных систем могут быть рассмотрены на примере Челасинской системы, расположенной в пределах Алдомо-Челасинского рудного района Западного Приохотья.

Алдомо-Челасинский район находится на южном замыкании Юдомо-Майского авлакогена, основание которого сложено рифейскими слабо-метаморфизованными терригенно-карбонатными породами суммарной мощностью более 6 км. В тектоническом отношении район представляет собой крупный узел, в котором сочленяется ряд протяженных и мощных зон разломов. Наибольшей интенсивности магматизм достиг в раннем и особенно позднем мелу, когда были сформированы крупные гранитоидные массивы джугджурского комплекса общей площадью около 1000 км<sup>2</sup>. С джугджурским магматизмом связаны скарновые и гидротермальные рудопроявления меди, свинца, цинка, молибдена, бора и других металлов.

Разрастание Челасинского очагового ареала началось в пограничной области между Охотско-Чукотским вулканогеном и Сибирской платформой с внедрения магмы среднего и впоследствии умереннокислого состава в первичном магматическом центре (рис. 27). В процессе дальнейшего разрастания ареала расплавы продвигались к северо-северо-западу вдоль Алдомо-Майской и Комуй-Мурамнянской зон разломов с образованием крупных линейно вытянутых Олгондинского и Комуйского гранитоидных массивов. Этот ранний период разрастания Челасинского ареала можно рассматривать как "подготовительную" стадию развития одноименной магматогенно-рудной системы.

К моменту внедрения гранитной магмы зоны разломов в южной части ареала были практически полностью зацементированы гранитоидами предшествующих фаз. Это привело к вынужденному продвижению гранитной магмы вдоль Алдомо-Майской и Комуй-Мурамнянской зон разломов на глубине. Возможность выхода в приповерхностные области в значительных количествах расплавы получили лишь в северной части ареала, во вто-

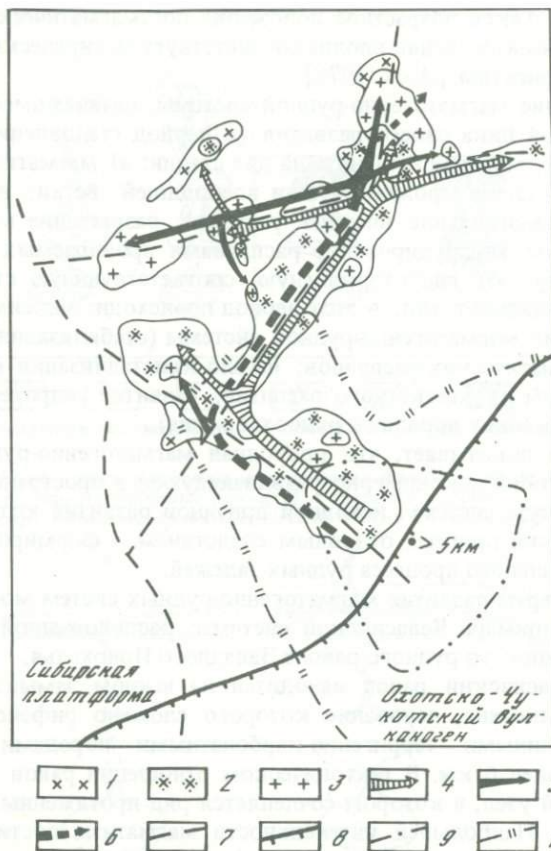


Рис. 27. Схема разрастания Челасинского очагового ареала

1 — диориты, монодиориты II фазы; 2 — гранодиориты, граносениты III фазы; 3 — субщелочные граниты IV фазы (джугджурский комплекс, К<sub>1-2</sub>); 4-6 — направления продвижения магмы: 4 — среднего и умеренно кислого состава, 5 — кислого состава, 6 — то же, на глубине (без доступа в приповерхностные области); 7 — зоны разломов; 8 — граница Охотско-Чукотского вулканогена и Сибирской платформы; 9, 10 — контуры: 9 — интенсивного гравитационного минимума, 10 — отрицательной гравитационной аномалии

ричном магматическом центре — месте сочленения субмеридиональной Комуй-Мурамнянской зоны разломов с относительно "свободной" (не зацементированной породами ранних фаз) субширотной Челасинской, где сформировался крупный гранитный интрузив в Комуйском массиве. В дальнейшем гранитные расплавы продвигались ("выдавливались") к западу в Челасинскую зону разломов, где сформировался сначала Джагдинский, а затем и Курбинский гранитные массивы (рис. 28). Рассмотренный период отвечает поздней стадии развития Челасинского ареала, или магматической стадии развития магматогенно-рудной системы.

В эндогенном оруденении, связанном с джугджурским магматизмом, выделяются три рудные ассоциации, сменяющие друг друга в процессе рудообразования: борная (локализуемая в магнезиальных скарпах

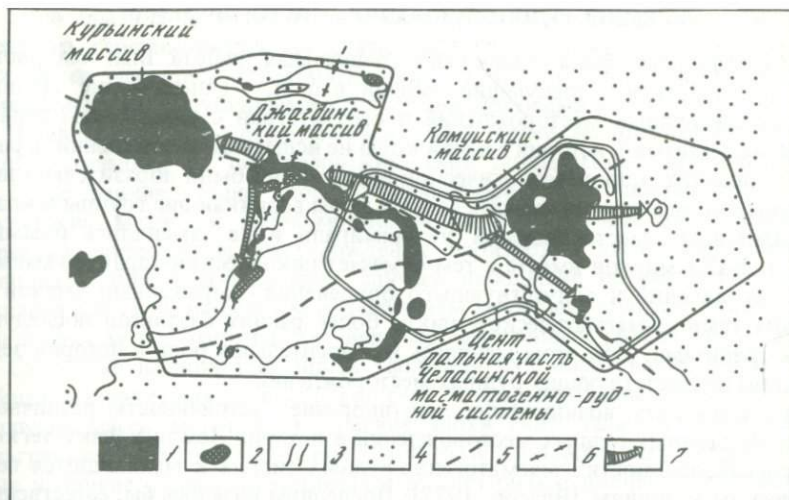


Рис. 28. Схема развития Челасинской магматогенно-рудной системы

1 — субщелочные граниты IV фазы; 2 — фельзит-порфиры дополнительной фазы; 3 — диориты II и граодиориты III фаз (дужджурский комплекс); 4 — осадочные породы; 5 — зоны разломов первого порядка; 6 — разлом второго порядка; 7 — направления продвижения гранитной магмы

и турмалин-кварцевых жилах), медно-свинцово-цинковая (осаждающаяся в магнезиальных и известковых скарнах и пропилитах) и вольфрам-молибденовая (отлагающаяся в кварцевых, полевошпат-кварцевых жилах и кварц-серицитовых метасоматитах). Борная и медно-полиметаллическая рудные ассоциации пространственно сопряжены с контактовыми ореолами массивов субщелочных гранитов и отвечают во времени завершению процессов контактового метаморфизма; вольфрам-молибденовая рудная ассоциация пространственно и во времени связана с некками и дайками кислых порфировых пород дополнительной фазы.

В процессе развития гранитного магматизма от центра магматогенно-рудной системы к периферии происходит одновременное смещение в пространстве рудного процесса; в центральной части, в ореолах Комуцкого гранитного интрузива, сформированы крупные рудопроявления ранних борной и медно-полиметаллической ассоциаций; в более удаленном Джагдинском массиве и его ореолах боро-медно-полиметаллическая минерализация проявлена слабо вследствие происшедшего обеднения магмы этими элементами, а наиболее интенсивно проявилось оруденение поздней вольфрам-молибденовой ассоциации; в самом периферическом Курьинском массиве и его экзоконтактах в результате предшествующего выноса из магмы рудных элементов и летучих интенсивность оруденения всех ассоциаций незначительна. Рассмотренный период эволюции Челасинской магматогенно-рудной системы (начавшийся до полного прекращения магматической активности) соответствует заключительной гидротермальной стадии ее развития.

Этому вопросу была посвящена специальная работа В.И. Смирнова [1982], сделавшего следующий общий вывод: "Генетические группы эндогенных рудных месторождений в соответствии с устойчивым характером магматизма в истории земной коры не испытывали изменений: с ранних до поздних этапов геологической истории они были поразительно выдержаны; во все время развития земной коры возникавшие группы и классы эндогенных месторождений не вымирали и не заменялись иными" (с. 18). В.И. Смирнов вместе с тем отмечает циклический характер магматических явлений и сопутствующего оруденения, выраженный сменой в каждом тектоно-магматическом цикле более ранних базальтов последующими гранитами. При этом менялась и относительная роль в истории земной коры соответствующих рудных месторождений.

Как объяснить возникающее противоречие: устойчивость различных типов эндогенных рудных месторождений в истории Земли и факт легкой "приспосабливаемости" магматогенно-рудных систем к меняющимся геологическим условиям [Власов, 1975]. Последним казалось бы, естественно объясняется наблюдающееся разнообразие рудных месторождений в природе?

Имеющиеся материалы об общей эволюции рудных месторождений действительно показывают, что уже с ранних эпох (архея и протерозоя) возникло большинство генетических типов руд. Среди них находятся и такие, как медно- и молибдено-медно-порфировые, куроко, золото-серебряные (связанные с субвулканическими интрузиями) и другие, считавшиеся ранее свойственными лишь молодым геологическим эпохам. Это как будто бы свидетельствует против эволюции руд. Но на вопрос, происходили ли со временем качественные и количественные изменения различных типов руд, можно дать положительный ответ.

Древние руды были менее дифференцированы по составу, более однородны, чем фанерозойские. Характерны в этом отношении, например, древние железомарганцевые руды: разобшение Fe и Mn произошло лишь с течением времени. Первоначально существовали также и недифференцированные колчеданно-железные полосчатые руды. Большинство медно- и медно-молибдено-порфириновых руд архея и протерозоя содержит значительные количества золота. Начиная со среднего протерозоя "исчезли" массивные, богатые золотом медно-колчеданные залежи вулканогенного генезиса [Hutchinson, 1981]. В процессе развития происходило деление обширных архейских и протерозойских рудных провинций на отдельные структурно-формационные зоны [Горжевский, Козеренко, 1980]: Тектономагматические и прочие процессы ускорялись во времени, сокращалась продолжительность циклов [Рундквист, 1982]. Появлялись некоторые специфические типы руд (золото- и ураноносные конгломераты, железистые кварциты, колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды и др.) [Горжевский, Ручкин, 1978]. В колчеданно-полиметаллических рудах последовательно увеличивалось содержание Pb и снижалась роль Cu. Метасоматические граниты заменялись гранитами корового происхождения. Могло получить развитие в ранние эпохи метаморфогенное рудообразование [Смирнов, 1982].

Рудообразование в течение времени перемещалось из океана на континент, из геосинклиналей на платформы. Места локализации оруденения все более удалялись от магматических пород. Глубинные месторождения сменялись менее глубинными и близповерхностными и т. д.

Порфировые руды существовали уже в архее, но древние руды этого типа отличались от фанерозойских. Они, по-видимому, формировались в более ранние стадии геосинклинально-орогенных циклов, чем фанерозойские медно- и медно-молибденовые порфировые месторождения. Древние порфировые месторождения производят впечатление недоразвившихся, они в большинстве случаев небольшие по масштабам и характеризуются чаще бедным содержанием металлов, поэтому лишь немногие из них могут относиться к числу промышленных [Ayres, Cerny, 1982].

Самой же важной тенденцией эволюции рудообразования является ее общая направленность в соответствии с формированием земной коры. Главная масса металлов в древние эпохи связывалась с базитовым и ультрабазитовым магматизмом (золото в ультрабазитах, медно-никелевые и другие руды в коматитах и расслоенных основных и ультраосновных интрузиях и др.). Последующая массовая гранитизация коры обусловила развитие минерализации в пегматитах и отчасти в метасоматических гранитах (рапакивы). Большие концентрации литофильных металлов (Sn, W, Mo и др.) известны лишь с палеозоя. Условия в раннем фанерозое способствовали образованию стратиформных руд (например, получили развитие свинцово-цинковые руды в известняках и доломитах), в последующем формировались несогласные гидротермальные и метасоматические залежи и т. д.

Медно-никелевая минерализация со временем переместилась из ультрабазитов в базальтоидные вулканоплутонические формации, мигрировала из осевых частей архейских протогеосинклиналей через верхнепротерозойские орогенные зоны к краевым частям платформ в фанерозое [Годневский и др., 1979].



Рис. 29. Эволюция рудообразования в истории Земли

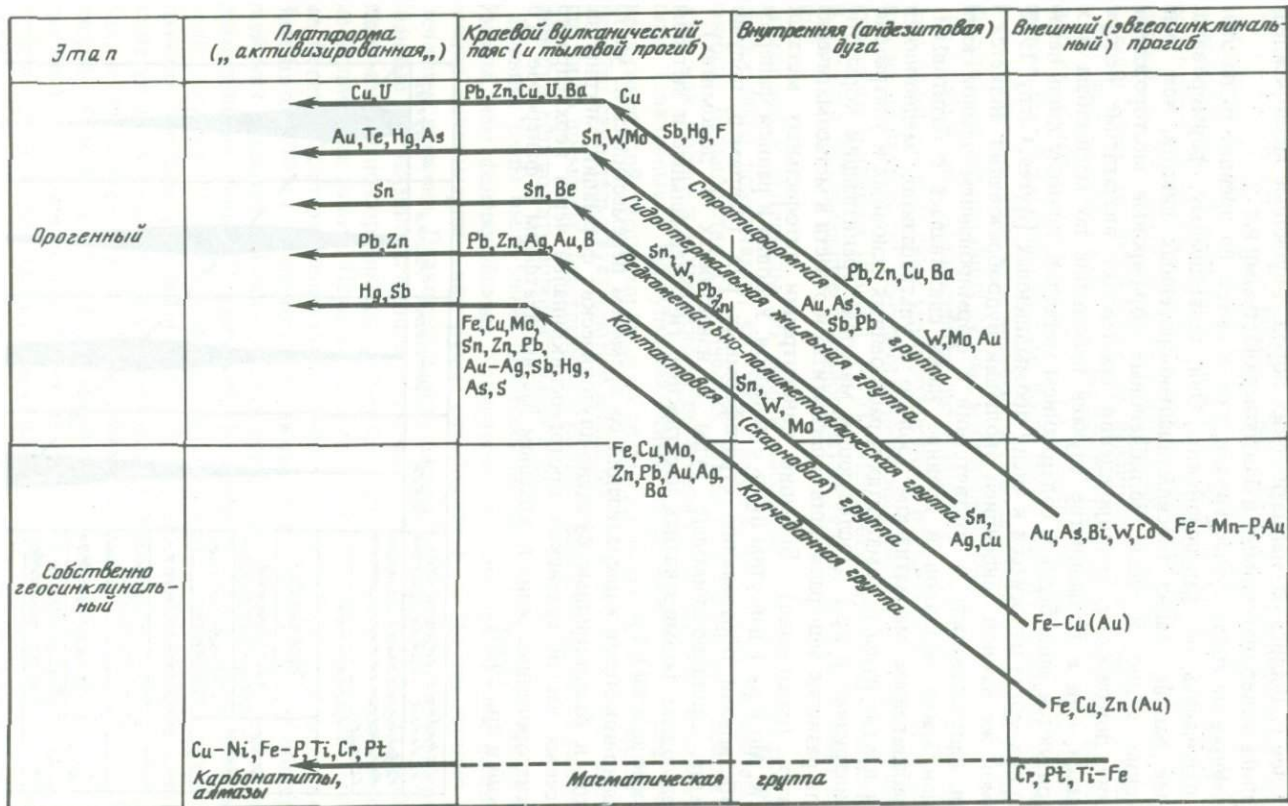


Рис. 30. Эволюция генетических групп рудных месторождений (магматогенно-рудных систем)

Если отвлечься от проявлений цикличности магматизма и рудообразования и учесть главную направленность эволюции, то окажется, что каждой эпохе было свойственно развитие той минерализации, которая наиболее соответствовала существовавшим в ту эпоху условиям (рис. 29). Наряду с основной минерализацией в эмбриональной или постепенно "угасающей" форме постоянно проявлялись и все другие типы руд, в количественном отношении значительно подчиненные основному типу. Прямая линия, соединяющая на рис. 30 оптимумы оруденения, дает представление об общей эволюции рудообразования в истории Земли.

Как видно из сравнения рис. 30 и 17 применительно к частным примерам рудообразования в отдельных районах, прерывисто-непрерывное течение рудного процесса с последовательным развитием различных звеньев рудной цепи присуще не только отдельным рудным провинциям, но и вообще рудообразованию на Земле. В силу некоторой "стандартности" общего рудного процесса им с самого начала развития Земли создавалась примерно одинаковая зональная цепь рудноформационных комплексов, но различные звенья этой цепи развивались в различное время в соответствии с наступлением благоприятных для этого условий и в согласии с общим ходом эволюции. Различие отмеченных разномасштабных явлений в том, что в частных случаях мы имеем только отдельные звенья общей рудной цепи и эти звенья представляют отдельные рудные формации, тогда как в общем процессе фигурирует полная рудная цепь, звенья которой являются сложными рудно-формационными комплексами.

Таким образом разрешается вопрос о кажущемся противоречии между продолжительным существованием основных генетических типов рудных месторождений в истории Земли и эволюцией магматогенно-рудных систем при меняющихся геологических условиях.

При этом в полной мере сохраняет силу заключение В.И. Смирнова о циклической смене в истории Земли периодов с развитием относительно кислых и основных магматических пород и соответственно с преобладанием салической и фемической металлогении. Как отмечает Р. Хатчинсон [Hutchinson, 1981], тектонические условия, благоприятствовавшие дифференциации магматических продуктов, образованию известково-щелочных и кислых пород и соответствующих руд периодически повторялись даже в архее.

Учет изложенной закономерности полезен при прогнозировании и поисках руд. Он поможет определять оптимальную (в отношении того или иного типа руд) рудоносность в разновозрастных образованиях, выяснять закономерности распределения разнотипных руд по структурным этапам и ярусам.

Можно предвидеть, какие рудные формации будут предпочтительно развиваться в будущем. Это близповерхностные аналоги вкрапленных золотых руд в кварцеванных породах (тип карлин), залежи наиболее молодой колчеданной эпохи, выраженной сейчас серно-колчеданными рудами позднешпицен-раннечетвертичного времени. Возможно, что проявляющееся сейчас в этих залежах медное, золотое и ртутное оруденение — предвестник будущего развития в них полиметаллической и другой комплексной минерализации.

## ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМ В УСЛОВИЯХ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

Определение направленности изменения магматогенно-рудных систем по мере последовательного развития структурно-формационных зон одной складчатой области позволяет прогнозировать в конкретной структурно-формационной зоне тот или иной тип месторождений. Направленность изменений системы можно до некоторой степени предвидеть, учитывая особенности эволюции общего рудообразующего процесса. Эта эволюция часто складывается из последовательно происходящих увеличения силичности магм, степени открытости систем, развития "кислотных вспышек" в гидротермальном процессе, перемещения обстановки рудообразования с глубины в более близповерхностные условия, смены подводных обстановок рудообразования субаэральными и т.д. (см. рис. 18).

Возможности прогнозирования расширяются благодаря применимости к геологическому развитию закона филогении—онтогении ("стадии общего развития генетической группы месторождений в определенной мере повторяются в истории частных тектономагматических циклов"). Справедливость этого положения видна на примере колчеданной группы рудных месторождений. Частная эволюция месторождений этой группы в пределах отдельных тектономагматических циклов (переход раннегеосинклинальных подводных медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных месторождений в раннеорогенные колчеданно-полиметаллические, а затем в субаэральные позднеорогенные медно-порфировые) соответствует общей эволюции этой группы месторождений в истории Земли [Генезис . . . , 1968; Власов, 1974]. В итоге эволюции латеральная рудная зональность колчеданной группы выражается в том, что во внешней, эвгеосинклинальной зоне геосинклинальной системы располагаются преимущественно колчеданные месторождения, в зоне внутренней вулканической дуги — колчеданно-полиметаллические, в краевом вулканическом поясе наряду с колчеданно-полиметаллическими месторождениями развиваются медно-молибдено-порфировые (см. рис. 30).

Собственно колчеданная система с медью и цинком связана с ранними вулканогенными (и вулканоплутоническими) поднятиями в эвгеосинклинальных трогах внешних прогибов, выполненных преимущественно вулканиками контрастно дифференцированной базальт-липаритовой формации. Околорудные изменения представлены главным образом окварцеванием, новообразованием хлорита и серицита, местами с проявлениями высокотемпературных кислотных условий. Значительное содержание в некоторых колчеданных рудах золота (Финляндия, Швеция) побудило некоторых авторов выделить золото-колчеданную формацию. Подобно этому, промышленные содержания олова в колчеданных рудах некоторых австралийских (Маунт-Бишоф, Ренисон Белл) и канадских (Салливан) колчеданных месторождений дали повод В.Л. Барсукову [1972] выделить касситерит-колчеданную рудную формацию. Вопрос о сингенетическом или эпигенетическом характере олово-колчеданных руд на австралийском месторождении Ренисон Белл дискутировали Р. Хатчинсон и Д. Петтерсон [Hutchinson, 1982; Patterson, 1982]. В качестве альтернативы эти исследователи склонились к тому, что это месторождение, первично эксгала-

ционно-осадочного происхождения, было в последующем переработано метаморфическими процессами. По-видимому, такие случаи нередки. На менее метаморфизованных касситерито-колчеданных месторождениях отчетливо проявляются черты стратиформной эксгаляционно-осадочной минерализации. По Р. Хатчинсону [Hutchinson, 1983], эти широко распространенные месторождения — доорогенные и "догранитные", они фашиально ассоциированы (как и другие вулканогенно-осадочные колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения) со слоистыми железными рудами, характеризуются реликтами оползневых текстур, свойственных химически-осадочным образованиям, содержат под стратиформными массивными рудами прожилково-вкрапленную минерализацию. В составе руд (кроме касситерита) преобладает пирротин и содержатся в небольших количествах полиметаллические сульфиды.

Колчеданно-полиметаллическая система (руды куроко) образуется в начале островодужной стадии геосинклинального процесса, локализуясь в зоне внутренних вулканических дуг, и связана с характерной для таких зон последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой вулканической ассоциацией. Околорудные изменения сходны с таковыми в колчеданной системе и также нередко отражают "вспышки" кислотных условий.

Порфировая система у интрузивных штоков наиболее "космополитична" и "мобильна". Она проявляется в слабой форме на ранних внутригеосинклинальных вулканогенных поднятиях (как, например, на Урале), в полной мере развивается в раннеорогенных островодужных структурах и продолжает эволюцию в позднеорогенных краевых вулканических поясах, соответственно со степенью эволюции меняя свое рудное содержание от преимущественно медного на медно-молибденовое и затем на оловянное. Своеобразным типом является золото-порфировая минерализация, выделяемая канадскими геологами [Aures, Cerny, 1982]. Для системы в общем типичны пропиловый рудный ряд и зональное распределение различных руд и гидротермально измененных пород. Образование глубинных членов этого ряда происходило преимущественно на фоне щелочных изменений пород, часто с короткими периодами раннего приконтактового кислотного выщелачивания (проявленными образованием высокоглиноземных вторичных кварцитов). Верхние рудные формации залегают уже в кислотно (сульфатно) измененных породах.

При значительных различиях систем колчеданной группы их объединяют многие черты сходства: связь с вулканогенными толщами, близость составов руд и околорудно измененных пород, "вспышки" кислотных условий, сходная зональность и др. Появление в системах от колчеданной к порфировой (и внутри последней) новых сульфидных минералов, развитие четкой рудной зональности, расширение вертикальных интервалов распространения различных руд — все эти изменения, очевидно, связаны с большей сиаличностью коры внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов по сравнению с таковыми эвгеосинклинальных прогибов, а также с переходом от подводных обстановок рудоотложения к субаэральным.

Сложные образования представляют колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в сланцевых (флишоидных) толщах миогео-

синклинальных зон. К ним относятся некоторые крупные месторождения Европы (Раммельсберг, Мегген), Австралии (Маунт-Айза), Большого Кавказа (Филизчайское), Восточной Сибири (Холоднинское) и др. Все это — примеры сравнительно отдаленного от источников поступления растворов полихронного вулканогенно-осадочного рудообразования. Расстояния рудных залежей от возможных вулканических источников составляют на примерах Большого Кавказа и Красного моря не менее 7–12 км [Курбанов, 1982а]. По расчетам О.Г. Борисова [Власов и др., 1978б], расстояние, на которое мигрируют от очагов тонкие рудные взвеси, может быть значительно больше (порядка многих десятков, возможно, до первых сотен километров).

Другой особенностью месторождений в сланцевых толщах является многоэтапность их формирования, из-за чего они нередко соединяют в себе черты руд кипрского, уральского и куроко типов. В ранний, собственно геосинклинальный этап образуются преимущественно колчеданные руды, преобразующиеся в орогенный период в связи с новым этапом магматической и газогидротермальной деятельности в колчеданно-полиметаллические. При этом, кроме стратиформных залежей, могут образоваться и жильные руды [Курбанов, 1982а,б].

Как следующую важнейшую особенность формирования гидротермально-осадочных руд в сланцевых толщах можно отметить сопоставимость скоростей накопления пород и руд, тогда как при образовании массивных колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканогенных толщах экзогенная седиментация на период формирования рудных залежей полностью подавлялась гидротермально-осадочной [Скрипченко, 1983].

В некоторых случаях порфировая система колчеданной группы бывает тесно связана с системами редкометально-полиметаллической группы, представляя надкупольную штокверковую часть месторождений, главную роль на которых играют рудные жилы. Известны случаи тесного сопряжения медно-порфириновых руд со скарново-магнетитовыми и скарново-медными рудами, представляющими, по мнению Г.А. Твалчрелидзе [1979], более ранние образования.

Отчетливая связь нередко проявляется также между скарново-полиметаллическими и олово-полиметаллическими месторождениями. И.Н. Томсон и др. [1983] приводят примеры их тесных взаимоотношений в Кавалеровском рудном районе Приморья. В свою очередь, олово-полиметаллическая система часто представляет эволюционную цепь рудных формаций: касситерит-сульфидной, касситерит-сульфидно-силикатной и редкометально-кварцевой [Онихимовский, Гаврилов, 1979; Финашин, Говоров, 1983].

Гидротермальная жильная группа, включающая разнообразные жильные образования, нередко бывает связана с более глубинными метасоматическими и иного характера рудными образованиями. В других случаях отдельные жилы на глубине сходятся в "пучки" жил — минерализованных трещин.

Золото-березито-лиственитовая система развивается в связи с базитами и ультрабазитами преимущественно в эвгеосинклинальных зонах, тогда как золото-серебряная система свойственна субинтрузивному кислому

магматизму тыловых орогенных зон. Золото-сульфидная система занимает промежуточное положение и характерна для островодужных структур.

При сопоставлении этого распределения систем по зонам и этапам тектоно-магматического цикла с общей эволюцией жильного гидротермального оруденения видно соответствие их друг другу: золотая минерализация в базитах и ультрабазитах больше свойственна древним эпохам, золото-серебряная минерализация — молодым.

Стратиформная группа содержит разнообразные по составу системы, которые частично связаны в пространственно-парагенетические ряды, частично же могут быть охарактеризованы пока лишь как отдельные звенья возможно существующих рядов. Разбираться сейчас в существовании и характере этих связей преждевременно, так как продолжается открытие все новых и новых, порой неожиданных стратиформных рудных систем.

Система с железо-марганцево-фосфорными рудами развита на окраинах эвгеосинклинальных или на границах эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон. По-видимому, она часто бывает связана в общий латеральный ряд с колчеданной системой, что крайне важно при прогнозировании перспектив нахождения колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Древние железистые кварциты, входящие в данную систему, могут рассматриваться как стратиформные образования, перспективные на промышленные содержания золота, которое в ряде стран уже из них добывается (Австралия, Канада, Бразилия, Танзания, Зимбабве и др.). Древняя золотосодержащая железистая формация имеет некоторые особенности, которые можно видеть на примере архейской полосчатой железистой формации Зимбабве, где добыча золота из этих образований производится на многочисленных рудниках [Fripp, 1976]. Тонкослоистая толща железистых роговиков рудника Вубачиква содержит, наряду с туфами кислого и основного состава, сульфидные и карбонатные слои, состоящие из арсенопирита, пирротина и анкерита. Золото включено в зерна арсенопирита. Все составные части формации, развитой в пределах зеленокаменных поясов, представляют химические осадки, отложившиеся при подводной вулканической деятельности. Имеется региональный структурный и литологический контроль распределения золотоносных образований, большинство которых приурочено к нижней базит-ультрабазитовой вулканической ассоциации группы *sebakwia*.

Широко распространенная система с полиметаллическими (главным образом свинцово-цинковыми) стратиформными залежами присуща тыловым зонам геосинклиналей — краевым и перикратонным прогибам, а также иногда впадинам в краевых вулканических поясах. Минерализация чаще размещается в карбонатных толщах, свойственных относительно стабилизированным структурам.

Медная стратиформная система (с медной минерализацией в песчаниках и сланцах) характерна для еще более тыловых зон геосинклиналей и локализована в областях шельфов, дельт рек, авлакогенных, межгорных и другого типа впадинах на окраинах платформ и срединных массивов. Возможно, что в некоторых случаях минерализация обусловлена магматизмом краевых вулканических поясов.

Перечисленные три системы стратиформной группы (Fe—Mn, P—Pb, Zn—Cu) составляют единый латеральный и временной ряд, начинаю-

щийся с наиболее близких к эвгеосинклиналям железомарганцевых и фосфорных руд, прослеживающийся далее через краевые прогибы с полиметаллическим оруденением в карбонатах к преимущественно платформенной медной минерализации. О связи железомарганцевого и колчеданно-полиметаллического оруденения уже говорилось выше. Существующие в некоторых случаях фациальные взаимоотношения стратиформной медной и полиметаллической в карбонатах минерализаций доказываются в числе прочих данных тем, что при смене мелководного (лагунного и дельтового) режима более глубоководным медистая минерализация может замениться более глубоководной свинцово-цинковой в карбонатах, как это имело место, например, в раннем кембрии Сибирской платформы.

Эволюция отмеченных трех систем в геосинклинально-орогенных циклах соответствует общей их эволюции при развитии Земли. Железомарганцевые месторождения свойственны древнейшим эпохам. Свинцово-цинковая минерализация исключительное развитие получила в позднепротерозойское и раннепалеозойское время. Другие известные стратиформные проявления представляются нам обособленными образованиями, возможно, из-за неустановленной пока связи между ними.

Предположительно к стратиформному типу относится золотоносность некоторых архейских метаморфизованных вулканогенных толщ, сложенных главным образом базитами и ультрабазитами. Широко распространены древние пиритсодержащие золотоносные черносланцевые толщи (Байкало-Патомское нагорье, Енисейский кряж и другие районы Сибири). Стратиформные залежи с тонкорассеянными золотосодержащими сульфидами в черносланцевых и сланцево-карбонатных докембрийских толщах (Мурунтау, Сухой Лог и др.), по предположению В.А. Буряка [1976], могут представлять единый ряд вместе со слабозолотоносными колчеданными рудами.

Стратиформное антимонит-пиритовое оруденение проявляется в черносланцевых формациях, сопровождающихся туфами, лавами диабазов, прослоями известняков (Шлайнинг, Австрия; Карабурун, Турция; о. Хиос, Греция и др.). Известен другой тип стратиформного сурьмяного оруденения, связанный с карбонатами и представленный окисными минералами сурьмы.

Широко распространена стратиформная оловянная минерализация в метаморфических и метасоматически измененных породах докембрия и раннего палеозоя, получившая наименование касситерит-сульфидно-кварцевой скарноидной формации (Енисейский кряж, Балтийский и Украинский кристаллические щиты, западное Прибалхашье, Рудные горы в ГДР и др.). Аналогичную позицию, по-видимому, занимает шеелит-сульфидно-кварцевая формация в регионально метаморфизованных кремнисто-спилит-диабазовых и кремнисто-карбонатных отложениях докембрия и раннего палеозоя (юго-восточный Алтай, Енисейский кряж, Норвегия, Австрия, Португалия и др.). Возможно, что это метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования или древние россыпи. Другой тип стратиформного вольфрамового оруденения представляют вольфрамсодержащие марганценозные известняки, в которых  $WO_3$  содержится в лимонитовых и марганцевых охрах (Голконда, Кордильеры; Акиаялу-

Озек в Горном Алтае и др.). Проявления стратиформного олово-вольфрамового оруденения установлены в верхнепротерозойских отложениях Забайкалья, на Западной Чукотке, в Приамурье, в смежных с Сибирью районах Монголии.

Особый характер имеет стратиформная минерализация крупнейшего в Италии оловоносного района Монте Валерио [Venerandi, Zuffardi, 1982]. В триасово-юрской толще слабометаморфизованных известняков, мергелей и ожелезненных кварцитов находится два четко выделяющихся ленточно-слоистых горизонта, содержащих касситерит, турмалин, кварц, кальцит, гематит, пиролюзит, сидерит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Кроме того, в районе имеются оловоносные штокверки и карстовые концентрации касситерита. Предполагается, что сингенетические отложения касситерита в последующем подверглись диагенезу и слабому метаморфизму.

Стратиформные баритовые руды описаны в горах Уачита (штат Арканзас, США), где баритовые линзы залегают в вулканогенно-осадочной толще позднего миссисипия. Значительный интерес представляет частое присутствие бариевой минерализации в свинцово-цинковых стратиформных рудах миссисипского типа (Аберфильд, Раммельсберг, Мегген, Том и др.). Можно предполагать, что свинцово-цинковые руды представляют более отдаленную (дистальную) и более широко распространенную фацию, а баритовые — проксимальную узлокальную, приуроченную непосредственно к месту выходов гидротерм. В таком случае окажется, что баритовая минерализация еще не выявлена в полях развития стратиформной свинцово-цинковой минерализации. Такую возможность не исключают Р. Виллан и М. Коулмэн [Willan, Coleman, 1983].

Очень перспективны месторождения золота окрашенного типа в карбонатах и углеродистых породах — ленский или невадский тип (золото-углеродистая формация, В.М. Мерзлякова и А.А. Сидорова). Обычная подчиненность рудных залежей этого типа литологическому контролю позволяет называть их стратиформными. Тонкодисперсное золото находится вместе с гидрослюдистыми минералами, иногда с реальгаром и аурипигментом, в замещающей известняки кремнистой массе (джерспероиды). Крупнейшее золоторудное месторождение этого типа Карлин в США образовалось при третичной вулканической деятельности в мелководных условиях при замещении карбонатов кремнеземом и частичном превращении их в доломиты. Рудоносные растворы имели температуру 175—200°С и содержали много хлорида натрия. В верхней части месторождения проявляются сильные кислотные изменения пород, связанные с окислением сероводорода. Д.В. Рундквист и др. [Критерии . . ., 1978] предполагают, что подобные месторождения являются эквивалентом золото-сульфидной формации, поэтому они и рассматриваются закономерно в Северной Америке между зоной Сьерра-Невада с развитием золото-кварцевой формации и плато Колорадо с присущим ему золото-серебряным оруденением.

Существенные концентрации молибдена (до промышленных) отмечаются в пиритизированных углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцах эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных комплексов [Хрущов, Щербина, 1965; Волчков, 1982].

Общая систематика стратиформных месторождений с учетом их рудно-

формационного состава, по-видимому, пока отсутствует. Дж. Морганти [Morganti, 1981] выделил осадочный тип стратиформных месторождений и подразделил его на три подтипа по характеру седиментационных бассейнов (внутрикратонных, флишевых, окраинно-платформенных). В. Кребс [Krebs, 1981] указал, что месторождения, относимые Дж. Морганти к подтипу окраинно-платформенных, эксгалиационно-осадочные, весьма разнородны, значительно отличаются по своим особенностям и не могут быть отнесены к одному подтипу.

Относительно наиболее полной является классификация стратиформных месторождений для Урало-Монгольского пояса по У. Асаналиеву и др. [1983]. Эта довольно подробная классификация не исчерпывает всех природных типов стратиформных рудных месторождений. Деление месторождений на осадочные и вулканогенно-гидротермально-осадочные в ней совершенно условно. Какие-либо связи между типами оруденения не указываются.

В.В. Попов [1980] стратиформные месторождения систематизировал главным образом по отношению к различным структурным элементам: платформам, складчатым областям, срединным массивам без сколько-нибудь подробного рассмотрения их формационного состава.

Очевидно, задача выяснения связей между различного типа рудами и установления таким образом магматогенно-рудных систем особенно актуальна для стратиформного оруденения.

## Глава 6

### ПРИМЕРЫ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫХ СИСТЕМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

#### ПЛАНЕТАРНЫЕ СИСТЕМЫ

Грандиозные проявления мезозойско-кайнозойской орогении, гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования во внешней части Тихоокеанского подвижного пояса тесно сопряжены с глубокими преобразованиями литосферы в специфических условиях области сочленения жестких мегаструктур Тихого океана, Азии и Америки. Изучение глубинных критериев возникновения и формирования планетарных и региональных магматогенно-рудных<sup>1</sup> систем в таких условиях возможно только на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных.

Комплексные геолого-геофизические исследования гранитоидных магматогенно-рудных систем Северо-Востока Азии привели к следующим основным выводам [Тектоническая . . . , 1984]. Мезозойско-кайнозойские гранитоиды и комагматичные им вулканические образования обладают устойчивым ( $0,05-0,35 \text{ г/см}^3$ ) дефицитом плотности по отношению к разным типам вмещающих пород. Большинство ареалов кислого магма-

<sup>1</sup> В своих работах Н.П. Романовский использует термин "рудно-магматические системы".

тизма соответствует или пространственно тяготеет к региональным гравитационным минимумам. Важнейшей особенностью литосферы таких районов являются инверсии плотности, установленные для крупных горных сооружений типа Сихотэ-Алиня, Баджала-Ямалиня, Становика-Джугджура, Срединного хребта Камчатки и т.д. [Мальшев, Романовский, 1979].

По гравиметрическим и сейсмическим данным, глубина нижних кромок плотностных неоднородностей, формирующих региональные минимумы силы тяжести, во многих районах Северо-Востока Азии может достигать 40–80 км [Вашилов и др., 1982; Тектоническая . . . , 1984]. Природа зон разуплотнения низов коры и верхов мантии полигенна, тем не менее вклад огромных масс кислого магматизма в создание "отрицательных" гравитирующих эффектов над многими орогенными сооружениями представляется значительным. Зоны инверсии плотности, фиксирующие участки интенсивной глубинной перестройки литосферы в мезозое и кайнозое, могут быть отождествлены с тектономагматическими системами глубокого, подкорового заложения. Их высокая металлогеническая продуктивность в сочетании с петрофизическими и рядом других геолого-геофизических признаков советского Дальнего Востока позволяет выделять на такой основе гранитоидные магматогенно-рудные системы различных таксономических классов [Романовский, 1976, 1981].

В этой связи представляется целесообразным провести сопоставление глубинных геолого-геофизических признаков магматогенно-рудных систем азиатской и менее изученной в рассматриваемом аспекте американской частей Тихоокеанского рудного пояса.

Притихоокеанские орогенные сооружения Америки в геоморфологическом отношении представлены крупнейшей горной системой Анд и Кордильер [Географический . . . , 1967]. Гравитационные минимумы этого региона [Гравиметрическая . . . , 1976], отличаясь четкой выдержанностью и высокой интенсивностью, близко отвечают границам Андийско-Кордильерской горной системы (рис. 31, а, б). Расчеты нижних кромок гравитирующих объектов приводят к глубинам 200–350 км для орогенных построек Южной Америки и 340–500 км – Северной Америки [Романовский, Рейнлиб, 1984]. По данным В. Джакоби [Jacoby, 1975], глубина зоны разуплотнения под перуанско-чилийской частью регионального минимума достигает 180 км, а под канадской – превышает 70 км.

В связи с возникающими представлениями о мантийном уровне нижних кромок зон регионального разуплотнения литосферы заслуживают рассмотрения данные о наличии низкоскоростной верхней мантии под горными сооружениями запада США [Херрин, 1972]. Зона пониженных скоростей продольных волн по кровле мантии здесь достаточно близко отвечает как минимуму силы тяжести, так и наиболее высокой части Кордильерской горной системы (см. рис. 31). Несмотря на различную степень сейсмической изученности различных районов Северной Америки, Ю. Херрин считает возможным выделение зон низкоскоростной мантии практически на всем протяжении притихоокеанских орогенных сооружений этого континента. Показанные нами устойчивые корреляционные связи между высотами рельефа, уровнем гравитационного поля и сейсмическими характеристиками запада США позволяют "экстраполировать"

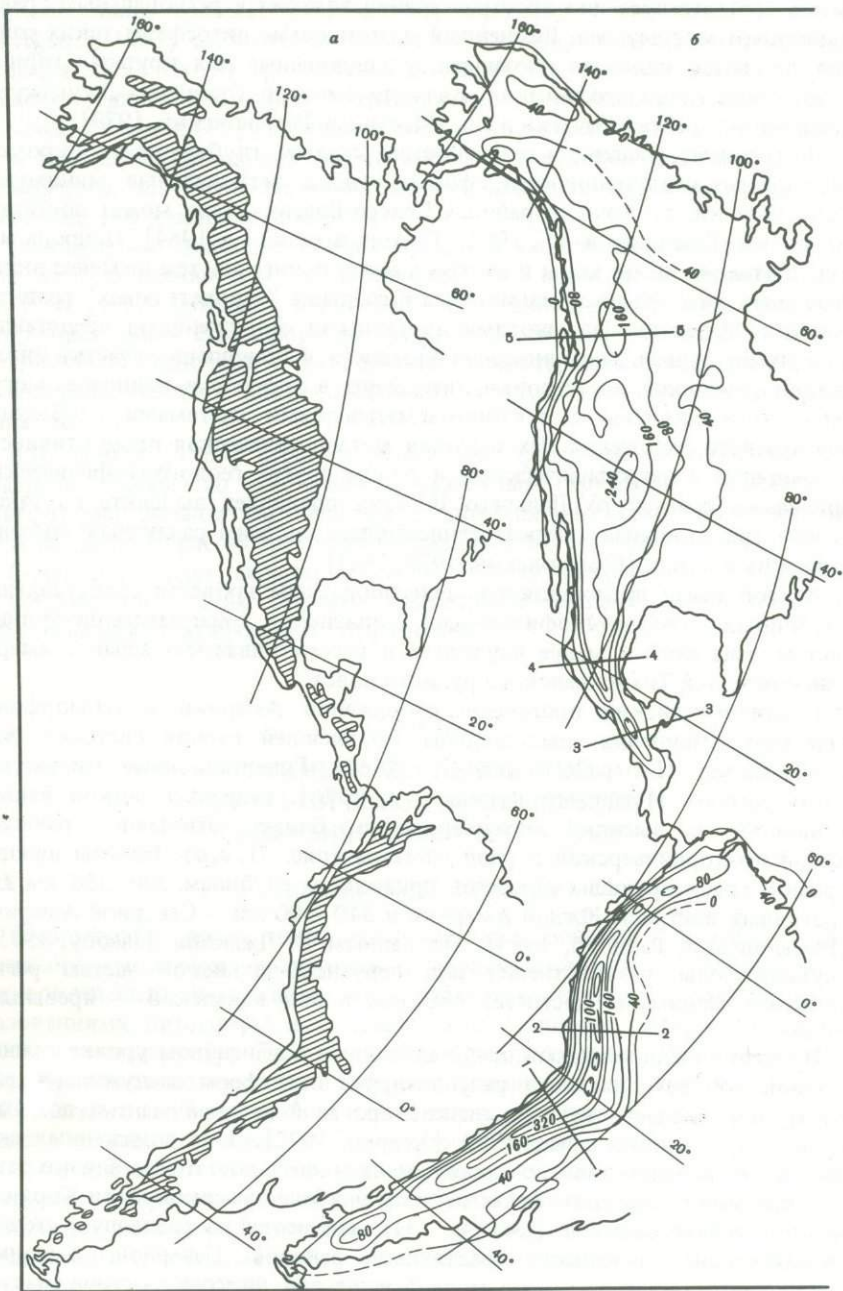
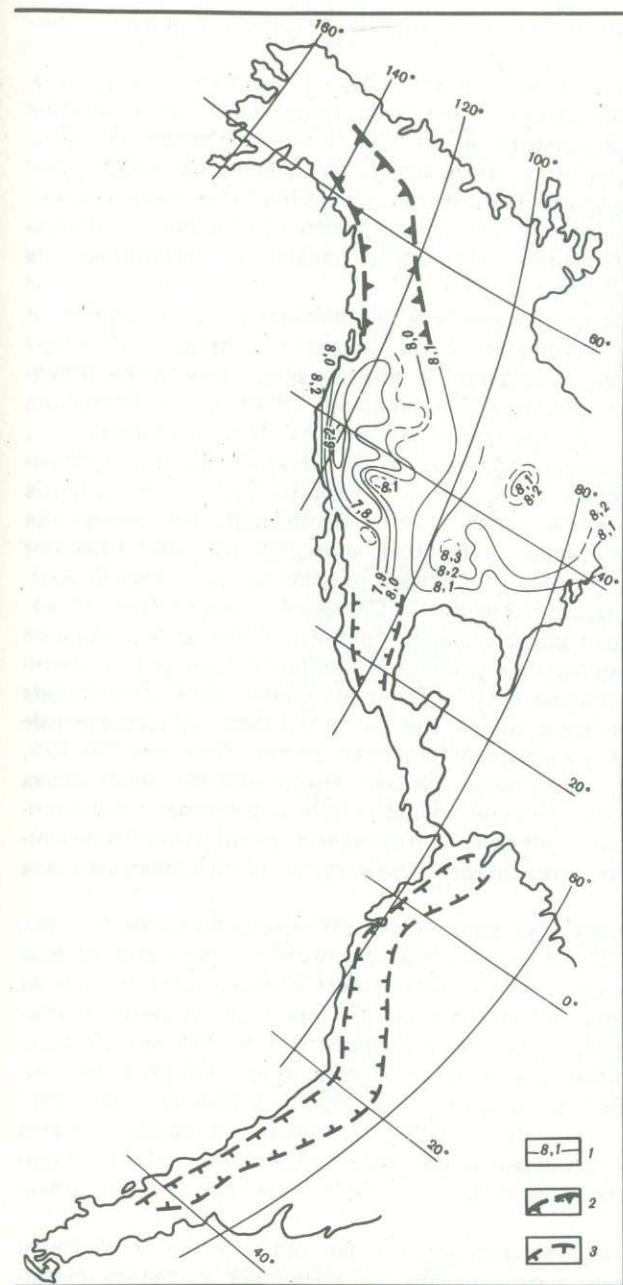


Рис. 31. Геоморфологическая, гравиметрическая и сейсмическая характеристики при тихоокеанских орогенных сооружений Америки  
*a* — схема Андийско-Кордильерской горной системы [Географический..., 1967], заштриховано от отметки рельефа 1 км и выше; *б* — схема гравитационных миниму-



мов в изолиниях, мГал [Гравиметрическая..., 1976], номера расчетных профилей, по Н.П. Романовскому и Э.Л. Рейнлибу [1984]; *в* — схема сейсмических характеристик по кровле верхней мантии [Херрин, 1972]: 1 — изолинии  $v_p$ , км/с; 2, 3 — границы зон пониженных значений  $v_p$ : 2 — установленных, 3 — предполагаемых

зоны глубинного разуплотнения и на горные сооружения Южной Америки (см. рис. 31).

Магматические комплексы гранитоидных магматогенно-рудных систем Андийско-Кордильерских орогенных сооружений представлены породами от диоритов и адамелитов до лейкократовых гранитов, часто с монцитонитоидным уклоном. С ними тесно ассоциируются вулканогенные образования от андезито-дацитов до липаритов и трахилипаритов. Пик кремнекислотности пород, т.е. формирования вулcano-плутонических ассоциаций с наибольшим дефицитом плотности, приходится на поздний мел-палеоген [Ломизе, 1983б].

Для определения распространенности гранитоидов на поверхности и последующей оценки устойчивости их связей с зонами глубинного разуплотнения литосферы, выделения и локализации магматогенно-рудных систем использована методика [Романовский, 1984] при ограничениях элементарных ячеек  $1^\circ$  по широте и по долготе [Геологическая . . . , 1973]. Кулисообразно сменяющие друг друга цепочки аномалий повышенной распространенности мезозойских гранитоидов протягиваются почти непрерывной полосой вдоль всего тихоокеанского побережья Америки. Наиболее интенсивные (50–80%) аномалии тяготеют главным образом к береговой части зоны глубинного разуплотнения в Южной Америке или чаще — к ее центральной части — в Северной Америке (рис. 32, а). Кайнозойские гранитоиды наиболее широко развиты в Канаде и на Аляске (аномалии 20–30%), в остальных районах их концентрации редко достигают или несколько превышают 10%. Такие аномалии более характерны для восточной и центральной частей зон разуплотнения. Домезозойские гранитоиды, аномальные концентрации которых редко достигают 20–30%, общего характера пространственных связей гранитоидного магматизма с зонами глубинного разуплотнения существенно не изменяют; металлогеническое значение домезозойских интрузивных комплексов притихоокеанских сооружений Америки значительно уступает гранитоидам мезозоя и кайнозоя.

Анализ пространственной позиции более 230 месторождений Cu, Mo, Au, Ag, полиметаллов, Sn, W и ряда элементов редкоземельной группы [Карта . . . , 1970] показал, что, за небольшим исключением (Северная Аляска, отдельные районы Южной Америки), они располагаются в пределах зон глубинного разуплотнения литосферы. Более 80% месторождений тяготеют к аномалиям повышенных концентраций гранитоидов (см. рис. 31, б, в; 32, б, в). Вероятно, рудные объекты, не имеющие "видимой" связи с гранитоидами, ассоциируют либо с мелкими штоками, дайками и субвулканическими интрузиями криптобатолитовых зон, либо с вулканическими образованиями [Геология . . . , 1969; Радкевич, 1977б; Ломизе, 1983б; и др.] .

Характер распределения месторождений по типам и по отношению к конкретным магматическим комплексам позволяет выделять гранитоидные магматогенно-рудные системы следующих таксономических классов (см. рис. 32) :

1. Северо- и Южно-Американскую ветви притихоокеанской планетарной магматогенно-рудной системы, соответствующие на поверхности одноименным звеньям внешней части Тихоокеанского рудного пояса. По

комплексу рассмотренных признаков в их возникновении и формировании в целом принимали участие геологические образования и эндогенные процессы не столько земной коры, сколько верхней мантии, что и обусловило столь широкий спектр магматической и рудной составляющих планетарных систем.

2. Региональные магматогенно-рудные системы, отвечающие в своих проекциях на дневную поверхность металлогеническим провинциям, структурно-металлогеническим зонам и в отдельных случаях — крупным рудным районам. Каждая из таких систем индивидуализирована по составу и возрасту магматизма и оруденения, характеру взаимоотношений последних между собой, типам металлогенической и геохимической специализации и т.д. Это может свидетельствовать о том, что, являясь составной частью планетарной системы, т.е. имея изначально мантийные причины своего возникновения, каждая региональная система приобретает присущие ей характеристики в процессе реализации эндогенных процессов уже в земной коре. Морфологически, в отличие от подчеркнуто линейных планетарных систем, региональные системы чаще ограничены в плане эллипсовидными контурами; как геологические тела они, по-видимому, ближе отвечают очаговым структурам глубокого заложения — усеченным конусам, расширяющимся кверху.

3. Локальные магматогенно-рудные системы, соответствующие рудным узлам (районам) или рудным полям месторождений типа Майюба Хилл штата Невада, Оруро и Потоси Боливии и т.д.; такие объекты на представленной схеме не отображались. Они еще более четко индивидуализированы в своих геолого-геофизических признаках, что в сочетании с небольшими площадными размерами — "вероятная соразмерность горизонтальной и вертикальной протяженности" геологических тел [Косыгин, 1983, с. 438] — позволяет говорить о преимущественно внутрикоровых уровнях их развития и консолидации. Морфология локальных систем широко варьирует от линейной до изометричной в связи с чрезвычайным многообразием структурных факторов локализации магматического и рудного вещества в самых верхних горизонтах земной коры.

Оценка глубины заложения и развития планетарных, региональных и локальных гранитоидных магматогенно-рудных систем показывает их соответственно, мантийный, коро-мантийный и внутрикоровый уровни глубинности.

Существенная аналогия в размещении, глубинном строении и морфологии гранитоидных магматогенно-рудных систем притихоокеанских орогенных сооружений Американского и Азиатского материков приводит к предположению о том, что эти особенности, так же как вертикальная и латеральная зональность планетарных геологических структур [Рундквист, 1973], обусловлены особенностями эволюции палеосейсмофокальных зон, т.е. глубинных разрывных нарушений, наиболее контрастно проявившихся в мезозое и кайнозое на стыке континентальных и океанических мегаструктур. Предварительные результаты такого анализа [Романовский, 1981] привели к выделению в пределах Северо-Востока Азии фрагментов планетарных магматогенно-рудных систем, выраженных "ленточными триадами" — тремя параллельными одна другой зонами: палеосейсмофокальная зона—вулканогенный пояс (гравитационная ступень)—ороген-

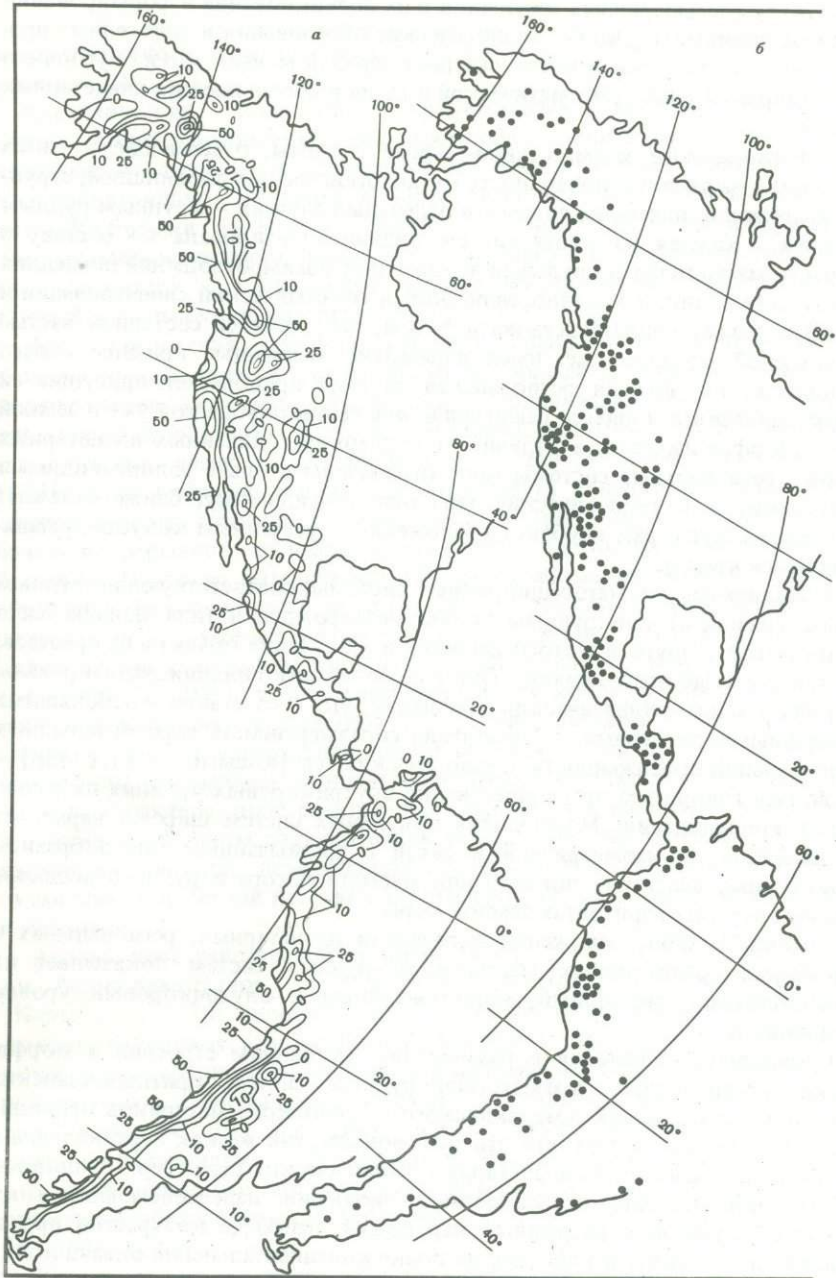
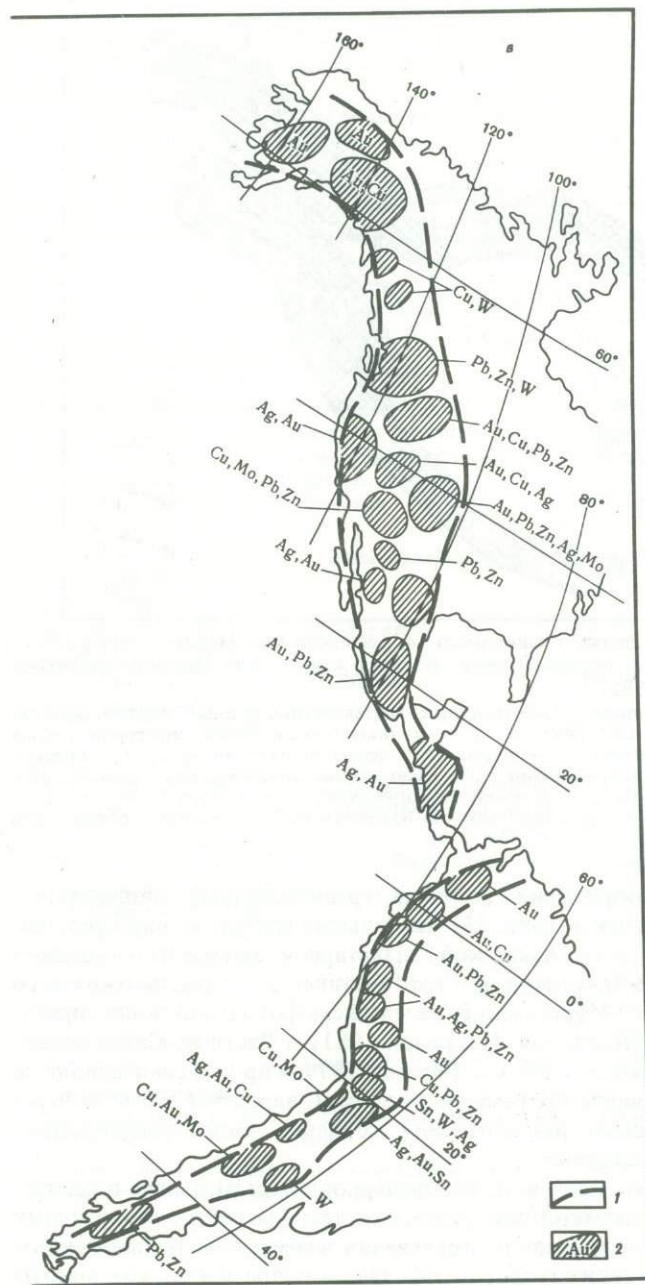


Рис. 32. Гранитоидные магматогенно-рудные системы притихоокеанских орогенных сооружений Америки

а — схема распространения гранитоидов на уровне современного эрозионного среза, изолинии концентраций в % [Геологическая..., 1973]; б — схема размещения



эндогенных месторождений, ассоциирующихся с гранитоидами [Карта..., 1970]; в — схема распространения гранитоидных магматогенно-рудных систем (1 — планетарных, предположительно мантийного заложения, 2 — региональных, предположительно коро-мантийного заложения)

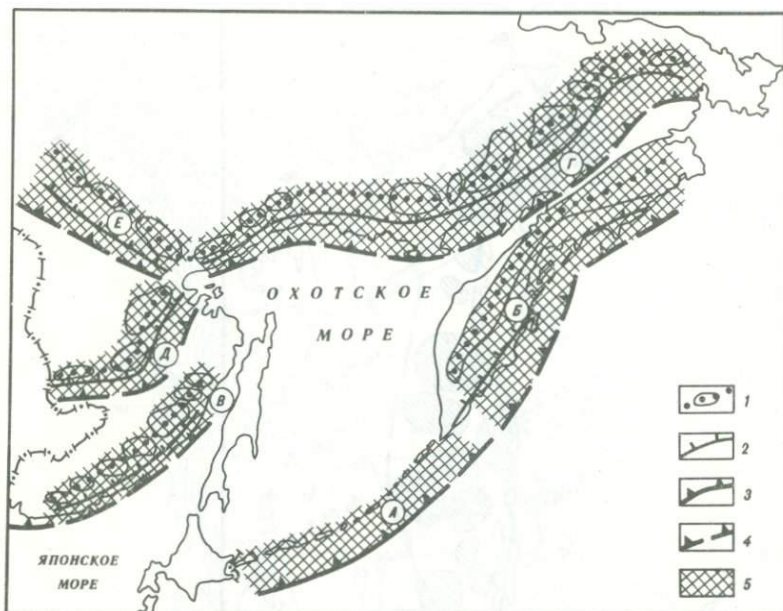


Рис. 33. Схема соотношения планетарных и региональных магматогенно-рудных систем притихоокеанской окраины Северо-Востока Азии с палеосейсмофокальными зонами [Романовский, 1981]

1 — цепочки региональных гранитоидных магматогенно-рудных систем, фиксируемых минимумами силы тяжести; 2 — вулканогенные пояса, контролируемые гравитационными ступенями; 3 — Курильская сейсмофокальная зона; 4 — предполагаемые палеосейсмофокальные зоны; 5 — звенья планетарных магматогенно-рудных систем (А — Курильское, Б — Камчатско-Корякское, В — Сихотэ-Алинское, Г — Охотско-Чукотское, Д — Хингано-Восточно-Бурейнское, Е — южного обрамления Сибирской платформы)

ные гранитоидные сооружения (цепочка гравитационных минимумов). В рассматриваемом аспекте (рис. 33) наибольший интерес из них представляют два звена Восточно-Азиатской планетарной магматогенно-рудной системы — Охотское-Чукотское и Сихотэ-Алинское, предположительно контролируемое Удско-Мургальской палеосейсмофокальной зоной протяженностью 2500 км [Парфенов, Натальин, 1981] и Восточно-Сихотэалинской зоной длиной более 1000 км [Фремд, 1979; и др.]. Гравитационные минимумы, формирующие протяженные цепочки, вероятно всего, контролируют зоны глубинного разуплотнения корневых частей региональных магматогенно-рудных систем.

При анализировании причин и закономерностей размещения планетарных и региональных магматогенно-рудных систем Америки с аналогичных позиций появляется возможность объяснения значительно большей контрастности выражения таких геолого-геофизических признаков, как высоты рельефа, интенсивность аномалий Буге, глубина зон разуплотнения и т.д. американских орогенных сооружений по отношению к азиатским (табл. 6). Рассматриваемые различия, по-видимому, обусловлены более интенсивной разрядкой глубинных геодинамических напряжений, четко сфокусированных в узкой зоне сочленения (сжатия?) мегаструктур Тихого океана и

Таблица 6

Геолого-геофизические характеристики гранитоидных магматогенно-рудных систем орогенных сооружений Притихоокеанья

Характеристика	Степень выражения характеристик во внешней части Тихоокеанского рудного пояса	
	Азиатский сектор	Американский сектор
1. Орография в целом	Цепочки разобщенных горных хребтов Дальнего Востока СССР, Кореи, Юго-Восточного Китая, Малайзии	Выдержанные по простира- нию крупные горные систе- мы Анд и Кордильер
Средние высоты релье- фа	1—1,5 км	2—3 км
Максимальные отметки	Редко более 3 км	5—8 км
2. Аномалии Буге	Цепочки разобщенных гра- витационных мини- мумов	Протяженные глубокие гра- витационные минимумы
Интенсивность анома- лий	Меньшая	Большая
3. Сейсмические особен- ности низов коры и верхов мантии	Зоны аномально низких скоростей продольных волн	
Минимальные значения $v/p$ по кровле мантии	7,8—8,0 км/с	7,4—7,7 км/с
4. Максимальные глуби- ны нижних кромок зон разуплотнения лито- сферы	40—80 км	160—500 км
5. Признаки современной тектонической актив- ности	Повышенная сейсмичность, землетрясения, термальные источники, зоны частичного плавления вещества, по данным МТЗ, и т.д.	
6. Отношение магмато- генно-рудных систем к сейсмофокальным (па- леосейсмофокальным) зонам	Располагаются в всячем боку таких зон	
7. Возраст гранитоидов и оруденения	Мезозойско-кайнозойский	
8. Средняя плотность гра- нитоидов	Близка 2,60 г/см <sup>3</sup>	
9. Средняя магнитная восприимчивость гра- нитоидов	В разных районах различ- ная	Главным образом высокая
10. Профилирующие типы эндогенного оруденения	Различные, преобладают литофильные	Главным образом халько- фильные, редко литофиль- ные

Америки, чем это имело место в широкой, "клавишной" области сочле- нения (растяжения?) мегаблоков Тихого океана и Азии (рис. 34).

С этих же позиций следует оценивать и дисимметрию в распределении халькофильных и литофильных типов эндогенной минерализации в восточ- ном и западном сегментах Тихоокеанского рудного пояса [Ицксон,

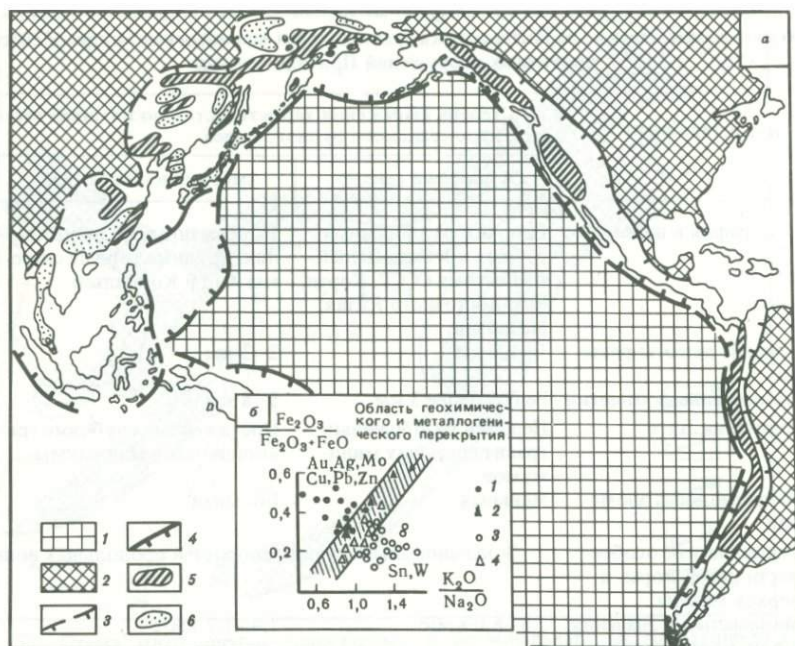


Рис. 34. Петромагнитная характеристика металлогенически различно специализированных мезозойско-кайнозойских гранитоидов орогенных сооружений Притихоокеанья

*a* — схема намагнитченности гранитоидов [Романовский, 1976; Ishihara, 1977; Tokahashi et al., 1980]: 1, 2 — литосферные блоки: 1 — Тихого океана, 2 — Азиатского и Американского материков; 3 — континентальные границы области развития мезозойско-кайнозойских гранитоидов; 4 — глубоководные желоба; 5 — ареалы развития гранитоидов с высокой намагнитченностью ( $\kappa > 300 \cdot 10^{-6}$  СГС), специализированных преимущественно на халькофильное оруденение; 6 — то же, с низкой намагнитченностью ( $\kappa < 300 \cdot 10^{-6}$  СГС), специализированных преимущественно на литофильное оруденение. *б* — петромагнитные, геохимические и металлогенические особенности рудоносных гранитоидов: 1, 2 — комплексы с  $\kappa > 300 \cdot 10^{-6}$ , специализированные на халькофильное (1), халькофильное и реже литофильное (2) оруденение; 3, 4 — комплексы с  $\kappa < 300 \cdot 10^{-6}$  СГС, специализированные на литофильное (3), литофильное и реже халькофильное (4) оруденение

1979]. Уровень глубинности заложения планетарных и региональных магматогенно-рудных систем определяет в целом устойчивость термодинамических условий и геохимического кода рудно-магматических процессов, т.е. унаследованный характер металлогенической и геохимической специализации систем обоих секторов рудного пояса на каждом последующем этапе их тектоно-магматической активизации. Детальные исследования петромагнитных особенностей рудоносных гранитоидов Северо-Востока Азии в связи с их металлогенической и петрохимической характеристиками [Романовский, 1976] показали, что интрузивные комплексы, специализированные главным образом на Sn и W, слабомагнитны, в 75–90% случаев отличаются низкой ( $(\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) < 0,3$ ) степенью окисленности железа и высоким ( $> 1$ ) отношением K/Na. В свою очередь, мезозойско-кайнозойские гранитоиды, продуктивные на золото-серебряное, полиметаллическое и медно-молибденовое оруденение, в большинстве своем

характеризуются высокой или повышенной магнитностью, преобладанием окиси натрия над окисью калия и высоким ( $> 0,3$ ) показателем окисленности железа. Результаты детального изучения гранитоидов Японии и фрагментарных исследований мезозойско-кайнозойских комплексов п-ова Корея, Юго-Восточного Китая, Таиланда, Малайзии и отдельных районов тихоокеанского побережья Северной и Южной Америки [Ishihara, 1977; Takahashi et al., 1980] приводят к аналогичным выводам. Дальнейшего специального рассмотрения при этом заслуживают гранитоидные образования промежуточной петромагнитной группы ( $\kappa = (100 \div 300) \cdot 10^{-6}$  СГС), с которыми могут ассоциировать как халькофильные, так и литофильные типы рудной минерализации (см. рис. 34, б).

Рассмотренные материалы свидетельствуют о достаточно тесной пространственной связи мезозойско-кайнозойских гранитоидных магматогенно-рудных систем с зонами современного глубинного разуплотнения литосферы под орогенными сооружениями Притихоокеанья. Сложнее объяснить их связи в геологическом времени. Если следовать представлениям [Кузнецов, Яншин, 1967] о тесной пространственно-временной корреляции гранитоидного магматизма (в нашем случае — гранитоидных магматогенно-рудных систем) с тектоническими поднятиями (орогенными сооружениями), объясняемой воздействием восходящих потоков тепловой энергии и легких продуктов (зоны глубинного разуплотнения), можно прийти к следующему заключению.

Для внешней части Тихоокеанского подвижного пояса устанавливается ряд эпох наиболее интенсивного развития орогенных структур и связанных с ними гранитоидных магматогенно-рудных систем, главными из которых являлись поздний триас—юра, юра—ранний мел, поздний мел—палеоген и неоген [Ициксон, 1979; Рудоносные ..., 1981; Ломизе, 1983б; и др.]. Полициклическое развитие тектонических и рудно-магматических процессов обуславливалось тем, что в условиях пластического субстрата верхов мантии и низов коры зоны глубинных разломов превращались в "магмо-энерговоды" только при определенных, "надкритических" [Паталаха, 1967], уровнях геодинамических напряжений. Следовательно, формирование зон глубинного разуплотнения, гранитизации и воздыманий рельефа, связанных с пульсационным поступлением внутриземного тепла и "легкого" вещества, могло происходить многоэтапно, с мезозоя по настоящее время. Однако последние датировки могут быть уверенно отнесены только к зонам разуплотнения и геоморфологическим поднятиям (современные тектонические преобразования рельефа притихоокеанских орогенных сооружений, повышенная сейсмическая активность в их корневых частях, фиксация зон разуплотнения и частично плавления вещества грависейсмическими и электромагнитными методами и т.д.). Энергоемкость и контрастность проявления таких процессов в прошлом по отношению к современному состоянию литосферы, по-видимому, может оцениваться только качественно и только по косвенным признакам.

В свою очередь, гранитоидные магматогенно-рудные системы проявляли себя в активной форме лишь с мезозоя по неоген, т.е. минимум в последние 10—15 млн. лет. Они выступали главным образом в качестве консервативной "верхней" составляющей более глубинных и до сих пор активно

развивающихся зон глубинного разуплотнения литосферных блоков. Тем не менее геологические исследования верхних горизонтов земной коры и глубинные геофизические методы позволяют достаточно четко определить "фиксированные" объемы гранитоидного вещества в литосфере и установить его пространственные связи с зонами разуплотнения, что в целом обеспечивает высокую разрешающую способность такого комплекса исследований при выявлении, изучении и прогнозной оценке металлогенической продуктивности гранитоидных магматогенно-рудных систем планетарного и регионального классов. Это тем более важно, что целесообразность поисков единой общей модели развития Земли на основе совокупности геоморфологических, геологических, геохимических и геофизических данных, осуществляемых с позиций единства энергии тектонических и магматических процессов [Шейнманн, 1970], вполне очевидна.

### РЕГИОНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Геофизические исследования региональных магматогенно-рудных систем дают информацию об их объемных параметрах, о связях систем с глубинным строением и с составом земной коры, а в ряде случаев — с составом, структурой и состоянием верхней мантии. Но нельзя забывать, что это информация главным образом о современной структуре. Выяснение глубинной эволюции систем — комплексная геолого-геофизическая задача. Благоприятными объектами для ее рассмотрения являются докембрийские срединные массивы. Специфика их геологического развития как реликтовых структурных элементов внутри фанерозойских геосинклиналей обуславливает разнообразие типов их глубинной структуры, проявлений в аномальных геофизических полях, состава и структурных форм магматических тел и эндогенной минерализации. Учитывая разнообразие свойств региональных магматогенно-рудных систем массивов, для их надежного выделения, установления особенностей их глубинной структуры, связей распределения эндогенной минерализации с этими особенностями и в конечном итоге — глубинных критериев эндогенной минерализации необходим сравнительный анализ геофизических, геологических и металлогенических характеристик срединных массивов. К сожалению, целенаправленный выбор срединных массивов, например по их тектоническому положению, затруднен их недостаточной геолого-геофизической и особенно сейсмической изученностью. Попытка систематизации характеристик срединных массивов свелась к примерам геолого-геофизического описания наиболее изученных массивов, расположенных среди палеозойских, мезозойских и кайнозойских (частично) геосинклиналей как внутри континента, так и в пределах пассивных и активных континентальных окраин.

Анализ геолого-геофизических данных по срединным массивам позволяет сделать вывод об их блоково-слоистой глубинной структуре. Наиболее четко блоковое строение выражено в аномальных гравитационных, реже магнитных полях, а слоистое — на сейсмических разрезах. Причем первая группа данных характеризует главным образом вещественные неоднородности срединных массивов, а вторая — их сейсмическую (не обязательно плотностную) расслоенность. По проявлению в аномальном грави-

тационном поле срединные массивы можно разделить на три группы: относительно гомогенные, центрального типа (с центрально-симметричной структурой), гетерогенные (с контрастно-блоковой структурой). К первой группе массивов относятся Армориканский, Чешский и Ханкайский, ко второй — Центральный Французский и Кокчетавский, к третьей — Родопский и Буреинский массивы. Из дальневосточных массивов, кроме указанных, в первую группу можно включить Авековский и Восточно-Чукотский, во вторую — Омолонский, в третью — Охотский и Колымский массивы. Первая группа массивов характеризуется сравнительно однородным положительным или близким к нулевому уровнем гравитационного поля, вторая — наличием в центре или смещенного (на Кокчетавском и Центральном массивах к югу) достаточно интенсивного минимума силы тяжести, третья — сочетанием блоков первого и второго типов.

По предложенной нами ранее классификации докембрийских сиалических блоков [Карсаков и др., 1981] первая группа массивов относится к редуцированным блокам (сокращение мощности сиалических толщ в среднем до 10 км), вторая — к активизированным (преобразование сиалических масс при относительно небольшом сокращении их объемов). Блоковое строение массивов первой группы устанавливается при трансформациях гравитационного поля или по структуре распределения аномальных масс путем количественных расчетов их параметров, например, Ханкайский массив [Косыгин и др., 1981], а также по другим характеристикам, например магнитному полю. В массивах второй группы блоки находятся на периферии центрального блока — минимума (западный блок Центрального массива, восточный и западный блоки Кокчетавского).

Гравиметрическая классификация срединных массивов не всегда и не полностью согласуется с данными поверхностной геологии. Так, находящиеся в разных гравиметрических группах Кокчетавский и Чешский массивы имеют близкое геологическое строение на поверхности. В обоих массивах выделяются купольные структуры: Зерендинский и Центральный Богемский гранитные плутоны. Однако в Кокчетавском массиве крупный минимум силы тяжести охватывает практически весь выход кристаллического докембрия, а в Чешском массиве минимум меньшей интенсивности и меньших размеров занимает лишь часть Молданубикума. Данные о распределении скорости сейсмических волн по разрезам ГСЗ [Béganek, Zatorpek, 1981] показывают как область пониженных скоростей до глубины 10 км под Молданубикумом на юго-востоке Тепла-Молданубского блока, так и область повышенных скоростей к северу и западу от нее, приближающуюся к поверхности (до глубины 4–6 км), и чередование (совмещение) зон пониженных и повышенных скоростей на глубине 20–25 км. В ряде разломов (Крушные горы, Молданубикум, Судеты, Меловое плато — Полабская впадина) фиксируются высокоскоростные образования. Особенно резкое изменение скоростного разреза наблюдается в мезозойско-кайнозойских впадинах. Здесь общее понижение скоростного разреза сопровождается наличием высокоскоростных характеристик глубинных разломов, в которых установлены выходы основных интрузивных пород (разлом, пересекающий Полабскую впадину на северо-западе), сокращением в ряде мест "гранитного" слоя при общей выдержанности его мощности в пределах Чешского массива. В то же время корни массива, по

сейсмологическим данным, ощущаются глубоко в мантии [Vormann et al., 1983]. Вероятно, здесь отмечается редуцированный сиалический докембрий, а скорее объемная и неравномерная базификация земной коры, в определенной степени изменившая ее состав и плотность. Этот вопрос можно уточнить лишь при детальном изучении скоростных разрезов массива.

Центральный минимум силы тяжести массивов (блоков) второго типа может сопровождаться как увеличением мощности земной коры (Кокчетавский массив, западный блок Родопского массива), так и низкоскоростной мантией (Восточный блок Центрального массива) при сокращенной мощности коры в блоке. Наличие такого же мантийного волновода в прилегающих с востока к Центральному массиву Западных Альпах может быть признаком альпийских горизонтальных движений в этих блоках [Hign, 1976] или, во всяком случае, интенсивных тектоно-магматических процессов альпийского времени. Вместе с тем "утяжеление" (увеличение уровня гравитационного поля) блоков первого типа может сопровождаться сокращением мощности земной коры (восточный блок Родопского массива), но при этом меняется и состав коры (гипербазиты, базиты, вулканиты).

Приведенные данные о глубинном строении срединных массивов чрезвычайно важны для изучения связей эндогенной минерализации с особенностями глубинной структуры массивов. Они показывают, что какой-либо один геофизический признак (например, наиболее часто используемая мощность земной коры) не может служить критерием для прогнозирования эндогенной минерализации. Геофизические признаки совместно с геологическими и металлогеническими помогают изучить глубинную эволюцию земных недр и являются частью комплексной основы для построения моделей региональных магматогенно-рудных систем и их исследования. Комплексное (совместное) изучение геофизических, геологических и металлогенических признаков региональных рудных систем докембрийских срединных массивов привело к необходимости учета следующих основных предпосылок: состава докембрийской коры и распределения докембрийской минерализации, характера структурных взаимоотношений с фанерозойскими геосинклиналями, преобразованного состава земной коры, особенностей современной глубинной структуры массивов. Безусловно, эти факторы не являются единственными для моделирования региональных магматогенно-рудных систем, но мы вследствие малой изученности затронутой проблемы ограничимся лишь их рассмотрением.

Для всех типов срединных массивов и их блоков сохраняется примерно одинаковый набор полезных ископаемых докембрийского возраста. Это месторождения и проявления (эндогенные и осадочно-метаморфические) Cr, Fe, графита, высокоглиноземистого сырья, слюды. В то же время железомарганцевое, титановое, золотое оруденение распространено не на всех докембрийских массивах. Например, золотая специализация Охотского массива связывается с мезозойским вулканическим поясом. Золото здесь обнаружено в блоках как первого (Ульинский), так и второго (Кухтуйский) типов, докембрийский фундамент которых сложен породами, аналогичными метаморфическим комплексам Алданского щита. Другой пример: Северо-Бурейнский блок Бурейского массива, имеющий близ-

кие геолого-геофизические характеристики с Алдано-Становым блоком, отличается также золотым профилем минерализации. Следовательно, нельзя исключать влияние на формирование фанерозойских региональных магматогенно-рудных систем потенциала докембрийской рудоносности.

Имеющийся геолого-геофизический материал по срединным массивам дает возможность наметить четыре типа структурных взаимоотношений этих массивов с геосинклинальными системами, их окружающими, которые могли способствовать образованию региональных магматогенно-рудных систем. Это структуры типа палеозон Заварицкого—Беньофа; "дырчатые" структуры — пронизываемые участки внутри массива (участки глубинных разломов, их пересечения, рифты, впадины); их разновидность в форме эволюционирующих гранитно-купольных структур; глубинные клинья, направленные внутрь или под массив со стороны геосинклиналей. Возможно, все эти разновидности структурных взаимоотношений массивов с геосинклиналями являются элементами и признаками единой системы. Однако в настоящее время мы не располагаем достаточными данными глубинных исследований для подобных утверждений.

Модель магматогенно-рудной системы первого типа, построенная с учетом идей плитной тектоники, предложена Л. Чоризом [Chauris, 1980] для Армориканского массива. Полоса глаукофановых сланцев, пород офиолитового типа северо-западного простирания в юго-западном блоке сопоставляется с выходом на поверхность палеозоны Заварицкого—Беньофа. К северо-востоку с ней сопряжены эвгеосинклинальные вулканы и последовательно сменяющиеся в северо-восточном блоке три субпараллельных пояса варисских гранитоидов: лейкократовых, известково-щелочных, биотитовых и красных (железистых). Пояса лейкократовых и биотитовых гранитов контролируются соответственно Южно- и Центральноармориканским глубинными разломами (зоны дробления) северо-западного субширотного простирания, а красных гранитов — разломами северо-восточного субширотного направления. Распределение эндогенной минерализации имеет отчетливую зональность относительно палеозон Заварицкого—Беньофа, которая соответствует эволюционному ряду магматогенно-рудных систем [Власов, 1981б]. Наблюдается смена магматизма и минерализации в сторону падения палеозон Заварицкого—Беньофа от базитов и ультрабазитов с хром-железо-титановой минерализацией через массивные сульфидные руды (Pb—Zn—Cu) в среднекислых вулканиках до гранитоидов с олово-вольфрамовой минерализацией, сопровождаемой Be, Sb, U и полиметаллами.

Второй тип моделей региональных магматогенно-рудных систем, представленных "дырчатыми" структурами внутри докембрийских блоков (срединных массивов, щитов), распространен широко (Кокчетавский, Центральный, Чешский, Буреинский, Охотский массивы, Алданский щит). Полную модель систем этого типа в настоящее время построить трудно, так как не изучены глубинные связи этих систем с геосинклинальными (складчатыми) областями. Это послужило основанием в практике геолого-геофизических работ относить их вслед за А.Д. Щегловым [1971] к структурам автономной активизации, предполагая в качестве возможных причин их образования процессы в мантии [Щеглов, 1976]. Однако такая трактовка

ка магматогенно-рудных систем не является окончательной, тем более, что начинают обнаруживаться некоторые элементы глубинных связей этих систем с соседними молодыми геосинклиналями.

Так, в Центральном массиве и на Алданском щите характерна корреляция рудных систем, приуроченных к пересечениям глубинных разломов и впадин, с распределением низкоскоростной мантии. В Центральном массиве, в его центре, на пересечении долгоживущих глубинных разломов, наблюдаются поля вулканитов (кайнозойских базальтов) и крупные дайковые поля кислого состава. Здесь же сосредоточены эпитермальные месторождения флюорита, барита, нередко с сурьмой. Наличием низкоскоростной мантии характеризуется прилегающий с востока район Западных Альп. Существует мнение [Hirn, 1976], что указанные мантийные волноводы отвечают зонам плавления и способствовали горизонтальным перемещениям масс. На Алданском щите (точнее, в Алдано-Становом докембрийском блоке) наблюдается отчетливое зональное проявление мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических процессов относительно Монголо-Охотской геосинклинальной системы [Карсаков, Мальшев, 1982], хорошо выраженное в аномальных геофизических полях и в особенностях распределения низкоскоростной мантии. Многочисленная эндогенная минерализация (профилирующая золотая) алданского мезозойского интрузивного комплекса размещается как во впадинах и вблизи них (Якутская впадина, Центральноалданский рудный район; Чульманская, Ытымджинская впадины), так и в массивах центрального типа (Верхнегынымский, Джелтулинский и др.) [Мальшев, 1977].

Во внутренней части Чешского массива характерно сосредоточение послепермской рудной минерализации вблизи и внутри мезозойско-кайнозойских впадин, на пересечении их глубинными разломами с высокоскоростными параметрами глубинного разреза (месторождения флюорита, барита, Вi, Со, Ni, Ag, U). Северо-западнее Полабской впадины параллельно глубинным разломам северо-восточной ориентировки с флюоритовой минерализацией располагаются месторождения высокотемпературной олово-вольфрамовой минерализации в разломах Крушных гор. С юго-запада и юго-востока Чешский массив обрамлен альпийскими сооружениями Восточных Альп и Западных Карпат. Большинство молодых рудоносных разломов Чешского массива ориентировано параллельно альпийским ограничениям массива, хорошо выраженным в аномальном гравитационном поле. Юго-восточное ограничение массива (зона контакта, Перильенинский линеймент) характеризуется "скачками" глубин границы Мохо по простиранию. Юго-западная геофизическая граница массива (Дунайская зона) отличается постепенным погружением поверхности Мохо в сторону Восточных Альп.

Третий структурный тип региональных магматогенно-рудных систем — эволюционирующие гранитные купола — распространен в пределах Кокчетавского массива и срединных массивов Забайкалья. Предполагается [Розен, 1976; Комаров, 1982; Харламов, 1983], что докембрийские гранито-гнейсовые купола развивались в фанерозое в зонах разуплотнения вещества земной коры под влиянием интенсивных глубинных потоков тепла и литофильных флюидов, несущих редкометальное оруденение и формирующих гранитоидные магматогенно-рудные системы. Глубинные мантийные разломы в зонах сжатия (внутри сиалических блоков) обра-

зовали ультрабазитовые системы медно-никелевого профиля, а на периферии этих блоков в глубинных разломах растяжения распространены вулканиты эвгеосинклиналиного типа с Cu, Fe, Ti (Кокчетавский массив) [Харламов, 1983].

Блоки типа глубинных клиньев, направленных под массив, установлены в южном блоке Ханкайского массива и на севере Малохинганского блока Буреинского массива, а также в зоне лейкократовых гранитов Армориканского массива. Глубинные клинья в верхней части коры на глубине 8–12 км представлены породами гранитоидного состава [Косыгин и др., 1981, Малышев и др., 1983]. На поверхности над клином внутри массива или на контакте в складчатом обрамлении находятся интрузивно-купольные гранитоидные структуры – Вознесенская в Ханкайском массиве и Баджальская группа структур в обрамлении Буреинского массива, Вознесенская – с оловянной и флюоритовой минерализацией, Баджальская – с оловянной (кварц-касситеритовой).

Влияние изменений вещественного состава земной коры на эндогенную минерализацию удобно рассмотреть на примерах срединных массивов третьей группы – Родопском и Буреинском. Контрастность геофизических характеристик западного и восточного блоков Родопского массива сопровождается их разной металлогенической специализацией. Обычно при изучении связей эндогенной минерализации с глубинным строением в первую очередь обращается внимание на мощность земной коры и ее отдельных слоев, определяются коэффициенты сиаличности или основности коры по соотношению мощности слоев. По этим формальным признакам указанные блоки Родопского массива резко различаются (западный – с коэффициентом сиаличности 1,0, восточный – около 0,5). Мощность "базальтового" слоя в обоих блоках одинаковая. Учитывая преимущественное развитие архейских толщ на востоке, а протерозойских на западе, различную структуру коры этих блоков можно было бы объяснить только редуцированием (частичным уничтожением, базификацией) сиалического докембрия. Однако разный характер проявления фанерозойского магматизма (гранитоиды – на западе, ультрабазиты – на востоке, широкое развитие кислого и основного кайнозойского магматизма в восточном блоке, послепальпейская амагматичность в западном блоке) свидетельствует о значительных вещественных преобразованиях земной коры в восточном блоке Родопского массива. Западный блок можно отнести к активизированным докембрийским сиалическим блокам. Пониженные значения скоростей продольных волн на поверхности Мохо могут быть признаком низкоскоростной мантии в этом блоке. Профилирующие магматогенно-рудные системы восточного блока – ультрабазиты с хромитовым оруденением, малые интрузии с многочисленными полиметаллическими месторождениями. В западном блоке ведущими являются флюоритовые, флюорит-баритовые и сурьмяные месторождения, связанные с гранитоидами и дайками щелочных и кислых пород.

На Буреинском массиве подобное сравнение магматогенно-рудных систем контрастных блоков может быть выполнено на примере Малохинганского и Северо-Буреинского блоков. Геофизические характеристики этих блоков близки соответственно характеристикам восточного и западного блоков Родоп. Мощность земной коры Северо-Буреинского блока 44,

Малохинганского — 35 км при близких значениях мощности "базальтового" слоя 23—25 км. Профилирующая минерализация Северо-Буреинского блока — золотая, Хинганского — оловянная (сульфидно-касситеритовая). Магматогенно-рудные системы в обоих блоках преимущественно гранитоидного типа. На границах блоков развита эпitherмальная ртутная, сурьмяная и флюоритовая минерализация. Северо-Буреинский блок сложен существенно сиалическими породами. В Малохинганском блоке в верхней части коры, по расчетам Б.Ф. Шевченко [1984], на глубинах 5 км и более распространены высокоплотные образования ( $2,85-3 \text{ г/см}^3$ ), относимые им к базитам и ультрабазитам раннего протерозоя среди метаморфических пород амурской серии. Такое истолкование природы гравитационных аномалий не единственное. Их источником могут быть фанерозойские магматические породы основного состава, поступившие из недр при развитии соседних геосинклиналей (палеозойские, мезозойские и кайнозойские). К структурам "дырчатого" типа внутри Малохинганского блока можно отнести Хингано-Олонойский прогиб. К этой структуре наряду с кислыми вулканитами приурочено обширное поле кайнозойских базальтов в северном борту прогиба, которое на глубине 5—7 км проецируется на блок высокоплотных пород. Интересно отметить, что по спектральным расчетам региональных магнитных аномалий Хингано-Олонойский прогиб отличается "провалом" кромок намагниченных тел с эффективными значениями глубин около 30 км, так же как и Баджальский район в обрамлении массива. Намечается соединение этих участков полосой эффективных глубин 20—30 км.

Рассмотренные геофизические признаки региональных магматогенно-рудных систем срединных массивов характеризуют особенности их современной глубинной структуры. Это накладывает определенные ограничения на возможности их использования для прогнозирования более древней минерализации. В общем случае чем древнее рудная система, тем должны быть менее устойчивы ее глубинные геофизические признаки, а для молодых систем вероятность прогноза по геофизическим данным должна увеличиваться. Так, например, высокотемпературная оловянно-вольфрамовая минерализация рудной системы, связанной с лейкократовыми гранитами среднего—позднего палеозоя, распространена на срединных массивах с разным типом глубинной структуры, обладающих различным набором геофизических признаков (Армориканский и Центральный, Чешский и Ханкайский). В Центральном массиве эти системы приурочены к интенсивному региональному минимуму, в Чешском — к узкому линейному минимуму Крушных гор, в Ханкайском — к сравнительно локальному минимуму, в Армориканском — локальные минимумы гранитоидов могут быть выявлены только детальными наблюдениями. В Чешском, Ханкайском и Армориканском массивах уровень регионального поля в районе рассматриваемых систем положительный. Мощность земной коры на всех четырех массивах сокращена (25—32 км).

Черты сходства столь различных по современной структуре магматогенно-рудных систем могут быть обнаружены лишь более тонким анализом и реконструкциями. Как отмечалось выше, на Ханкайском массиве в районе Вознесенского купола, где наряду с флюоритом распространена оловянно-вольфрамовая минерализация, установлен глубинный клин со стороны

Сихотэ-Алиня. Подобное клинообразное сооружение можно предположить и для рудной системы лейкократовых гранитов Армориканской зоны. Обращает внимание, что, во-первых, полоса этих гранитоидов — единственное, что не укладывается в весьма стройную модель палеозоны Заварицкого—Беньофа, поэтому автору этой модели [Chauris, 1980] пришлось принять вариант континентальной коллизии вдоль Южно-Армориканской зоны. Во-вторых, по гравиметрическим данным здесь прослеживается от Центрального массива клинообразная структура по простиранию Южно-Армориканской зоны, сужающаяся в плане по направлению к Армориканскому массиву. Интересно отметить, что к этой структуре приурочены урановые месторождения, пространственно связанные с рудной системой лейкократовых гранитов как в Армориканском, так и в Центральном массивах.

Вместе с тем сходство поверхностной и различие современной глубинной геологической структуры Кокчетавского и Чешского массивов сопровождается некоторым расхождением их металлогенической специализации. Так, в случае Чешского массива выпадает большая группа раннепалеозойских рудных систем, характерных для Кокчетавского массива, тогда как докембрийская минерализация этих массивов очень близка. Возможны три причины этих различий: либо отмеченные системы Кокчетавского массива никогда не существовали в Чешском, либо они еще не найдены, либо они были уничтожены в процессе мезозойской и кайнозойской эволюции массива. Учитывая приведенную выше информацию о глубинном строении Чешского массива, свидетельствующие об его интенсивной глубинной переработке под вероятным воздействием альпийских геосинклиналей, третья причина отсутствия ряда раннепалеозойских рудных систем представляется предпочтительной.

Можно наметить четыре типа магматогенно-рудных систем срединных массивов, основываясь на особенностях их глубинной эволюции (глубинных моделей): реликтовые, ремобилизованные, унаследованные и направленного развития. Такое подразделение может оказаться справедливым и для других структурных элементов коры (щитов, складчатых систем). К реликтовым можно отнести большинство докембрийских систем, к ремобилизованным — гранитоидные системы гранито-гнейсовых куполов (Кокчетавский массив), к унаследованным — системы долгоживущих разломов (на северо-западе Чешского массива), к системам направленного развития — палеозоны Заварицкого—Беньофа (палеозойские системы Армориканского массива). Возможна комбинация указанных типов систем; например, могут быть системы унаследованно-ремобилизованные, унаследованно-направленного развития и т.д.

Таким образом, геофизические особенности региональных магматогенно-рудных систем тесно связаны с их глубинной эволюцией. Проведенный сравнительный анализ глубинной структуры рудных систем срединных массивов по ряду геофизических признаков показал, что они отражают тип глубинной структуры, объем докембрийских сиалических толщ, их состав и распределение первичной минерализации, степень глубинной проработки и характер взаимоотношений с фанерозойскими геосинклиналями, тип глубинной эволюции. На основе этого анализа рассмотрен и предложен ряд типовых глубинных моделей региональных магматогенно-рудных

систем срединных массивов, которые рассматриваются в качестве приблизительных моделей и могут быть использованы для построения расчетных объемных моделей рудных систем. Эти построения являются необходимым условием для оценки предложенных типов систем и будут способствовать получению новой информации об их глубинном строении, т.е. новых глубинных критериев прогнозирования эндогенной минерализации.

### ЛОКАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Интерпретация геофизических данных в рудных районах включает следующие методические этапы:

1. Оценка информативности геофизических методов при установлении системообразующих признаков магматогенно-рудных систем.

2. Постановка формальных расчетных процедур с целью вычисления статистического рельефа, границ и структуры плотностных неоднородностей (автокорреляционные функции, частотные спектры поля, глубина центров и плотность избыточных масс).

3. Аналитические решения прямых и обратных задач грави- и магниторазведки для магматических тел и структур, обнаженных на поверхности, с целью установления закономерных особенностей распределения формы и вертикальной мощности объектов.

4. Петрофизическое наполнение "устойчивых" (формальных) каркасов физико-геологических моделей и подбор плотностных разрезов.

5. Отбор и систематизация данных других геофизических методов.

6. Комплексный анализ полученных данных на формационной геологической основе с целью выяснения глубинной структуры магматических ассоциаций (пространственные взаимоотношения, эволюция состава, объема и формы).

7. Прогнозная характеристика глубинных структур на основании известных пространственных распределений и парагенезисов рудной минерализации.

### Системы раннеорогенного этапа

Примерами раннеорогенных магматогенно-рудных систем в южной части Дальнего Востока являются тектономагматические структуры Вознесенского и Лермонтовского рудных районов, в которых, несмотря на различие возраста и металлогенической специализации структур, общим является приуроченность рудного процесса к периоду главной складчатости и начальным этапам раннеорогенного гранитоидного магматизма.

**Вознесенский рудный район.** Район расположен в юго-восточной части Ханкайского срединного массива и приурочен к обнаженному среди кайнозойских депрессий выступу верхнепротерозойско-кембрийских метаморфогенно-осадочных пород, прорванных интрузивными и субвулканическими телами четырех магматических комплексов: раннепалеозойского вознесенского гранитного (390–474 млн. лет), среднепалеозойского (раннедевонского) пестрого по составу вулканоплутонического (326–368 млн. лет), среднепалеозойского (позднедевонского) гродековского гранитного (316–404 млн. лет) и позднепалеозойского субвулканического гранитоидного (204–295 млн. лет). Второй и четвертый субвулкани-

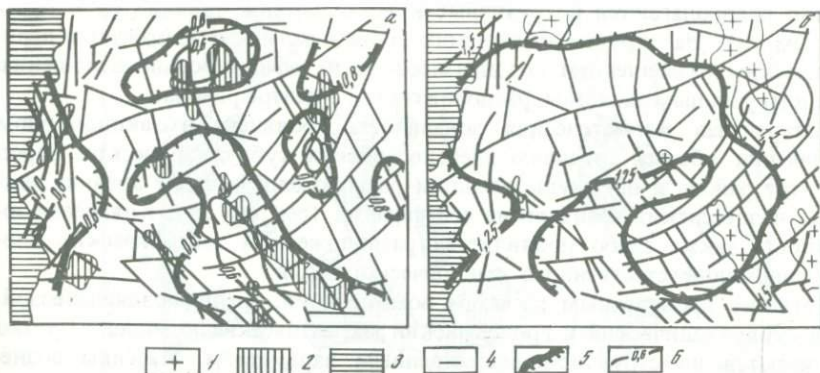


Рис. 35. Схемы пространственного распределения плоских масс Вознесенского рудного района первого (а) и второго (б) уровня

1 — раннепалеозойские вознесенские граниты; 2 — средне-позднепалеозойские субвулканические интрузии; 3 — среднепалеозойские городековские граниты; 4 — разломы; 5 — области распространения плоских масс; 6 — изолинии глубин подошвы плоских тел, км

ческие комплексы пространственно тесно сопряжены и образуют единую, плохо дифференцируемую петроплотностную ассоциацию (рис. 35).

Вознесенский район характеризуется разнообразной рудной минерализацией, причем главные типы руд пространственно и генетически связываются здесь с раннепалеозойскими складчатými вознесенскими гранитами [Материков, 1961; Рязанцев, 1973]. Существенной особенностью этого района является значительная переработка линейного инверсионного (раннеорогенного) структурного плана позднеорогенными тектономагматическими процессами, сопровождавшимися (или вызванными) возбуждением позднепалеозойского магматического очага в своде структуры центрального типа, в результате чего флюорит-редкометалльная минерализация раннеорогенного этапа была, по-видимому, значительно рассеяна (либо уничтожена) и сохранилась только в реликтовых блоках. В последующий, позднепалеозойский период эволюции района получила развитие типичная для позднеорогенных этапов [Власов и др., 1978а] полиметаллическая минерализация. Выяснение масштабов и поиски скрытого раннепалеозойского оруденения на фоне длительных пострудных эндогенных дислокаций, таким образом, представляет в этом районе сложную задачу, разрешимую лишь на основе системного изучения тектономагматических структур.

В результате детальных гравиметрических исследований в комплексе с ВЭЗ и профилированием  $\Delta U_{EP}$  установлена отчетливая вертикальная и латеральная зональность магматических пород.

Вертикальная зональность выражается дискретностью уровней залегания субгоризонтальных плотностных неоднородностей на глубинах 0,8, 1,4 и 4,4 км и близкой к ней геоэлектрической слоистостью. О магматической и связанной с ней метасоматической природе геофизических горизонтов (слоев) свидетельствует противоположная, преимущественно вертикальная, делимость вмещающих осадочных пород (крутопадающие складки и разломы). В основании разреза, по данным ВЭЗ, почти повсе-

местно предполагаются интрузивные кристаллические породы ( $\varphi = 10^3 \div 10^4$  Ом·м). На уровне эрозионного среза зональность выражается периферическим размещением позднепалеозойских эффузивов по отношению к их интрузивным аналогам, расположенным в центре района.

Латеральная магматическая зональность проявлена в закономерном увеличении объема средне-позднепалеозойских субвулканических пород в центре района и преимущественным расположением более древних массивов вознесенских гранитов на его флангах (см рис. 35). Кольцевая зональность также слабо проявляется расположением тектонических блоков и аномалий естественного электрического поля.

Согласно проведенным расчетам вознесенский, средне-позднепалеозойский субвулканический и гродековский магматические комплексы резко различаются по структурно-вещественным параметрам. Массивы вознесенских гранитов характеризуются вертикальной мощностью 1,5–2 км и избыточной плотностью – (0,06–0,08) г/см<sup>3</sup>, субвулканические тела – соответственно 0,6–1 км и  $\pm$  (0,13–0,25) г/см<sup>3</sup> и Гродековский массив – 2–3,5 км и – (0,17–0,19) г/см<sup>3</sup>. Для вознесенского и субвулканического магматических ареалов наблюдается сокращение глубины аномальных масс по направлениям от флангов к центру района, связанное, по-видимому, с существованием в своде позднепалеозойской интрузивно-купольной постройки [Петрищевский, 1983а] сплошного интрузивного ядра. Кровля его совпадает с подошвами обнаженных на поверхности магматических тел. Контакт Гродековского массива в целом субвертикальный, однако на глубине отмечается клиновидный выступ, показывающий, вероятно, восточное направление внедрения магмы. Занимающий значительные пространства (4500 км<sup>2</sup>) западнее исследуемой территории, Гродековский массив структурно обособлен от Вознесенского рудного района и не оказал существенного влияния на распределение (перераспределение) рудной минерализации раннеорогенного этапа.

В расположении разломов, тектонических блоков и магматических тел Вознесенского района просматриваются два структурных плана. Блоки раннеорогенного структурного плана вытянуты в северо-западном направлении согласно с основным простираем складчатых структур южной части Ханкайского массива. При этом более крупные тела вознесенских гранитов характеризуются преимущественно крутыми тектоническими контактами и уплощенной по вертикали формой ( $Zr/B = 0,7 \div 0,9$ , где  $Zr$  вертикальная мощность тел,  $B$  – горизонтальные размеры), мелкие же тела уплощены по горизонтали ( $Zr/B > 2$ ) и приурочены к ядрам антиклинальных складок. Отмеченная дифференциация массивов, вероятно, связана со структурным несогласием между раннепалеозойским и архейским структурными этапами [Смирнов, 1973; Косыгин и др., 1981; Петрищевский, 1983а], условия протекания магматических процессов в которых были различными. В нижнем этапе имело место преимущественно автохтонное образование гранитов, в верхнем – инъекционное соскладчатое и трещинное.

Линейная ориентировка структур существенно нарушена позднеорогенными дуговыми и кольцевыми разломами, в ряде случаев контролирующими размещение рудной минерализации. Кольцевая зональность позднепалеозойских тектономагматических процессов проявлена также в распо-

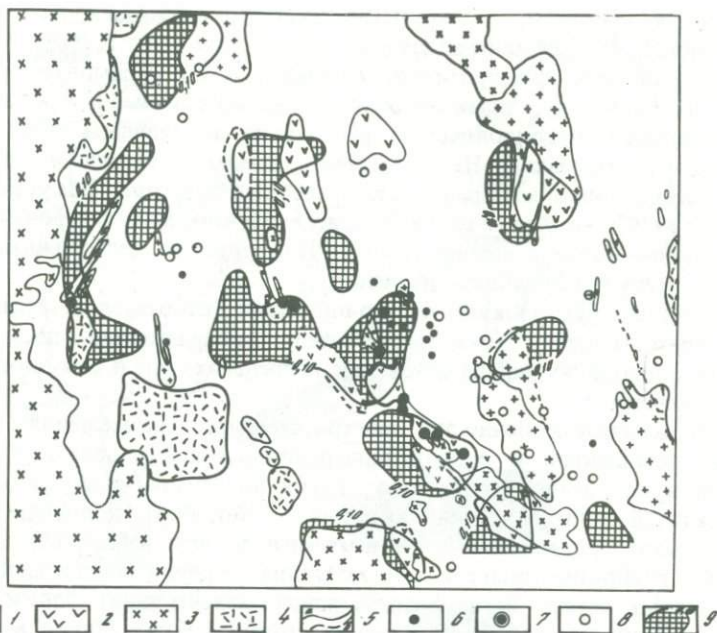


Рис. 36. Карта модуля избыточной плотности приповерхностных неоднородностей Вознесенского рудного района

1 — раннепалеозойские граниты; 2 — среднепалеозойские габброиды; 3 — позднепалеозойские гранитоиды; 4 — среднепалеозойские эффузивы; 5 — контуры магматических тел (а — частично эродированных, б — скрытых); 6–8 — месторождения и рудопроявления: 6 — раннепалеозойские, 7 — позднепалеозойские, 8 — неопределенного возраста; 9 — аномалии модуля избыточной плотности, г/см<sup>3</sup>

ложении аномалий плотностных неоднородностей (рис. 36), большей частью совпадающих со средне- и позднепалеозойскими магматическими телами. В результате обновления раннеорогенных дислокаций раскристаллизовавшиеся в нижнем структурном этаже вознесенские граниты могли быть выведены впоследствии на поверхность в приподнятых блоках, чему не противоречат преимущественно тектонические контакты интрузивов. Гранитоидные тела верхнего структурного уровня, наоборот, сохранились в опущенных блоках интрузивно-купольной постройки, испытавшей в среднем девоне кратковременную тектоническую инверсию (прогибание) над очагом центрального типа. Существование подобной инверсии, предполагаемой на основании расчетов элементов залегания плотностных неоднородностей и ВЭЗ [Петрищевский, 1983б], согласуется с кольцевым расположением среднепалеозойских габброидов, принадлежащих начальной фазе субвулканического комплекса в центральной части района (см. рис. 36).

Охарактеризованным типам эндогенных дислокаций подчиняется размещение ранне- и позднеорогенной рудной минерализации, что особенно четко проявлено на карте модуля избыточной (критической) плотности приповерхностных неоднородностей, составленной по разработанной методике [Петрищевский, 1981]. Плотностными аномалиями в подавляющем числе случаев отмечены более поздние магматические и метасо-

матические процессы, с которыми генетически связана железорудная и полиметаллическая минерализация.

Раннеорогенная флюорит-редкометалльная и вольфрамовая минерализация, по-видимому, значительно рассеяна пострудными процессами, а сохранившиеся рудопроявления располагаются главным образом вне плотностных аномалий. Не исключена, однако, возможность смещения пика флюоритовой минерализации к верхам палеозоя [Шкурко, 1976; Усенко, 1979], но в этом случае ставится под сомнение датировка возраста гранитных штоков Вознесенского и Пограничного месторождений. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Оловянные рудопроявления, по-видимому, относятся к смешанному либо многоэтапному (сквозному) типу минерализации, поскольку в равных пропорциях наблюдается как в пределах, так и вне плотностных неоднородностей.

Установленные особенности пространственного размещения магматических комплексов и рудной минерализации как эндогенной системы способствуют целенаправленному глубинному прогнозу флюорит-редкометалльной минерализации, который может быть дополнен новыми поисковыми критериями: 1) в центральной части района перспективны блоки с глубоким (более 1 км) залеганием кровли позднепалеозойских интрузивных пород; 2) на флангах района перспективны блоки с глубиной залегания массивов вознесенских гранитов более 500 м, в пределах которых следует искать локальные апофизы; 3) представляется бесперспективным ожидать промышленные концентрации флюоритовых руд вблизи крупных обнаженных массивов вознесенских гранитов на северо-западном и восточном флангах района.

**Лермонтовский рудный район.** Район расположен в Бикинской зоне раннемезозойской складчатости Приморья и сложен слабодислоцированными вулканогенно-кремнисто-алевролитовыми толщами верхнего палеозоя-мезозоя, интродированными четырьмя магматическими комплексами: юрско-раннемеловым габброидным вулканоплутоническим, раннемеловым гранодиоритовым, позднемеловым пестрым по составу вулканоплутоническим и позднемеловым-палеогеновым базальтоидным вулканоплутоническим. По данным геологических съемок, в районе проявлены две системы дизъюнктивных нарушений: древние соскладчатые разломы имеют северо-восточную ориентировку и по типу перемещения являются сдвигами, взбросами и сдвиго-взбросами; послескладчатые нарушения разнонаправлены, однако более поздние из них обновляют древние северо-восточные. Вольфрамоносность Лермонтовского района структурно и парагенетически связана с раннемеловыми гранодиоритами [Иванов, 1974; Настич, 1977], однако в ряде случаев (рудопроявления Олимпийское, Спутник) вольфрамовое оруденение вмещают субвулканические интрузивы габброидов.

Для выяснения структурной позиции рудного поля, вытянутого в северо-восточном направлении параллельно Улиткинскому глубинному разлому (рис. 37), необходимо было определить глубинные границы магматических комплексов, их структурные взаимоотношения, степень эрозионного среза и фациальные характеристики магматических тел.

Основными методами объемного структурного картирования райо-

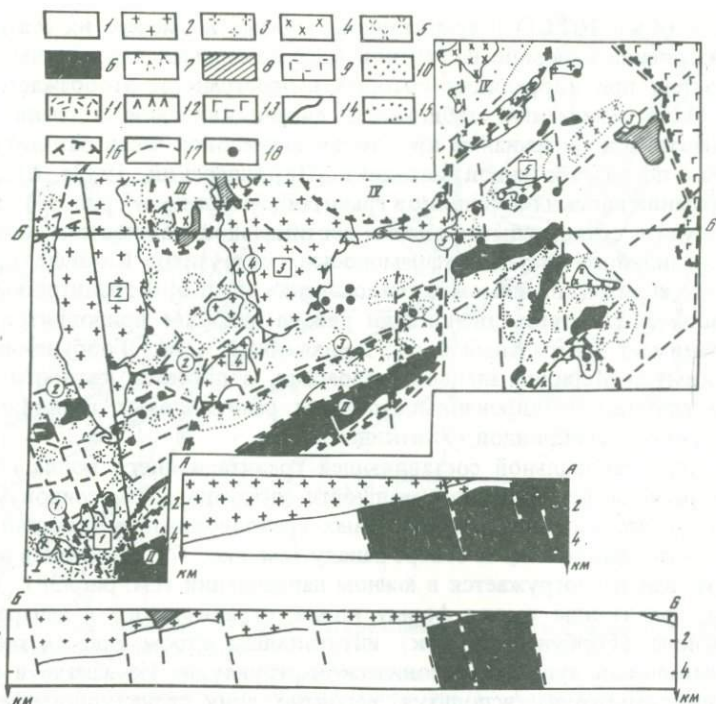


Рис. 37. Геолого-структурная схема Лермонтовского рудного района

1 — вулканогенно-осадочные образования палеозоя и мезозоя; 2, 3 — раннемеловые гранодиориты: 2 — на поверхности, 3 — не выходящие на поверхность; 4, 5 — позднемеловые гранитоиды: 4 — на поверхности, 5 — не выходящие на поверхность; 6, 7 — юрско-раннемеловые субвулканические габброиды: 6 — на поверхности, 7 — не выходящие на поверхность; 8, 9 — позднемеловые субвулканические андезиты: 8 — на поверхности, 9 — не выходящие на поверхность; 10–12 — эффузивы: 10 — меловые кислого состава, 11 — юрско-раннемеловые среднего состава, 12 — триасово-юрские основного состава; 13 — базальты; 14, 15 — границы магматических тел: 14 — на поверхности, 15 — на глубине; 16 — границы вулканотектонических депрессий (I — Алчанская, II — Улиткинская, III — Чаплиевская, IV — Синяя, V — Власовская, VI — Хайсанская); 17 — разломы (1 — Первореченский, 2 — Междуреченский, 3 — Улиткинский, 4 — Горбунский, 5 — Меридиональный); 18 — рудопроявления. Интрузивные массивы (цифры на схеме): 1 — Лермонтовский, 2 — Шивкинский, 3 — Горбунский, 4 — Олимпийский, 5 — Светлинский

на являются гравиразведка, магниторазведка, ВЭЗ и ВЭЗ-ВП, однако наблюдения ВЭЗ-ВП неравномерны и подвержены сильным региональным помехам, обусловленным угле-графитизацией вулканогенно-осадочных толщ, в связи с чем эффективные результаты по этому методу получены лишь на отдельных участках с относительно неглубоким (до 0,5 км) залеганием кровли гранитных массивов.

Гравиметрические и электроразведочные (ВЭЗ,  $\Delta U_{\text{ЕП}}$ ) данные позволили предположить, что ранне- и позднемеловые гранитоидные тела смыкаются на глубине 1,5–2 км в единый обширный батолитоподобный ареал, целиком охватывающий северо-западную часть рудного района. Петрофизические измерения не дают оснований для непосредственного аналитического разделения гравитационных эффектов раннемеловых ( $\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$ ,  $\kappa = 200 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ ) и позднемеловых ( $\sigma = 2,52 \div 2,77 \text{ г/см}^3$ ;

$k = (15-700) \cdot 10^{-6}$  СГС) гранитоидов. Однако возможно их статистическое разделение с помощью центров масс локальных плотностных неоднородностей, при корреляции которых в пространстве отображается граница резкого изменения стабильности физических свойств гранитоидов, по-видимому приуроченная к кровле позднемеловой части батолита. Составленная по разработанной методике [Петрищевский, 1982а, б], схема распределения плоских источников гравитационного поля (рис. 38) позволила получить сравнительные оценки вертикальной мощности и соответственно эрозионного среза вольфрамоносных интрузивов и общее, преимущественно горизонтальное южное направление внедрения гранитной магмы.

В системе блоковых дислокаций района наиболее приподнятое положение занимает центральный блок, заключенный между Горбунским (Ермохинским) и Меридиональным разломами, в пределах которого расположены глубоко эродированные массивы раннемеловых гранодиоритов (Горбунский) и габброидов (Улиткинский).

Характер региональной составляющей гравитационного поля, а также прямые расчеты вертикальной мощности интрузивных массивов указывают на то, что подошва раннемеловых гранодиоритов в западной части района полого наклонена к северо-западу (см. рис. 37), а кровля в восточной части района погружается в южном направлении (см. рис. 38). Таким образом, гранитоиды имеют форму клина, ограниченного в центральной части района (Горбунский блок) интрузивным ядром юрских габброидов Улиткинской вулкано-тектонической структуры. На западе и востоке района гранитоиды, используя, вероятно, зону структурного несогласия в подошве вулканической фации юрских базитов, внедрились намного южнее. Вертикальная мощность "интрузивного корня" юрских вулкаников по расчетам 8–9 км. Плутон имеет крутое ( $60-70^\circ$ ) юго-восточное падение, а в кровле на его северо-западном фланге габброиды переходят в более пологие силлоподобные тела спилитов, согласные с вмещающими породами.

Мощности тел раннемеловых гранодиоритов от 1,5 км (Лермонтовский, Горбунский, Светлинский, Правобирушкинский массивы) до 3–3,5 км (Шивкинский, Олимпийский).

Небольшие по размерам и разнообразные по составу (от андезитов до кварцевых порфиров) позднемеловые субвулканические тела распространены преимущественно на флангах вулкано-тектонических депрессий, сложенных комагматичными им эффузивами алчанской свиты, а также в зонах крупных разломов (см. рис. 37).

Наблюдаемое скачкообразное изменение физических свойств, форм, размеров и структурного положения близких по возрасту гранитоидных тел объясняется, по нашему предположению, резким различием раннеорогенного и позднеорогенного тектонических режимов. Для первого, по-видимому, были характерны устойчивое и относительно плавное общее воздымание позднепалеозойско-раннемезозойских геосинклинальных образований и их палингенная гранитизация, для второго – интенсивные колебательные движения, сопровождавшиеся субвулканическими проявлениями контрастного состава. Современная глубинная структура магматических комплексов Лермонтовского рудного района является, таким образом, результатом закономерного чередования этапов магматической

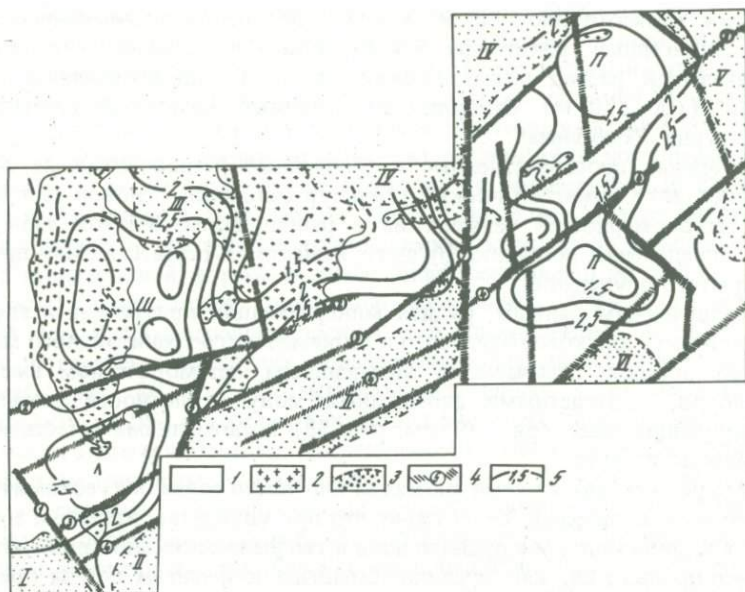


Рис. 38. Схема пространственного распределения плоских гравитирующих масс в Лермонтовском рудном районе

1 - вулканогенно-осадочные образования палеозоя и мезозоя; 2 - раннемеловые гранитоиды; 3 - вулканогенно-тектонические депрессии (I - Алчанская, II - Улиткинская, III - Чаплиевская, IV - Синяя, V - Власовская, VI - Хайсанская); 4 - разломы по геофизическим данным (1 - Первореченский, 2 - Междуреченский, 3 - Праволиткинский, 4 - Улиткинский, 5 - Ермохинский, 6 - Горбунский, 7 - Меридиональный); 5 - изоглубины подошвы плоских тел, км. Главные тектонические блоки: III - Шивкинский, Л - Лермонтовский, Г - Горбунский, П - Предгоркинский

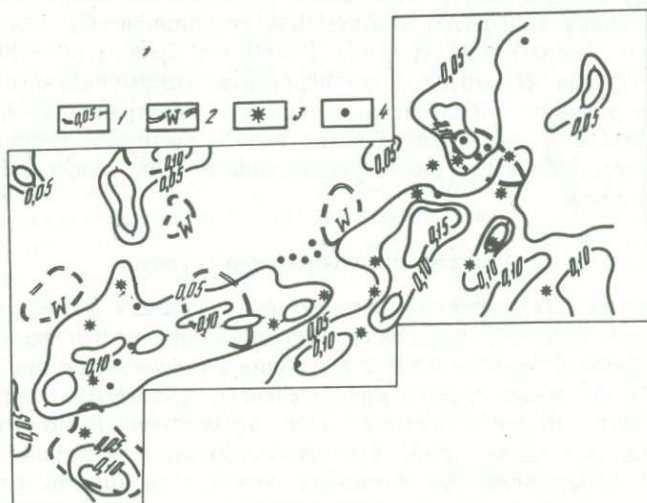


Рис. 39. Карта модуля избыточной плотности приповерхностных масс Лермонтовского рудного района

1 - изоденсы модуля избыточной плотности,  $г/см^3$ ; 2 - геохимические ореолы вольфрама; 3 - рудопоявления вольфрама; 4 - рудопоявления прочих элементов

эволюции магматогенно-рудной системы: позднегеосинклинальные базиты → палингенные гранитоиды → контрастный вулканизм, завершивший окончательный распад магматических очагов. Субплатформенные мало-мощные (100–150 м) базальтоиды четвертого комплекса генетически и структурно обособлены.

Полученные пространственные и уточненные ретроспективные характеристики тектономагматических структур являются основой для выяснения закономерностей размещения в районе вольфрамовой минерализации, определения источника рудного вещества и осуществления прогнозов скрытого оруденения.

По полученным данным, рудная минерализация приурочена к глубинному контакту юрского базитового и раннемелового гранитоидного магматических ареалов, отмечаемому интенсивным метаморфизмом вмещающих пород, контрастными аномалиями модуля плотности локальных гравитирующих масс (рис. 39, см. рис. 38) и аномалиями естественного электрического поля.

В четырех случаях из семи аномалии плотности совпали с геохимическими ореолами вольфрама. Характерно, что при удовлетворительном зональном совпадении контуров рудного поля и геофизических аномалий локальные рудопроявления, как правило, смещены к флангам или за пределы максимумов физических неоднородностей, а лучшее совпадение наблюдается там, где оруденение приурочено к базитам (см. рис. 39). Отмеченная особенность, так же как и интенсивный вынос ферромагнетиков из габброидов на контакте их с гранитами, является признаком возможной миграции вольфрама в рудно-магматическом процессе.

Рудные концентрации вольфрама в Лермонтовском районе сформированы, по-видимому, в инверсионный этап развития Бикинской структурно-фациальной зоны, чем и объясняется двойственная природа магматического источника вольфрама (базиты или гранодиориты?). Согласно геохимическим данным Ю.Г. Иванова [1974], габброиды обеспечивали перенос вольфрама из мантии и его первичную аккумуляцию, а гранитоиды — последующую мобилизацию и рудные концентрации. Вопрос о том, осуществлялось ли перераспределение вольфрама путем гибридного коровых очагов либо имела место регенерация руд, по геофизическим данным не решается.

### Системы позднеорогенного этапа

Основанием для отнесения геофизических моделей магматогенно-рудных систем к позднеорогенным структурам являются признаки инверсии предшествующего геантиклинального поднятия (смена его прогибанием) и установление последующего колебательного тектогенеза, сопровождающегося интенсивными вулканическими процессами. Рудные формации позднеорогенных магматогенно-рудных систем связаны с промежуточным (средним) липарит-гранитным комплексом вулканоплутонической формации. В качестве примеров позднеорогенных систем рассматриваются Нижнеамурский и Сергеевский рудные районы.

**Нижнеамурский рудный район.** Район расположен в северо-восточной части Нижнеамурского блока Сихотэ-Алинской складчатой системы, охва-

тывает северный фланг Нижнеамурской вулканической зоны [Сухов, 1971а] и характеризуется трехэтажным строением. Нижний, гипотетический [Косыгин и др., 1975; Салун, 1978] структурный этаж является "комплексом основания" складчатой системы, средний (юра—нижний мел) соответствует главному геосинклинальному комплексу Сихотэ-Алиня и верхний (нижний мел—неоген) сложен вулканогенными образованиями, в общем случае наложенными на раннеорогенные складчатые структуры. Здесь В.Э. Пилацкий [1978г] выделяет четыре интрузивных гранитоидных и три вулканоплутонических комплекса. Начальный комплекс гранитоидной формации слабо дифференцирован по составу (гранодиориты), относительно однородно намагничен, близок по плотности ( $2,64 \text{ г/см}^3$ ) к вмещающим юрским осадочным породам ( $\kappa = 2,65 \text{ г/см}^3$ ) и распространен в поднятиях, обрамляющих Николаевский вулканический прогиб (рис. 40, 41). Структурно-вещественная характеристика этого комплекса, таким образом, типична для раннеорогенных гранитоидов южной части Дальнего Востока. Последующие комплексы дифференцированы по составу (диориты, гранодиориты, монзониты, плагио- и лейкограниты) и тесно связаны с вулканическими образованиями, с которыми имеют фациальные переходы в структурах центрального типа. Гранитоиды второй группы характеризуются пониженной плотностью ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ) и сильной изменчивостью магнитных характеристик ( $\kappa = (350 \pm 3800) \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ ).

В составе вулканической формации выделяются андезитовый (верхний мел—нижний палеоген), контрастный андезит-липаритовый (средний—верхний палеоген) и базальтоидный (верхний палеоген—неоген) комплексы. Этот макроцикл внутри комплексов многократно воспроизводится в последовательности вулканических ритмов второго порядка [Сухов, 1967]. Золоторудная минерализация этого района связана с вулканизмом [Сухов, 1971а; Шевкаленко, 1979], однако четкая приуроченность к конкретным комплексам и формационные связи четырех известных здесь типов оруденения не установлены. По другим данным, оруденение приурочено к разрывным дислокациям [Зарембский, 1974] и гранитоидным процессам [Павлов, Рейнлиб, 1982].

Глубинные характеристики тектонических и магматических структур этого района изучены по гравиметрическим, магниторазведочным и петрофизическим данным. В результате статистических расчетов [Петрищевский, 1982а] в разрезе района выделены два структурных уровня гравитирующих масс на глубинах 2—3 и 5—8 км, совпадающих со стратиграфическими оценками мощности вулканического (2—4 км) и осадочного (5—8 км) структурных ярусов. Глубина этих уровней соответствует прямым расчетам (с помощью петрофизических характеристик) вертикальных мощностей вулканического покрова (1,5—3 км) и раннеорогенных мало дифференцированных гранитоидов (5—6 км).

Особенности размещения гравитирующих масс нижнего структурного уровня хорошо сопоставляется с характером складчато-блоковых дислокаций, общим юго-восточным наращиванием геосинклинального осадочного разреза и отражают рельеф кровли "комплекса основания" геосинклинальных образований (возможно, и менее древнего, палеозойского геосинклинального структурного яруса). Северо-восточная ориентировка блоков нижнего структурного этажа, совпадающая с главным направлением

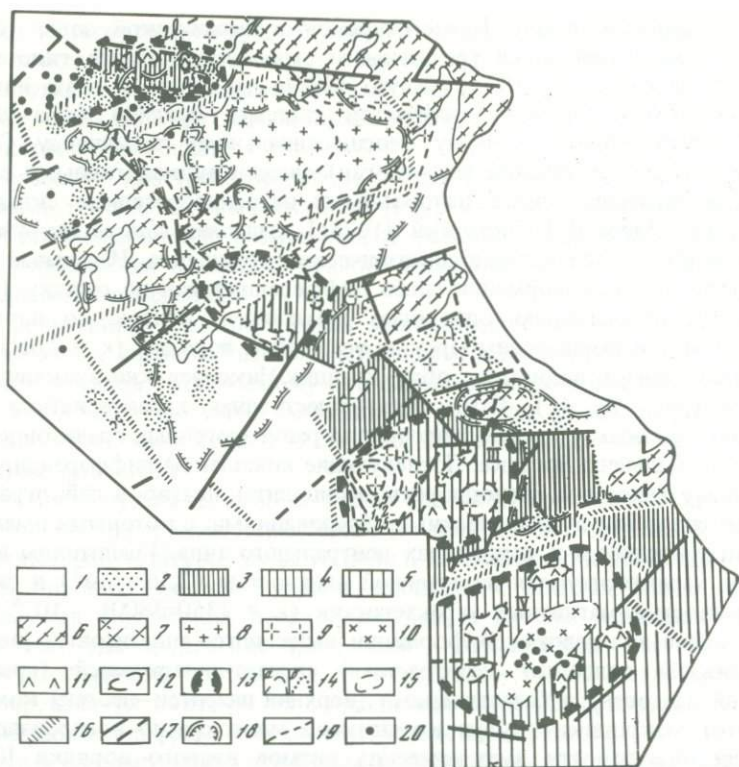


Рис. 40. Структурная схема северо-восточной части Нижнего Приамурья, по результатам детальных гравиметрических съемок

1 — складчатый фундамент; 2-5 — вулканический чехол и его мощность, км: 2 — менее 0,5, 3 — 0,5-1, 4 — 1-2, 5 — более 2 км; 6, 7 — позднегеосинклинальные гранитоиды: 6 — на поверхности, 7 — на глубине; 8-11 — интрузии и экструзии вулканогенной формации: 8 — граниты на поверхности, 9 — то же, на глубине, 10 — близповерхностные гранодиориты, 11 — андезито-базальты; 12 — вулканические аппараты; 13 — вулcano-тектонические депрессии первого (I — Ульская, II — Вынгинская, III — Тяпкинская, IV — Белогорская) и второго ранга (V — Маринская, VI — Бекчинская); 14 — геологические границы (а — интрузивных тел, б — наложенных вулканических покровов); 15 — контуры скрытых интрузивных (экструзивных) тел; 16 — сквозные разломы геосинклинального комплекса; 17 — разломы в верхах складчатого фундамента и в вулканитах (а — главные, б — второстепенные); 18 — области раннеорогенной гранитизации; 19 — глубинные сечения интрузивных тел, км; 20 — рудопроявления

складчатых структур, в центральной части района резко нарушена линейным прогибом северо-западного простирания, совпадающим с положением осевой части Николаевского вулканического прогиба — фрагмента Нижнеамурской вулканической зоны. Схема изоглубин гравитирующих масс верхнего структурного уровня (рис. 42) отражает вертикальное распределение плотностных неоднородностей, преимущественно связанных с приповерхностными геологическими структурами: раннеорогенными северо-восточными к северу от Перовского поднятия и орогенными синвулканическими северо-западными к югу от него.

В результате системного подхода к геофизическим данным в осевой части Николаевского вулканического прогиба выделен латеральный ряд

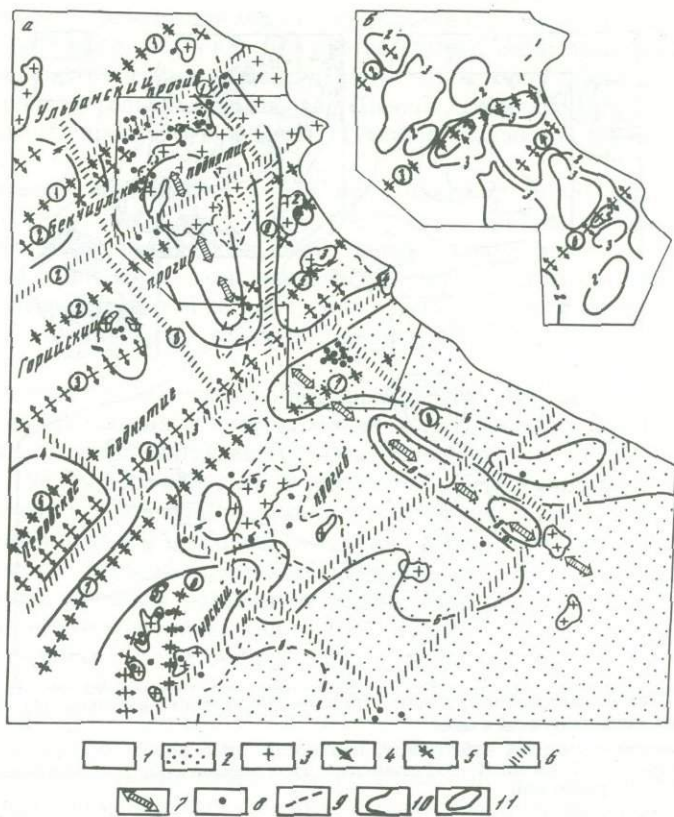


Рис. 41. Схемы изоглубин нижнего (а) и верхнего (б) структурных уровней гравитирующих масс

1 — складчатый фундамент; 2 — вулканогенный чехол; 3 — гранитоиды (массивы: 1 — Бекчулский, 2 — Верхнесивукский, 3 — Нижнесивукский, 4 — Перовский, 5 — Гырманский); 4 — антиклинальные структуры складчатого фундамента (2 — Бекчулская, 4 — Орельская, 6 — Перовская); 5 — синклинальные структуры (1 — Ульская, 3 — Тывлинская, 5 — Сивукская, 7 — Колчанская, 8 — Тырская); 6 — сквозные разломы складчатого фундамента; 7 — ось Николаевского вулканического прогиба; 8 — рудопроявления; 9, 10 — границы: 9 — вулканического чехла, 10 — интрузивных тел; 11 — изоглубины гравитирующих масс, км

вулcano-тектонических структур (Ульская → Вынгинская → Тяпкинская → Белогорская), характеризующийся направленной последовательностью изменения состава вулcano-плутонических образований. Он закономерно связан с изменением вертикальной мощности в западных частях блоков главного геосинклинального комплекса, не затронутых вулканизмом (см. рис. 42). Также закономерно увеличиваются к юго-востоку размеры структур и мощность в них вулканических образований, усложняется характер эволюции магматических процессов. Пространственное положение вулcano-тектонических структур этого ряда контролируется пересечением синклинальных складок среднего структурного этажа с рифтогенным прогибом комплекса основания (см. рис. 40, 41 б).

Бекчулское интрузивно-купольное поднятие является полиформа-

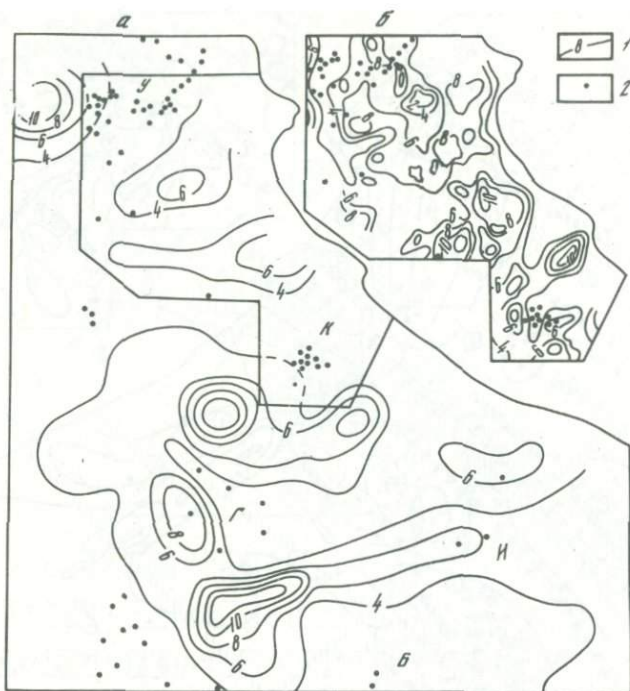


Рис. 42. Схемы латеральной плотностной неоднородности нижнего (а) и верхнего (б) уровней гравитирующих масс

1 — изоденсы модуля избыточной плотности,  $10^{-2}$  г/см<sup>3</sup>; 2 — рудопроявления. Рудные узлы: У — Улский, К — Колчанский, И — Искинский, Т — Тырский, Б — Бухтынский, Г — Гырманский

ционным тектоно-магматическим сооружением, начальные этапы которого относятся к раннеорогенному периоду (устойчивое поднятие и палингенная гранитизация геосинклинальных образований), а конечные — связаны с позднеорогенным колебательным тектогенезом и вулканическими процессами. При этом юго-западная, гранитная часть Бекчиулского массива, по-видимому, генетически связана с липаритовой фазой вулканических процессов, вследствие чего сопряжена с вулканитами в единой структуре. Лакколитоподобная форма гранитной части Бекчиулского плутона, рассчитанная по алгоритму трехмерной прямой задачи гравитационного потенциала (см. рис. 40), типична для субвулканических тел. Уменьшенным аналогом Бекчиулского интрузива является расположенный южнее Тяпкинский интрузив, перекрытый рыхлыми неоген-четвертичными отложениями.

Выполненные расчетные построения достаточно определенно объясняют проблему пространства расширяющейся гранитоидной магмы. В начальный, инверсионный этап орогенного режима в своде Бекчиулского поднятия образовался палингенный магматический очаг, дальнейшая активизация которого в результате пересечения зоной регионального рифтогенного разлома обусловила раскисление и интрузии магмы в стороны от магматического центра. В последней фазе горизонтальные интрузии, вероятно, преобладали над вертикальными и обусловили интенсивный метаморфизм вулканитов Улской и Вынгинской структур (см. рис. 40). Незначительные

вертикальные перемещения магмы осуществлялись также по двум направлениям — как вверх, так и вниз — в соответствии с дифференцированным характером тектонических движений. При этом кровля плутона играла активную роль в рельефообразовании [Павлов, Рейнлиб, 1982], а подошва использовала прогиб в подошве геосинклинального комплекса (см. рис. 41, а).

Ритмически построенные серии вулканических пород Нижнего Приамурья [Сухов, 1967; Изох и др., 1967] тесно связаны с колебательным тектогенезом, пришедшим на смену инверсионному воздыманию осадочных толщ главного геосинклинального комплекса Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы. При этом периодам относительных прогибов соответствовали, вероятно, андезитово-базальтовые вулканические излияния.

Представляется вероятным, что гомодромная направленность процессов магмообразования раннеорогенного этапа, проявленная, например, в последовательности интрузивных фаз Бекчиулского плутона [Павлов, Рейнлиб, 1982], была нарушена в раннем палеоцене излияниями андезитов, картируемых в основании вулканотектонических депрессий, и вновь восстановлена в позднем палеоцене синхронно с усилением липаритовой фазы "колчанского" вулканоплутонического комплекса. В неогене центральная часть района испытала повторный прогиб, сопровождавшийся излияниями базальтов. Неотектонический прогиб отмечен также понижением современного рельефа в своде Бекчиулской морфоструктуры.

Существование колебательных движений в зоне вулканического прогиба подтверждается формально-статистическими, независимыми от предварительных гипотез расчетами глубин источников гравитационных аномалий: раннепалеогеновые локальные прогибы сопровождаются относительным понижением верхнего уровня плотностных неоднородностей (см. рис. 41, б), а позднепалеоценовая инверсия (поднятие) Николаевского вулканического прогиба проявилась в дислокациях ложа Белогорской вулканотектонической структуры (см. рис. 40) и подошвы главного геосинклинального комплекса в южной части района (см. рис. 41, а). При формационном подходе к геофизическим данным в каждой из выделенных вулканотектонических структур устанавливается связь дифференцированных вертикальных движений (прогиб → поднятие → прогиб) с контрастными вулканическими излияниями (андезит → липарит → базальт). Такая связь, по-видимому, характерна как для макро-, так и для микровулканотектонических ритмов.

Установленные взаимоотношения тектонических и магматических структур Нижнеамурского района важны для прогноза оруденения. По полученным данным, рудная минерализация связана с опущенными блоками комплекса основания (см. рис. 41, а), синклинальными структурами в кровле геосинклинального комплекса и приурочена к периоду инверсии (воздыманию) вулканического пояса, сопровождаемой усилением липарит-гранитного магматизма. Вторым структурным признаком рудных полей является тесная пространственная сопряженность андезитов с гранитами (Улское поле) или липарит-дацитовыми вулканическими аппаратами (Колчанское поле). Улский и колчанский типы оруденения, вероятно, формационно связаны в вертикальном ряду.

Отмеченные особенности пространственного размещения и генезиса рудных полей находят отображение на картах модуля избыточной плотности гравитирующих неоднородностей (см. рис. 42). В нижнем структурном уровне преобладают субширотные и северо-восточные ориентировки аномалий плотности, указывающие на связь их с раннеорогенными тектоно-магматическими структурами и процессами, в верхнем — преобладают субмеридиональные, северо-западные и кольцевые ориентировки, связанные с очаговыми вулканическими структурами. Преимущественное размещение рудной минерализации вне плотностных неоднородностей (см рис. 42) свидетельствует о том, что рудный элемент либо не связан с поздними или наиболее интенсивными фазами тектоно-магматических процессов, либо характеризуется высокой эндогенной миграцией. Наиболее вероятно, что такое распределение плотности отвечает связи рудных концентраций с относительно короткими промежуточными липарит-гранитными стадиями вулканических процессов в раннем и позднем палеогене.

Пространственная и временная позиции золоторудных проявлений Нижнеамурского района типичны для вулканических областей [Воларович, Михайлова, 1973; Фогельман, 1973; и др.], причем особенно характерной является совмещенность локальных позднегеосинклинальных—раннеорогенных прогибов с наложенными на них вулканотектоническими депрессиями, отмечаемая, например, в рудных районах Забайкалья [Прогнозирование ... 1976] и северного Казахстана [Лукин и др., 1973]. В вопросе об источнике рудного вещества предпочтительными нам кажутся выводы В.Л. Шевкаленко [1979], подчеркивающие связь первичного накопления золота в вулканитах основного—среднего состава и последующей его переконцентрации под влиянием липарит-гранитного магматизма. Подобная структурная сопряженность контрастных магматических комплексов как условие рудогенеза является характерной металлогенической особенностью Дальнего Востока [Власов, 1979а; Радкевич и др., 1965; Моисеенко и др., 1971].

Геофизические модели глубинной структуры Нижнеамурского района свидетельствуют об унаследованно-наложенном типе взаимоотношений складчатого, вулканического и рудного процессов в северном Сихотэ-Алине. При этом унаследованность выражается в использовании позднемеловыми и кайнозойскими вулканитами депрессионных форм раннеорогенного периода, а наложенность — в ортогональной ориентировке рифтогенного вулканического прогиба, проявленного в подошве геосинклинальных образований. Оба типа взаимоотношений контролируют размещение рудной минерализации.

**Сергеевский рудный район.** Район расположен в юго-восточной части Гонжинской интрузивно-вулканической зоны Умлекано-Огоджинского вулканического пояса [Сухов, 1970], приуроченного к юго-западному обрамлению Монголо-Охотской складчатой системы. В геологическом строении района принимают участие протерозойский метаморфогенный, юрско-раннемеловой осадочный и меловой вулканогенный структурные этажи, инъецированные интрузивами верхнеамурского и талданского комплексов. В эволюции района выделяются раннеорогенный (верхняя юра—нижний мел) и позднеорогенный (мел) этапы. Для первого характерен мощ-

ный гранитоидный магматизм (верхнеамурский комплекс), развивавшийся на фоне интенсивного воздымания Гонжинского интрузивно-купольного свода [Сухов, 1972б; Чаньшев, 1976], для второго — активизация вулканических процессов (талданский вулcano-плутонический комплекс). В составе вулканической формации выделяются начальная андезитовая, промежуточная липарит-дацит-гранодиоритовая и заключительная диорит-порфирит-базальтовая фазы [Сухов, 1970 и др.]

Предшествующими исследованиями структурная позиция рудного района определена принадлежностью его к Улунгинской центрально-кольцевой вулcano-тектонической депрессии, а к наиболее перспективным участкам отнесены эруптивные центры и фланги вулканических структур. По мнению большинства исследователей, рудная минерализация этого района генетически связана с вулканитами, однако в качестве возможных первичных источников рудного вещества рассматриваются также верхнеамурские гранитоиды [Чаньшев, 1976] и метаморфогенно-осадочные вмещающие породы [Дитмар, 1965; Михайлов и др., 1971].

В гравитационном поле исследованной части района (рис. 43) наблюдаются два структурных плана аномалий. Первый характеризуется линейными северо-восточным и северо-западным простираниями зон градиентов силы тяжести и полигонально-блоковым очертанием аномалий с размерами от  $6 \times 10$  до  $10 \times 15$  км. Соответствующие разломы и блоки этого класса тектонических структур проявлены в нижних структурных этажах, причем северо-западные разломы являются сквозьструктурными по отношению к вулканическому покрову. Второй план гравитационных аномалий характеризуется дуговой ориентацией зон градиентов  $\Delta g$  и концентрически-зональным расположением локальных изометричных и овальных по форме аномалий с размерами от  $3 \times 3$  до  $5 \times 8$  км, совпадающих с палеовулканическими постройками, известными по геологическим данным, и субвулканическими телами — по данным магнитной съемки.

Сопоставление ориентировок, размеров, интенсивности и соподчиненности геофизических аномалий позволяет предполагать унаследованно-наложенные взаимоотношения позднеорогенного приповерхностного и раннеорогенного глубинного типов эндогенных дислокаций. Унаследованность проявлена в сохранении фрагментами кольцевой системы разломов линейных ориентировок и усилении интенсивности в пределах вулканического покрова зон градиентов  $\Delta g$ , трассируемых со стороны блоков складчатого фундамента. Наложенность проявлена в характере соподчиненности ориентировок и размеров вулcano-тектонических структур.

В соответствии с механизмом формирования и эволюции вулканических структур этого района [Сухов, 1972а] гравитационные эффекты структур обоого знака (интрузивно-купольные поднятия и вулcano-тектонические депрессии) определяются тремя главными факторами: объемом раскристаллизовавшегося периферического палеомагматического очага, мощностью надинтрузивной вмещающей толщи и количеством извергнутого на поверхность материала. Вследствие возможного уравнивания этих гравитирующих факторов над обоими типами структур аномалии могут не наблюдаться, в сводах же могут быть как максимумы (мощная надинтрузивная покрывка), так и минимумы  $\Delta g$  (палеомагматический очаг расположен неглубоко). Таким образом, на примере данного района мы еще раз

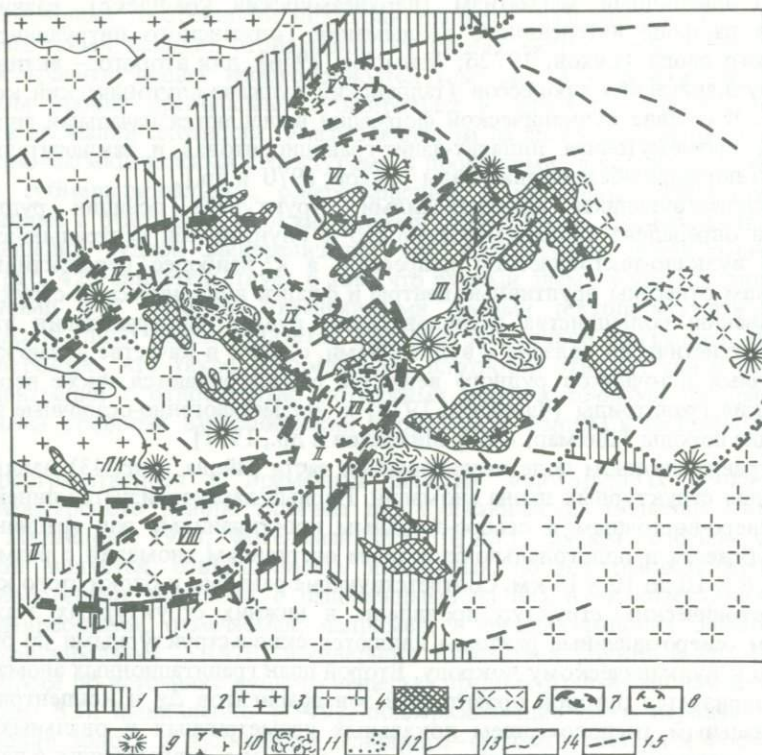


Рис. 43. Схема глубинного строения Сергеевского рудного узла

1 — юрско-раннемеловой (осадочный) структурный этаж; 2 — вулканогенный структурный этаж; 3, 4 — гранитоиды верхнеамурского комплекса: 3 — на поверхности, 4 — на глубине 0,5–1 км; 5, 6 — субвулканические интрузивы талданского комплекса: 5 — на поверхности, 6 — на глубине; 7, 8 — вулканотектонические депрессии: 7 — II ранга, 8 — III ранга; 9, 10 — вулканические центры (вулканы, экструзивы, некси): 9 — установленные по геологическим данным, 10 — предполагаемые по геофизическим данным; 11 — лавы главной вулканической фазы; 12 — границы вулканического покрова; 13, 14 — интрузивные тела: 13 — на поверхности, 14 — на глубине; 15 — разломы по геофизическим данным. Вулканотектонические структуры: II ранга (I — Сергеевская интрузивно-купольная структура, II — Улагачская кольцевая вулканическая зона), III ранга (III — Желтунакская, IV — Боровая, V — Крестьянская, VI — Дактунская, VII — Желтунак-Турская, VIII — Улагач-Сергеевская, IX — Верхнеулагачская), IV ранга (ПК — Покровский палеовулкан)

убеждаемся в том, что сами по себе гравитационные аномалии не могут быть индикатором типа вулканических структур и при их интерпретации необходим системный формационный подход, направленный на получение целостного представления об объекте в его развитии и взаимодействии с элементами смежных структурно-формационных комплексов.

Представления о глубине и дислокациях рельефа протерозойского структурного этажа на территории Сергеевского рудного узла базируются только на косвенных данных. Предварительный вывод о неглубоком залегании протерозойских пород был получен на основании сопоставления уровня гравитационного поля с выходами нижнего этажа в других частях Гонжинского свода и вулканического пояса. Дополнительным аргументом

такого предположения явились результаты расчетов избыточной плотности ( $-0,22 \text{ г/см}^3$ ) обнаженных субвулканических тел на юго-восточных флангах Сергеевского поднятия (см. рис. 43), необъяснимой залеганием этих тел только в юрских породах ( $\Delta\sigma = -0,12 \text{ г/см}^3$ ). И, наконец, более точные сведения о глубине протерозойских пород дают расчеты элементов залегания массивов верхнеамурских гранитоидов, значительная удаленность которых от питающего очага (центр Гонжинского свода), пологие брекчированные контакты, трещинная форма тел и небольшая вертикальная мощность (1–1,5 км) свидетельствуют о их межформационном положении. По совокупности данных морфология рельефа нижнего структурного этажа на территории рудного узла характеризуется ступенчатым погружением кровли к северо-западу и наличием блокового поднятия северо-западного простирания вблизи северо-восточной границы исследуемой территории (см. рис. 43). Глубина залегания протерозойских пород, большей частью перекрытых пластинообразными апофизами Джугджурского гранитоидного массива, в южной части района около 1–1,5 км. Мощность юрско-меловых осадочных пород над гранитоидами не превышает, по-видимому, 500 м. Глубина залегания нижнего структурного этажа в пределах вулканического покрова, по результатам интерпретации секущих его зон градиентов, от 1 км в своде Сергеевской интрузивно-купольной структуры до 4–5 км в районе Желтунакской вулканотектонической структуры.

Особенности строения вулканогенного структурного этажа и его взаимоотношения с рельефом складчатого фундамента рассматриваются нами исходя из представлений о вулканотектонической системе [Сухов, 1971б; Фрейд, 1974], состоящей из пространственно и генетически сопряженных вулканотектонических структур различного ранга. По геолого-геофизическим данным в районе выделяются вулканотектонические структуры четырех рангов. Структура I ранга – Гонжинское интрузивно-купольное поднятие [Сухов, 1972а]; структуры II ранга – Сергеевская интрузивно-купольная структура и Улагачская кольцевая вулканотектоническая зона; структуры III ранга – вулканотектонические депрессии приразломного (Боровая, Крестьянская) и центрального (Верхнеулагачская, Желтунак-Турская, Улагач-Сергеевская, Дактунская, Желтунакская) типов; структуры IV ранга – экструзивные центры и палеовулканы, в том числе Покровский палеовулкан (см. рис. 43).

Гонжинский интрузивно-купольный свод, в центральной части которого обнажаются протерозойские породы, сопровождается глубоким региональным минимумом  $\Delta g$ , объяснить который можно лишь наличием крупного верхнекорового палеомагматического очага, производным которого являются многочисленные интрузивы верхнеамурского комплекса, кольцом опоясывающие блоки протерозойских пород. Эти блоки, по-видимому, выполняли роль экрана, обусловившего преимущественно горизонтальные внедрения магмы к флангам поднятия. В связи с активизацией Умлека-Огоджинской зоны глубинных разломов, сопровождавшейся мощным притоком глубинного вещества и энергии, Гонжинский магматический очаг распался на ряд промежуточных (периферических) камер, определивших местоположение вулканотектонических структур II порядка.

Сергеевское интрузивно-купольное поднятие (см. рис. 43) является главной структурой одноименного рудного узла. Центральная часть (свод)

структуры разделена разломом северо-западного простирания на два блока, западный из которых представлен Сергеевским массивом верхнеамурских гранодиоритов, восточный — юрскими осадочными породами, обильно инфицированными субвулканическими экструзиями и дайками талданского комплекса. Вертикальная мощность обнаженной части массива не превышает 1 км, в противном случае она должна была проявиться гравитационной аномалией амплитудой не менее 1,5 мГал, чего не наблюдается в действительности. Близкие значения мощности Сергеевского массива (1 км) определены В.А. Захаровым по магнитным и Н.Г. Власовым — по геологическим данным. Мощность незначительно опущенной восточной части Сергеевского массива сокращена, по расчетам до первых сотен метров.

В южной части свода описываемой структуры расположен Покровский палеовулкан, который имеет более низкий по сравнению с аналогичными постройками обрамления свода эрозионный срез. Мощность эффузивных фаций на флангах палеовулкана не превышает 100–150 м, а пологие, расходящиеся от центра экструзии и дайки общей мощностью не более 300 м (данные ВЗЗ и гравиразведки) при внедрении использовали тектонические полости межформационного Сергеевского интрузива.

Выполненные в районе геофизические исследования свидетельствуют о том, что глубинный палеомагматический очаг, расположенный в своде Сергеевской интрузивно-купольной структуры и питающей вулканические постройки Покровского рудного узла, пространственно и генетически не связан с интрузивами верхнеамурского комплекса. Кровля этого очага располагается на глубине 4–5 км от поверхности в протерозойском структурном этаже.

Улагачская кольцевая зона вулканических депрессий, генетически связанная с развитием Сергеевского поднятия, представляет собой область разгрузки магм и накопления пирокластического материала на его флангах, составляет с ним одно целое и является его продолжением. Улагачская зона образована четырьмя структурами III порядка (см. рис. 43), мощность вулканитов в которых от 1–1,5 км (Боровая и Верхнеулагачская) до 3–4 км (Желтунак-Турская, Улагач-Сергеевская). В эпицентрах большинства структур по геолого-геофизическим данным картируются жерловые фации, экструзии и вулканические аппараты IV порядка.

Вулкано-тектонические структуры, расположенные восточнее Улагачской зоны, приурочены к грабенообразному блоку северо-западного простирания в нижнем структурном этаже. Желтунакская полигенная структура в южной части этого грабена характеризуется наиболее крупными размерами и сложным строением. Центральная часть этой постройки представляет собой систему сближенных вулканических аппаратов с кислым составом магмы (см. рис. 43); на флангах и за пределами структуры по геологическим и магниторазведочным данным установлены маломощные пологие интрузивы дацитов, расходящиеся от центра вулканического сооружения по пологим трещинам, по-видимому, вследствие выжимания магмы при проседании свода структуры. Вдоль радиальных разломов наблюдаются потоки лав липаритового состава, звездчатое расположение которых указывает на то, что эта полигенная депрессия в своем развитии переживала промежуточный этап инверсионного поднятия, связанный с липаритовой фазой вулканических процессов. Суммарная мощность вулкано-плутони-

ческих образований в центре Желтунакской структуры достигает 3,5–4 км, а к востоку от нее сокращается до 0,5–1 км.

Сопоставление особенностей пространственного распределения глубинных гравитирующих масс Сергеевского рудного узла с вулканическими и довулканическими тектономагматическими структурами Гонжинской вулкано-плутонической зоны указывает на три источника локализации здесь очаговых вулканических структур. Эти структуры формируются на периферии магматических сводов низшего ранга, в линейных субширотных зонах глубинных разломов и наследуют блоковые дислокации древнего (протерозойского) структурного этажа. Ввиду наложения и интерференции этих признаков наиболее трудно расшифровываются структуры II и III рангов. По этой же причине большинство вулканических структур Гонжинской зоны не являются концентрически замкнутыми, а сформированы секториальными блоками (90–150°) сводов структур I–II порядков. Аналогом Сергеевской структуры, по-видимому, является Арбинская, расположенная в 35 км севернее рассматриваемой территории (см. рис. 36) и имеющая более низкий эрозионный срез.

В соответствии с установленными особенностями глубинного строения наиболее перспективными для поисков руд являются присводовая часть Сергеевской интрузивно-купольной структуры и прилегающие к ней фланги Улагачской кольцевой вулканической зоны. Небольшая вертикальная мощность и межформационное положение Сергеевского интрузива обеспечивают благоприятные предпосылки для локализации рудной минерализации на контактах (кровля, подошва) и участках тектонической расслоенности массива.

Таким образом, независимо от возраста, индивидуальных особенностей и уровня эрозионного среза рудные районы южной части Дальнего Востока имеют ряд общих черт глубинного строения. Эти районы приурочены к длительно развивавшимся тектономагматическим структурам, в пределах которых возникали, распадались и превращались в кристаллические интрузивные тела магматические очаги различного состава и глубинности. Характерной является структурная обособленность близких по времени проявления магматических комплексов – производных этих очагов, каждый из которых определяет свой тип и размеры вулканотектонических структур.

Разновозрастные ассоциации магматических пород характеризуются латеральной и вертикальной объемной зональностью, имеющей место как внутри, так и между магматическими комплексами. Латеральная магматическая зональность обнаруживается по: 1) закономерному пространственному изменению состава (плотности, магнитности) магматических пород в зависимости от направленности магматических и тектонических процессов; 2) краевому размещению вулканических фаций относительно своих глубинных интрузивных аналогов в положительных структурах центрального типа и наоборот – в отрицательных; 3) периферическому расположению древних магматических комплексов по отношению к молодым в длительно развивающихся структурах центрального типа независимо от характера (прогибание или воздымание) тектонических процессов. Вертикальная магматическая зональность выражается: 1) дискретностью фаций глубинности пород, устанавливаемой по резким изменениям вертикальной мощности тел и структурным уровням залегания центров масс; 2) характером

изменения состава магматических пород с глубиной (соотношение петрофизических и геофизических аномалий); 3) резким изменением объемных параметров разновозрастных магматических тел в различных структурных этажах. Магматическая зональность тесно связана с тектоническими перемещениями блоков "замагматических" структурных этажей.

Структурное положение магматических комплексов в значительной степени определяется разломами. Характерны две их главные функции: а) структурные барьеры значительной вертикальной протяженности, ограничивающие ареалы молодых гранитоидных комплексов от более древних или от вмещающих пород; б) структурные швы, контролирующие внедрение глубинных магматических расплавов обычно основного—среднего состава на нижних уровнях и субвулканических трещинных гранитоидов — на верхних. Обе функции могут быть совмещены в одном разломе, однако каждая из них доминирует в определенное время и на определенном участке. Пространственное положение и глубинная морфология магматических тел контролируются также квазигоризонтальными уровнями плотностных неоднородностей, вероятно, структурными несогласиями, обеспечивающими решение проблемы пространства магматических камер. В рудных районах характерно существование нескольких планов разрывных дислокаций, один из которых является рудоконтролирующим.

В большинстве рудных районов прослеживаются два главных этапа тектонического развития. Блоки раннеорогенного этапа характеризуются полигональной структурой, которая унаследует раннеорогенными гранитоидами. Позднеорогенный этап отличается широким развитием разнообразных по составу магматических проявлений в обстановке дифференцированных тектонических движений. Дизъюнктивы этого периода обычно представлены дуговыми или радиально-кольцевыми системами разломов над магматическими очагами центрального типа.

Эволюция магматических структур центрального типа тесно связана с характером тектонических движений. Гомодромная направленность магматизма характерна для периодов преобладающих поднятий, антидромная — опусканий или тектонической инверсии структур. Полигенные вулканотектонические структуры могут изменять характер магматической направленности в отдельные периоды развития.

По сравнению с магматическими длительность рудных процессов заметно более ограничена, что находит выражение в распределении модуля избыточной плотности глубинных неоднородностей. Это, в свою очередь, определяет необходимость изучения дорудной и послерудной истории районов. Доминирующим глубинным признаком золоторудных и вольфрамовых месторождений является пространственная совмещенность продуктов начальных (андезитовых) фаз позднеорогенных вулканических комплексов с подстилающими или интрузирующими их массивами гранитоидов.

К главнейшим пространственным признакам рудных полей относятся: 1) неглубокое (2—3 км) залегание апикальных частей гранитоидных палеомагматических очагов, пространственно совпадающих с центральными частями рудных узлов; 2) близкая пространственная сопряженность либо глубинный контакт ареалов контрастных магматических комплексов; 3) наличие мощных зон термально- и метасоматически измененных пород, целиком охватывающих центральные части (50—300 км<sup>2</sup>) рудных районов и

сопровождающихся аномалиями естественного электрического поля, вызванной поляризации и плотностной контрастности.

Специфическими геофизическими признаками рудных полей являются увеличение частоты спектра гравитационных аномалий и потеря магнитности магматическими породами основного—среднего состава.

Важнейшие ретроспективные критерии рудных районов: 1) длительная эволюция магматизма; 2) резкие изменения направленности магматического процесса в связи с контрастностью (инверсиями) геотектонических режимов.

## Глава 7

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫХ СИСТЕМ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ РУД

Учет поступательно-возвратного стиля геосинклинального развития, подход к геосинклиналям как к системам способствуют правильной оценке перспектив рудоносности различных структурно-формационных зон и пониманию общих металлогенических закономерностей в Тихоокеанском складчатом поясе.

Как оптимально рудоносные сейчас вырисовываются тыловые зоны геосинклинальных систем, ранее рассматривавшиеся как амагматичные структуры, малоперспективные в отношении руд металлов. "Двухтактная" металлогения Тихоокеанского пояса, отмечаемая М.И. Ициксоном [1979], сейчас получает логическое объяснение. Первый "такт" — это раннегеосинклинальное рудообразование в эвгеосинклинальных прогибах, выдвинутых в океан. Второй — орогенные рудные процессы в тыловых зонах, куда откатываются "волны" геосинклинального процесса. Встречая здесь жесткие платформенные массивы, эти волны "фокусируют" в пограничной зоне энергию тектономагматических процессов, что находит выражение в развитии краевых вулканических поясов и приплатформенном рудообразовании. В краевых прогибах, дренирующих складчатые области, металлы, выносимые рудоносными гидротермами, реализуются в форме стратиформных рудных залежей.

Пример современных островных дуг с значительными рудными ресурсами в незначительной степени способствовал правильной оценке перспектив рудоносности геантиклинальных (палеоостроводужных) зон Урала и других складчатых областей. Распространенная в пределах таких зон непрерывно дифференцированная вулканическая формация (ассоциация) ранее считалась некоторыми авторами малоперспективной в отношении колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Вот как оценивают сейчас эту формацию исследователи Урала: "Наибольшей продуктивностью обладает непрерывная плагиолипарит-андезит-базальтовая натриевая формация, с которой связаны медно-колчеданные месторождения: Гайское, Комсомольское, Блявинское, Светлинское, Западно-Ащebutакское, Айдырлинское" [Потаненко и др., 1983, с. 25].

Существовавшие (и сейчас еще широко распространенные) представления о перемещении на американских континентах тектономагмати-

ческих процессов не в сторону океана, как это имеет место в Восточной Азии, а в обратном направлении (в сторону континента) не согласуются с общим стилем геосинклинального развития и при анализе имеющихся материалов оказываются неверными. Как в Восточной Азии, так и в Западной Америке тектономагматические процессы каждого нового цикла перемещались в сторону океана. В пределах же циклов имело место отступление процессов в обратном направлении [Власов, 1979в, 1984]. Это расширяет возможности сопоставления особенностей металлогении западной и восточной ветвей Тихоокеанского пояса и вынуждает к пересмотру некоторых общепринятых положений, касающихся металлогении Западной Америки. В имеющихся сводных работах по металлогении Тихоокеанского пояса не учитывается, например, разновозрастность американских зон с порфировым медным оруденением и их последовательное омоложение (от триасовой до кайнозойской) в сторону океана, что устанавливается работами Р. Силито и др. [Silitoe, 1977; Silitoe et al., 1982].

Симметричное развитие тектономагматических процессов в западной и восточной ветвях Тихоокеанского пояса говорит в пользу вероятности большего сходства металлогении Восточной Азии и Западной Америки, чем это представляется сейчас. Например, богатство американского сектора пояса медью и молибденом по сравнению с Восточной Азией может быть кажущимся; мнение об этом, возможно, обусловлено плохой еще освоенностью порфировых медных и медно-молибденовых руд в Восточной Азии и относительно незначительной эродированностью порфировых руд в Курило-Камчатской дуге и Восточно-Азиатских краевых вулканических поясах (рис. 44). На многих камчатских участках, перспективных в отношении порфировых руд, остаются незеродированными даже самые верхние рудные образования, представленные метасоматическими серными и серно-колчеданными залежами. Только на некоторых метасоматических серных месторождениях неглубокими скважинами вскрыто медное оруденение типа порфирового, преимущественно с сульфосолями меди. На одном месторождении медные руды обнажаются в эрозийных врезях. Уровень эрозии пород краевых вулканических поясов Восточной Азии более глубок, но чаще не опускается ниже золото-серебряных и полиметаллических проявлений. Лишь в граничных, приплатформенных частях поясов, где вскрываются корни вулкано-плутонических образований, медные порфировые руды обычно выходят непосредственно на поверхность, как, например, на западе Преддзугджурского прогиба [Фролов, Шмигирилов, 1978].

О глубине эрозии порфировых систем можно судить по составу обнажающихся на поверхности измененных пород. Особенно ценны в этом отношении глинистые и гидрослюдистые минералы. Они быстро видоизменяются с глубиной в пределах одних и тех же зон у разломов, последовательно выклинивающиеся на глубине [Вулканические..., 1971]. Изменения этих минералов, как и сама "чехловая" зональность, отражают метасоматическую, а отнюдь не стадииную зональность, как полагают многие исследователи.

Высказывались суждения, что территория Дальнего Востока малопер-

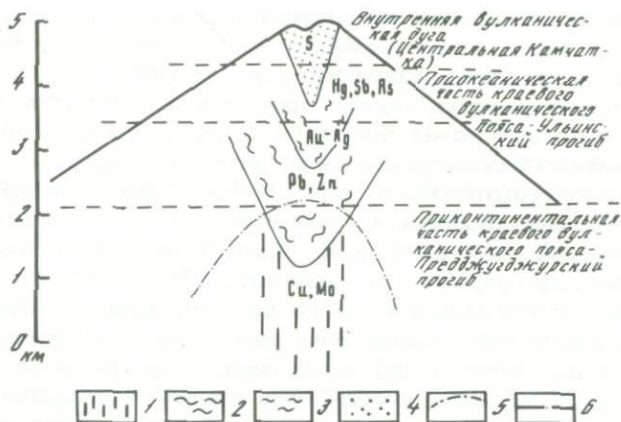


Рис. 44. Разноглубинные эрозионные срезы медно-порфировой системы в различных районах Дальнего Востока

1 — ортоклазовые метасоматиты (с медью и молибденом); 2 — высоко- и средне-температурные пропилиты (с полиметаллической минерализацией); 3 — низкотемпературные пропилиты (с золото-серебряной и мышьяково-сурьмяно-рутутной минерализацией); 4 — кислотно измененные породы — вторичные кварциты (с самородной серой и сульфидами железа); 5 — верхняя граница субвулканической (диоритовой) интрузии; 6 — наиболее характерные эрозионные уровни

спективна в части колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд, так как для нее установлено отсутствие кислых дифференциатов раннегеосинклинальных магматитов. Эти заключения преждевременны и, по-видимому, несправедливы. Раннегеосинклинальные вулканогенные толщи Дальнего Востока еще недостаточно изучены, чтобы можно было уверенно говорить об отсутствии в них перспективной в отношении колчеданного оруденения кварц-кератофировой формации. Последняя уже обнаружена более детальными работами во многих районах, например в Хасанско-Гродековской зоне Приморья среди пермских раннегеосинклинальных образований. Это мощная (до 6000 м) контрастная ассоциация пород базальтового и дацит-липаритового состава [Вржосек, 1980]. Более же нижняя часть пермского разреза (до 4000 м) является спилит-диабазовой формацией. Кератофиры известны в зоне Тукурингского разлома — от приустьевой части р. Гилой до верхнего течения р. Нюкжа. Они описаны также М.Т. Турбиным на р. Ланн в Селемджинском районе, а В.И. Суховым и др. [1980] — на северной окраине Буреинского массива, в верховьях р. Мамын и в бассейне р. Гари.

Пластовые залежи кварцевых порфиров содержатся в позднепротерозойско-кембрийских отложениях Малого Хингана. Метаморфизованный туфовый флиш и субинтрузии дацита известны в протерозойских образованиях Сулукского выступа и т.д. Как видно из книги "Вулканические пояса Востока Азии" [1984], кислые вулканиды в тех или иных количествах содержатся в большинстве восточноазиатских вулканогенных толщ, как древних, так и молодых.

Метаморфизованный кислый вулканический материал отмечается В.А. Буряком [1982] в докембрийских толщах Приамурья. Кислые вулканиды вообще легко преобразуются при метаморфизме в кварцальбитовые, кварц-серцитовые и другого состава сланцы. Значительная

часть кислого вулканического материала извергается в форме вулканических пеплов, которые, легко преобразуясь, "маскируются" в метаморфических толщах, ускользая от внимания исследователей.

Следует учитывать также, что содержание кислых магматических пород в рудоносных толщах может быть небольшим, а на медно-колчеданных месторождениях кипрского типа они и вообще отсутствуют.

В более ранней работе [Власов и др., 1978б] приводились перспективы советского Дальнего Востока в отношении колчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации и ориентировочно указывались эпохи, благоприятные для образования таких руд. Полученные за последние годы данные в общем подтверждают эти прогнозы. Многочисленные колчеданные и полиметаллические проявления обнаружены во многих районах [Сухов и др., 1980; и др.]. Если учесть широкое распространение на Востоке СССР медистых песчаников и сланцев, проявления порфирового медного оруденения во многих районах, руд куроко в Курило-Камчатской дуге, реальную возможность открытия промышленных колчеданных залежей в допалеозойских метаморфических и более молодых образованиях Приморья и Приамурья, Северо-Востока СССР, Читинской области, то предположение, что все эти территории могут в будущем стать меденосной провинцией, не будет фантазией.

Широкие возможности для открытия руд стратиформного типа не только медных, но и другого состава имеются на Малом Хингане (свинцово-цинковые руды в известняках и доломитах), на склонах Буреинского массива и в прилегающих частях Амура-Зейской депрессии (под рыхлыми отложениями), в палеозойских и мезозойских геосинклинальных образованиях Сихотэ-Алиня, в зоне Тукурингского разлома Монголо-Охотской области и во многих других районах. Надо учитывать, что систематические исследования, направленные на стратиформные руды, в Приморье, Приамурье и в других областях Востока СССР проводились еще в малом объеме.

Практическим выражением выделенной авторами магматогенно-рудной системы первого типа (сопряженные поднятия и опускания) является вывод: каждой поднятой рудоносной структуре могут отвечать стратиформные руды в соседних впадинах. Причем эти стратиформные руды в большинстве случаев более объемные, чем жильные и метасоматические месторождения поднятий. В подтверждение этого можно привести многочисленные высказывания В.И. Смирнова и свидетельство Г. Гросса [Gross, 1979], который пишет (перевод Г.М. Власова): "Опыт и знания, накопленные автором, позволяют утверждать, что гидротермальные месторождения замещения меньше по сравнению с более многочисленными и более крупными стратиформными месторождениями" (с. 51). И если рудные ресурсы поднятий близки к истощению, то большая часть стратиформных рудных месторождений находится в резерве, оставаясь еще не открытой.

Стратиформные руды у поднятий располагаются зонально (в общем случае сульфидные — непосредственно у вулканических очагов на поднятиях или на склонах поднятий, далее, уже в пределах впадин — карбонатные, еще далее от вулканических очагов — железные и марганцевые). Важнейшей в практическом отношении закономерностью является тесная пара-

генетическая связь сульфидных (колчеданных) и железорудных (а также марганцеворудных) месторождений. Расстояния между сульфидной и окисной рудными фациями составляют от нескольких километров до нескольких десятков километров, в некоторых случаях еще больше. Эта закономерность используется канадскими геологами, что привело к открытию многих промышленных колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений [Gross, 1979]. И. Плаймер [Plimer, 1978] по материалам изучения австралийских и других стратиформных месторождений составил обобщенный ряд руд от проксимальных, приочаговых до дистальных, удаленных от очага (см. рис. 5). Общими закономерностями являются уменьшение в этом направлении во вмещающих руды толщах количеств вулканического материала и гидротермально измененных пород, увеличение содержания свинца и пирротина в рудах.

Известны, по материалам различных исследователей, и другие закономерные изменения стратиформных руд и вмещающих пород по мере удаления от вулканических очагов. Так, величина отношения содержаний Ge/Fe в эксгальционно-осадочных железных рудах при этом убывает, а Ti/V и Sr/Ba возрастает [Григорьев, 1968]. Вулканический материал изменяется по составу в направлении от поднятия от кислого до основного. Рудообразование на поднятиях происходит почти одновременно с извержениями кислой пирокластики, которая далеко распространяется в виде шлейфа туфового флиша, маркирующего рудные районы [Власов, 1979a]. Кроме приведенных выше примеров парагенезиса туфового флиша и руд, можно указать на постоянную приуроченность в бассейне р. Колымы золото-шеелитового оруденения к районам, где в терригенных отложениях содержится вулканический материал [Воеводин, 1983]. В Тургайском прогибе стратиграфические уровни железорудных залежей на некоторых площадях занимают тонкослоистые туфы или туффиты [Богацкий, Курцерайте, 1966].

Закономерности, позволяющие определять положение вулканических очагов на поднятиях и направление развития стратиформного рудного ряда, могут быть суммированы в следующем виде. При удалении от очага происходят такие изменения руд и вмещающих пород: 1) уменьшение мощности туфового флиша; 2) уменьшение величины обломков пирокластики; 3) уменьшение величины терригенных обломочных зерен; 4) изменение состава вулканического материала, содержащегося в породах, от кислого до основного; 5) смена восстановительных условий окислительными, что прежде всего проявляется развитием окисных минералов взамен сульфидов; 6) изменения приведенных выше количественных соотношений некоторых элементов; 7) уменьшение степени гидротермальных изменений вмещающих пород, что обуславливает применимость "закона стрелы" [Власов, Борисов, 1969], который в данном случае может быть сформулирован так: клинья измененных пород, подобно стрелам, указывают на направление вероятного развития стратиформного рудного ряда.

Чаще перед геологами будет стоять задача выявления не железных руд, а колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в провинциях с железорудными месторождениями. Благоприятными признаками при этом будут близость поднятий, раскисление вулканического материала, увеличение мощности туфового флиша, появление в окисных железных

рудах сульфидов железа, обратные количественные соотношения индикаторных минералов.

Большой интерес в этом отношении представляет юго-западная часть Джагдинской зоны Монголо-Охотского пояса. Здесь известны пластовые железорудные залежи в докембрийских вулканогенно-кремнистой и кремнисто-известняковой формациях. Состав вулканитов в них преимущественно основной. К югу появляются слои пещловых туфов — проявляется взрывчатая форма вулканизма с повышенной кислотностью и щелочностью вулканических продуктов, намечаются вулканогенные купольные поднятия, в железных рудах начинают встречаться вкрапленники пирита и халькопирита. Все эти признаки указывают на возможность нахождения колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд на юго-западе Джагдинской зоны, в частности в бассейне р. Гербикан.

Вероятны фациальные взаимоотношения между Гаринским железорудным и Каменушинским серно-колчеданным месторождениями, находящимися в краевой зоне Буреинского массива Приамурья. Слоистые руды Гаринского месторождения содержат прослои туфового флиша и многочисленные сульфидные вкрапленники и линзочки. Детальные исследования, возможно, выявили бы между этими месторождениями участки, наиболее оптимальные в отношении колчеданного оруденения.

Многочисленные участки слабого медно- и цинково-колчеданного оруденения известны в глыбовой области Становика-Джудджура, Ланско-Тукурингском грабен-синклинии, в Сихотэ-Алине, Анюйском и Сулукском выступах древних пород, в Янканском рудном поле, в Ханкайском массиве, Ванданском хребте и в других районах Приморья и Приамурья. Рудопроявления находятся преимущественно в черных углеродистых сланцах и в карбонатных отложениях рифтовых зон. Часть их, во всяком случае, может быть связана фациальными переходами с известными железорудными образованиями. Целенаправленные исследования взаимоотношений железорудной и колчеданной фаций могли бы открыть районы с промышленным колчеданным оруденением. Полезным при этом оказался бы опыт канадских геологов.

Будучи наиболее удаленными от очагов элементами стратиформного рудного ряда, железные и марганцевые руды, естественно, являются и наиболее поздними членами этого ряда. Этим определяется ценность железистых и марганцовистых отложений как указателей на возможное залегание ниже руд иного состава. Железистые, а особенно часто марганцовистые "ореолы" обычны как для верхних горизонтов, так и для флангов рудных залежей различного состава. Окислы марганца в этих ореолах содержат примеси металлов. В частности, относительно высокие содержания в них серебра указывают на возможное появление на глубине промышленного оруденения [Берман, 1981]. В метаморфизованных толщах околорудный марганцевый ореол проявляется повышенным (до 35%) содержанием MnO в гранатах. Высказываются мнения о пропорциональной зависимости между масштабами рудных месторождений и содержанием марганца в рудах и вмещающих их породах [Кантор, 1974]. Гидраты окисей железа сорбируют золото. Это поисковый признак золоторудных месторождений, особенно в случае развития вокруг рудных выходов конгломератов с лимонитовым или гетитовым цементом.

При поиске колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, используя их "фациальные" соотношения с пластовыми железорудными залежами, надо учитывать, что значительная часть стратиформных железорудных залежей при последующем воздействии интрузий приобретает облик скарнов. Ревизия подобных "псевдоскарновых" месторождений — первоочередная задача, так как выявление их первичного осадочно-эксталяционного образования намного увеличивает потенциальные возможности горнорудных районов, дает основание предполагать открытие в их пределах новых пластообразных залежей железных руд.

Выше стратиформных залежей могут развиваться в некоторых случаях гидротермальные жильные или метасоматические (местами скарновые) рудные тела, которые обычно являются объектами разведки или разработки, в то время как нижележащие стратиформные руды могут остаться вне внимания геологов. Образование этих поздних и более верхних руд возможно в связи с диагенезом стратиформных руд, последующей гидротермальной деятельностью или влиянием молодых интрузий. А.Д. Щеглов и др. [1983] подчеркивают частую приуроченность стратиформных полиметаллических месторождений к рифам, развивающимся у глубинных разломов. Унаследованные гидротермальные процессы вдоль этих разломов могут вызывать формирование более молодых по отношению к стратиформному оруденению гидротермально-метасоматических рудных тел.

Вторая магматогенно-рудная система — порфировая, связанная с интрузивными куполами, представляет эволюционную цепь, формирующуюся чаще уже в орогенный этап и включающую в качестве звеньев медно-порфировые, молибден-порфировые, олово (вольфрам)-порфировые и порфировые грейзено-альбититовые редкометальные месторождения (подсистемы). Некоторыми авторами выделяются, кроме того, золото-порфировые и свинцово-порфировые месторождения.

Учет общих особенностей всех этих образований облегчает прогнозирование, поиски и освоение порфировых месторождений. К числу особенностей относятся: приуроченность руд преимущественно к апикальным частям интрузивных куполов нередко субщелочного состава, вкрапленно-прожилковый тип оруденения, сходная зональность гидротермально измененных пород, зональное распространение руд различного состава вокруг интрузивных штоков и на разных уровнях, вулканоплутоническая обстановка рудообразования со стратовулканами на поверхности, преимущественно хлоридно-натриевый (с углекислотой) состав рудоносных гидротерм с большой ролью фтора и бора, а также процессов грейзенизации в конечных звеньях и др.

Далеко не в достаточной мере пока используются как поисковый критерий околорудные гидротермально измененные породы. Выявление районов синрудной пропилитизации, возможное даже в протерозойских и архейских метаморфических породах, позволяет выделять участки, перспективные для нахождения разнообразных руд. Если в относительно глубинных условиях грейзенизация проявляется новообразованиями серицита, иногда мусковита, топаза и других грейзеновых минералов, то в вулканических условиях приповерхностными аналогами грейзенов являются вторичные кварциты галогенокислотной группы с андалузитом, диаспором, джомортье-

ритом, зуниитом и другими высокотемпературными кислотными минералами. "Шапка" галогенокислотных вторичных кварцитов, развившихся по относительно кислым вулканитам, иногда прикрывает медно-молибденовое, молибденовое и оловянное порфиоровое оруденение. Для медно-порфиоровых руд более характерна "покрышка" из сольфатарных вторичных кварцитов, сформировавшихся по вулканитам андезитового состава при преимущественном влиянии серных эксгаляций.

Расширение пределов порфиоровых месторождений открывает перспективы выявления и практического использования большеобъемных вкрапленно-прожилковых месторождений Mo, Sn, W, Au, Pb и других металлов [Евстрахин, Ицксон, 1980]. Особого внимания заслуживает возможность открытия в современных островных дугах на Камчатке в щелочных породах типа шонкинитов очень молодых (плиоценовых) золото-порфиоровых руд фиджинского типа. Судя по описаниям, некоторые щелочные породы рудных районов о. Фиджи сходны с западнокамчатскими.

В общем случае жильные руды образуются позднее и на более высоких уровнях, чем порфиоровые, прожилково-вкрапленные. Это позволяет надеяться на открытие порфиоровых руд на более глубоких уровнях многих эксплуатирующихся жильных рудных месторождений. Оловянно-порфиоровое оруденение с относительно убогими, но большеобъемными рудами описано С.М. Родионовым и Н.П. Макеевым [1983] в Сихотэ-Алине (месторождения и рудопроявления Звездное, Янтарное, Ледяное, Арго). Оно пока плохо исследовано, так как до последнего времени главное внимание уделялось жильным рудным телам.

Существенно, что порфиоровая по существу минерализация в связи с интрузивными штоками может не только локализоваться в апикальных частях штоков, но и распространяться вдоль слоев вмещающих пород, благоприятных для развития прожилково-вкрапленного оруденения. Знание стратиграфического разреза района в ряде случаев помогло выявить в США слепое медно-порфиоровое оруденение в благоприятных для образования таких руд осадочных породах. Например, в медно-порфиоровой провинции Южной Аризоны не менее 30% полученной меди извлекается из осадочных пород, вмещающих интрузии [Eyde, 1972].

Мало еще учитывается, что у порфиоровых подсистем, во всяком случае, у части их, развивается стратиформный рудный "шлейф": часть рудных эманаций вырывается из системы вдоль разломов, давая "боковые" гидротермально-метасоматические тела или жилы, а в благоприятной обстановке (в субаквальных условиях) — массивные сульфидные залежи типа куроко.

Магматогенно-рудные системы третьего типа включают орогенные своды, блоки, образующиеся при обрушении сводов, и ячеисто-блоковые области, в которых сиалические блоки разделены зеленокаменными прогибами эвгеосинклинального типа. Рудоносности сводовых структур и контрастных по магматизму и составам руд ячеисто-блоковых областей (например, Алтае-Саянской) посвящена обширная литература. Особенно же магматизма и рудоносности блоковых структур до последнего времени уделялось мало внимания. Наиболее существенной их особенностью является то, что разломы, ограничивающие блоки и нередко достигающие глубины 100–120 км, регулируют магматизм и рудообразование

по принципу зон Заварицкого–Беньюфа [Власов, 1978а]. Вся их активность и соответственно все руды сосредоточиваются в "висячем боку" разломов. От разломов в направлении их падения (обычно сравнительно крутого) фемического характера магматизм и оруденение (например, Cu, Au) сменяются салическими (Sn). Геофизическими методами подобные системы выявляются по утолщению "базальтового" слоя в их центральных частях и утонению на окраинах систем, а также по разуплотнению вещества верхней мантии у разломов.

Систему четвертого типа представляют рифты – структуры, очень перспективные в отношении руд. Рифтообразование сопровождается периодически повторяющимися импульсами растяжения земной коры и происходит в различные этапы геосинклинально-орогенного процесса: протогеосинклинальный, начальное геосинклинальный, орогенный и посторогенный. Соответственно меняется состав магматических и рудных продуктов. Проторифты – предшественники начальное геосинклинальных рифтов, открывающих геосинклинальный процесс. Океанические рифты – эмбрионы начальное геосинклинальных рифтов с преимущественно толеито-базальтовым магматизмом и медно-цинково-колчеданными рудами. Орогенные рифты – производные от обрушения сводовых структур, свойственных орогенному этапу. Их отличают контрастный субщелочно-салический и базальтовый магматизм и преимущественно литофильная металлогения. Континентальные рифты – наложенные на жесткие массивы структуры со специфическим щелочно-ультраосновным магматизмом и преимущественно редкометальной и редкоземельной минерализацией.

Лишь сообразуясь с этим строго логичным эволюционным рядом, можно правильно оценивать рудные возможности той или иной рифтовой структуры. При рассмотрении подводного рудоотложения применимы те же критерии, что и при исследовании рудных проявлений на континентах. Скопления железисто-марганцовистых конкреций на дне океана могут быть аналогом железомарганцевых ореолов вокруг колчеданных и колчеданно-полиметаллических залежей континентов, а широкое распространение этих конкреций – показателем мощного колчеданообразования в океанических рифтах.

В некотором отношении рифты сближаются с типовой магматогенно-рудной системой, представляющей сопряженные поднятие и опускание. Обязательные элементы рифта – ограничивающие их глубинные разломы. Этим определяются большие рудные возможности рифтовых структур и нередкая дифференциация в орогенных рифтах, с одной стороны, относительно кислых (чаще субщелочно-кислых) магматических продуктов и литофильных руд (на поднятых бортах рифтов), а с другой – базальтоидов и руд фемического профиля (Fe, Mn и др.). Наглядный пример такой структуры – Жайльминская "мульда" (Атасуйский рудный район) в Казахстане. Вероятно, такого типа структуры не единичны, и можно надеяться их обнаружить на тех участках краевых вулканических поясов, где орогенные сводовые поднятия подверглись обрушению и рифтообразованию.

Система пятого типа – концентрические структуры, таящие много неизвестного в их генезисе и структуре, повсеместно проявляющиеся и часто поражающие своими масштабами. Общие аспекты структур центрального

типа подробно рассмотрены В.В. Соловьевым [1978]. Рудосодержащие центральные структуры, по-видимому, могут быть разделены на два главных типа: 1) вулканоплутонические сооружения, располагающиеся над магматическими очагами (вулканы над интрузиями, по Г.М. Власову; очаговые структуры, по М.А. Фаворской и др.); 2) купольные структуры различного масштаба, связанные с диапиризмом легких сиалических магм или их подъемом при воздействии внутренних сил.

Во всех случаях исследований руд центральных структур важно рассматривать их как целое, не разбрасываясь на изучение отдельных фрагментов. М.М. Василевский с сотрудниками [1974, 1977] выделили такие целостные рудосодержащие объекты на Камчатке под наименованием вулканогенно-рудных центров. Сопоставление эрозионных врезов различной глубины позволило получить представление об "этажности" распределения различных руд в этих центрах. Разработана методика выделения наиболее перспективных рудоносных участков по густоте кольцевых и линейных "фрактур" (трещин), определяемой на космических и аэрофотоснимках [Василевский и др., 1981].

По геологическим материалам, наиболее перспективны в отношении содержания руд длительно и непрерывно развивавшиеся структуры вулканогенно-субвулканического типа с дифференцированными магматическими комплексами, системами дайковых пород, внутренними фациями гидротермально измененных пород [Власов, 1977]. К числу особенностей рудоперспективных центральных структур относится окаймление их туфовым "шлейфом". В большинстве случаев такие структуры соответствуют магматогенно-рудной системе второго типа (порфировая с интрузивными куполами).

Оптимально рудоносными купольными структурами являются также длительно унаследованно развивавшиеся структуры с относящимися к разным фазам и циклам сложного состава магматическими образованиями и ярко проявленными гидротермальными изменениями пород (подобные куполам Селемджино-Кербинского района в Приамурье) [Эйриш, 1977].

Прерывисто-непрерывное течение рудного процесса как в общей истории Земли, так и в истории частных рудных провинций позволяет подразделить его на ряд этапов с одинаковыми зональными рядами рудных элементов, но с преобладанием в каждом этапе одного члена ряда, развитию которого способствовали существовавшие в этот момент условия.

Использование этой основной закономерности эволюции процесса рудообразования расширяет возможности прогнозирования руд, которые включают:

1. Оценку потенциальной рудоносности того или иного типа в разновозрастных образованиях (так как каждой эпохе соответствовало оптимальное развитие руд определенного типа и состава).

2. Учет направленного изменения руд определенного типа (например, колчеданной группы) в различных структурно-формационных зонах и структурных ярусах геосинклинальных (складчатых) систем. Это прямое следствие закона филогении-онтогении.

3. Прогнозирование новых, эволюционно развивающихся типов рудных месторождений. Таковыми, например, являются месторождения и рудо-

проявления верхнего, кайнозойского, структурного этажа; вкрапленные руды золота в окварцованных породах (тип месторождения Карлин, США), золотосные пропилиты и вторичные кварциты с дикситом (Балей, Забайкалье), новое, позднеплиоценовое "поколение" колчеданных руд с самородной серой (метасоматические колчеданно-серные залежи кайнозойских островных дуг), проявления ртутного оруденения под сольфатарными вторичными кварцитами (Япония) и др.

Региональная выдержанность отдельных этапов прерывисто-непрерывного рудного процесса подтверждает существование в геосинклинально-орогенных циклах второй (после раннегеосинклинальной) планетарной эпохи колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения с раннеорогенными рудами типа куроко. По времени образования эти руды завершают у Тихого океана ранне-среднемиоценовый тектономагматический цикл. Третья, позднеорогенная эпоха (позднемиоцено-плиоценовый тектономагматический цикл) проявилась пока слабым, но прогрессирующим в количественном отношении колчеданным рудообразованием, представленным колчеданно-серными залежами.

Как руды куроко, так и самые молодые колчеданно-серные залежи имеют непосредственную связь с магматогенно-рудной системой второго типа (порфировой). Руды куроко по времени образования соответствуют порфировым рудам, колчеданно-серные залежи являются более поздним, конечным продуктом рудообразующего процесса системы [Вулканические..., 1971].

Широкие возможности открытия новых месторождений порфириновых руд и сопровождающих их колчеданно-полиметаллических и колчеданно-серных залежей представляются исследователям в орогенных вулканоплутонических образованиях островодужных структур и краевых вулканических поясов.

В качестве специальных методов при прогнозно-поисковых работах на руды целесообразно применять составление палеовулканологических карт, а также геофизические исследования. Приведенные выше примеры применения геофизических методов при исследовании магматогенно-рудных систем показывают возможность оконтуривания протяженных (составляющих планетарные пояса) зон разуплотнения вещества коры и верхней мантии, с которыми связаны большие рудные комплексы. Эти зоны имеют отношение к корневым частям сейсмофокальных глубинных разломов Заварицкого—Беньофа, важность исследования которых подчеркнули А.Н. Заварицкий [1956] и др. Изучение петрофизических свойств гранитоидов, в частности их магнитности, позволяет выделять рудные провинции с оруденением фемического или салического типа.

Глубинные исследования срединных массивов — важной категории региональных магматогенно-рудных систем, несмотря на имеющиеся пока трудности корреляции особенностей глубинной структуры земной коры таких массивов и оруденения, начинают давать интересные результаты. Устанавливаются связи тектономагматической активизации с процессами в соседних геосинклинальных системах. В основном по геофизическим данным выделены типы структурных взаимоотношений срединных массивов с геосинклинальными системами, определяющих тот или иной характер развитых в срединных массивах магматогенно-рудных систем (Ю.Ф. Малы-

шев, 1984 г.). Не обнаруживается по геофизическим данным каких-либо особенностей глубинного строения, которые могли бы указывать на автономную активизацию массивов [Шевченко, 1984].

Исследование геофизическими методами глубинного строения отдельных рудных районов и месторождений дает возможность уточнять структурные условия рудообразования и получать в той или иной мере достоверные представления о тектонических условиях формирования руд и направлении эволюции магматических комплексов, возможных путях движения рудообразующих растворов, общих особенностях рудных районов вообще.

Использование системного подхода в рудной геологии не подразумевает обязательного подчинения исследований каким-либо жестким канонам системного анализа. Это просто наиболее эффективный и экономичный способ решения тех или иных геологических задач в конкретных условиях. В зависимости от последних видоизменяется методика, сообразуясь прежде всего с логикой, диалектическим пониманием явлений, принципом "от общего к частному". Каждый опытный геолог в своей практике, вероятно, использовал в той или иной мере системный подход интуитивно, не будучи знаком даже с основными положениями системного анализа. Уверенно говорить это позволяет опыт автора и следующий пример системных исследований без какой-либо теоретической подготовки к ним.

Исследования М.М. Василевского [Власов, Василевский, 1964] в Центральной Камчатке выявили значение этого района как протяженной рудной зоны, выяснили ее структуру, установили общие закономерности распределения различных руд и гидротермально измененных пород на площади и по вертикали, в разрезах. Этому способствовали получение в первый же этап работ представлений о Центральной Камчатке как о целостной структуре — аналоге внутренних вулканических дуг, выделение в ее пределах элементов — структурных ярусов и разноглубинных обстановок рудообразования. Характер связей между этими элементами четко установился, когда стали ясны геологическая эволюция зоны и общий прерывисто-непрерывный характер проявившегося в зоне рудного процесса.

## Глава 8

### ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МАГМАТОГЕННО-РУДНЫХ СИСТЕМ

В работе сделан общий обзор условий рудообразования, выделены наиболее типичные обстановки рудообразования (магматогенно-рудные системы). К сожалению, мало внимания уделено магматизму, геохимии рудообразующих процессов, гидротермальным изменениям пород. Некоторые рудные формации не описаны. Недостаточно охарактеризованы связи между отдельными элементами систем. Устранение этих недостатков — задача последующих работ, которые, надо надеяться, будут предприняты другими авторами для освещения больших возможностей системного подхода в рудной геологии и для дальнейшей разработки проблемы магматогенно-рудных систем. Достаточно полная характеристика этих систем,

по-видимому, может быть сделана лишь в серии монографий при обязательном участии в их написании исследователей различных специальностей: рудников, геохимиков, геофизиков, петрографов и др.

Нами описаны лишь некоторые типовые целостные объекты—системы, выпали из поля зрения обстановки рудообразования в щелочных комплексах пород, у контактов с интрузиями, в метаморфических породах и др. Очевидна необходимость дополнительного выделения ряда новых систем и подсистем, чтобы пополнить их общую систематику.

Не охарактеризованы в нужной мере типичные обстановки локальных систем. Хотя последние и сопоставлены, для связи с генетической классификацией рудных месторождений, с типами месторождений, крайне желательно было бы выделить главные обстановки, присущие локальным системам, и дать для каждой из них рудно-формационные ряды. Выполнение этого, если бы оно даже было возможным при современных знаниях, потребовало бы много времени и заняло бы в монографии большую часть ее объема.

К проблемам рудной геологии, требующим скорейшего решения, относятся следующие:

1. Генезис хлоридно-щелочных терм и соли. Достаточно определенно выяснено постоянное участие NaCl в рудообразующих растворах и то, что перегретые хлоридно-щелочные термы дают при дифференциации и метаморфизме другие типы термальных вод. Имеющиеся данные [Набоко, 1959; Сидоров, 1965; Власов, Борисов, 1969; Вулканические..., 1971; и др.] показывают преимущественно глубинный характер этих вод. Тем не менее многие авторы хлоридно-щелочные термы вулканических районов рассматривают по аналогии с погребенными хлоридными водами зон с затрудненным водообменом как седиментационные. С деятельностью таких "немагматических" вод ими связывается образование некоторых типов руд, например свинцово-цинковых типа миссисипской долины.

Та же по существу проблема встает в отношении соли. Первичный источник хлорида натрия, вероятно, глубинный, но для накопления и сохранения соли необходимо влияние климатических факторов. Признание глубинного характера хлоридов щелочей внесет ясность во многие проблемы генезиса руд. Практическое значение этого вопроса определяется, в частности, возможностью (в случае глубинного характера хлоридов) открытия "проксимальных" барит-полиметаллических жильных и метасоматических руд внутри площадей развития свинцово-цинковой стратиформной минерализации в карбонатах.

2. Характер границы между "вулканогенными" и "плутоногенными" рудными месторождениями. Для обоих этих типов характерны одни и те же агенты в процессе рудообразования (хлориды щелочей, углекислота и др.). После того как выяснилось значение субвулканических обстановок в рудообразовании, граница между вулканизмом и плутонизмом, по существу, стерлась или, во всяком случае, стала трудно различимой. Попытки некоторых авторов четко разграничить вулканогенные и плутоногенные месторождения обычно кончались неудачей. Характерен в этом отношении пример классификации месторождений золота А.Н. Шило и сотрудников. Первоначально эти авторы делили месторождения золота на вулканогенные и плутоногенные. Затем, убедившись в существовании месторождений пере-

ходного типа, они выделили дополнительно вулканогенно-плутоногенные месторождения.

При системном подходе особенно очевидные нецелесообразность и практическая невозможность разделения магматического процесса (часто — одной магматической колонны, идущей с глубины до поверхности) на плутоническую и вулканическую части. Различные условия рудообразования на больших и малых глубинах лучше отмечать наименованиями глубинных обстановок: вулканической, субвулканической, гипабиссальной, абиссальной.

3. Разработка понятия "стандартный рудный процесс". Многочисленные модели рудообразования, предлагаемые различными авторами, отражают в большинстве случаев частные особенности рудного процесса, обусловленные местной геологической обстановкой.

Между тем рудному процессу присущи и некоторые общие черты, обуславливающие относительную его "стандартность". Одной из них является преимущественное участие хлоридных комплексов в транспортировке металлов, а сульфидных — в их осаждении. Выделение именно этих общих особенностей, установление эволюции процесса при меняющихся условиях крайне важны при системном подходе. По существу, это и является основой выделения магматогенно-рудных систем.

4. Выяснение геохимических условий образования стратиформных рудных месторождений. Составление классификации стратиформных месторождений. Сложные вопросы источников металлов, формы их переноса, причины отложения руд, фациальных взаимоотношений руд различного состава — эти и многие другие вопросы еще не выяснены для стратиформных месторождений. Лишь после их освещения возможно будет построение рудных и формационных рядов, составление классификации стратиформных месторождений (систем). При решении этих задач, вероятно, будет полезно воспользоваться идеей геохимических циклов (в понимании В.И. Вернадского и Т. Барта).

5. Роль экзогенной (сульфатной) серы в рудоотложении. Роль эта явно преувеличивается исследователями, не всегда учитывающими влияние окислительных и других реакций на фракционирование изотопов [Ридж, 1980; Вулканические..., 1971; и др.]. Возможна значительная роль в фракционировании изотопов сильной бактериальной деятельности у выходов донных гидротерм. С недоучетом всего этого бывают связаны многие неверные выводы об условиях образования руд.

6. Относительная роль стадийности рудообразования и метасоматической зональности. Кажется, что более общим случаем является переоценка стадийности и недооценка метасоматической зональности. С этим связаны определенные потери, так как учет метасоматической зональности облегчает установление закономерностей пространственного распределения руд.

7. Выяснение причин и условий образования флюид-порфирировых комплексов, часто сопровождающих рудоотложение. Флюидизация магм — одно из проявлений "стандартности" рудного процесса. Исследования этого явления будут способствовать пониманию процесса рудообразования вообще и дадут дополнительные критерии поисков руд.

8. Соотношение "малых" и субвулканических интрузий. Материалы работ в рудных районах достаточно определенно показывают, что "малые"

интрузии в большинстве своем представляют субвулканические интрузии и те дайковые комплексы, которые по времени формирования близки к рудам [Власов и др., 19786]. Попытки разделения "малых" и субвулканических интрузий при системном подходе создают дополнительные трудности, вызывают терминологическую путаницу. Использование термина "малые" интрузии в настоящее время уже ничем не оправдывается.

9. **Разработка методики восстановления первичного состава метаморфических пород, выявления ранней пропилитизации и связанных с ней руд.** Понятие "метаморфическая фация" является слишком общим и не удовлетворяет требованиям практики. Установление первичного состава метаморфических пород способствует открытию стратиформных рудных месторождений.

Часть изменений в метаморфических толщах представляет раннюю, синрудную пропилитизацию и другие связанные с рудообразованием гидротермальные проявления. Как показывает опыт работы в Становом хребте и в Карелии, даже в древнейших метаморфических образованиях на площадях ранней пропилитизации возможно нахождение разнообразных руд.

10. **Открытие законов, определяющих расположение месторождений через определенное расстояние (шаг).** Нередкое нахождение различных геологических объектов, в том числе рудных месторождений и проявлений, через интервалы определенной величины пока объясняется по-разному (постоянство расстояний между разломами, волновые движения коры, влияние мощности коры и др.). Более точное установление причин могло бы увеличить эффективность поисков руд.

11. **Уточнение рудной зональности по отношению к зонам Заварицко-го—Беньофа.** Глубинные сейсмофокальные зоны являются "регуляторами" геосинклинального процесса, в частности магматизма и рудообразования. Петрологическая и рудная зональность у таких зон заслуживает дальнейшего тщательного изучения.

12. **Развитие фациального анализа.** Необходимость широкого применения фациального анализа диктуется переходом в настоящее время на крупномасштабное геологическое картирование территории СССР. Необходим фациальный анализ и для прогнозирования и поисков стратиформных рудных месторождений, установления соотношений между стратиформными рудами различного состава, выяснения генезиса руд и т.д. Для успешных поисков стратиформных месторождений нужно разработать методику фациального анализа вулканогенно-осадочных толщ.

Предложение Г.Ф. Григорьева и других авторов о составлении крупномасштабных палеовулканологических карт перспективных площадей для поисков колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений следует дополнить фациальным анализом, может быть, составлением комплексных фациально-палеовулканологических карт.

13. **Выяснение понятия "активизация".** До сих пор обширные площади краевых вулканических поясов относятся многими исследователями к областям активизации, что затушевывает истинный характер этих своеобразных структурно-формационных зон геосинклинальных систем. Проявляется в последнее десятилетие тенденция считать области орогенеза и области активизации однородными понятиями ввиду отсутствия между ними су-

щественных различий. Из этого логично сделать вывод о том, что области орогенеза могут быть неверно отнесены к областям активизации.

Значительно сократилось, но еще практикуется применение термина "автономная активизация", не имеющего под собой достаточных оснований. Повторения тектономагматических процессов на относительно стабилизированных структурах вполне объяснимы общим поступательно-возвратным течением природных процессов, в том числе и тектоногенеза: общее поступательное тектоническое развитие сопровождается неоднократными отступлениями назад, с наложением тектономагматических процессов на уже стабилизовавшиеся структуры. Все это определяет целесообразность использования термина "активизация" лишь в самом общем виде, как возобновление тектономагматической деятельности.

14. Изучение глинистых и гидрослюдистых минералов на различных глубинных уровнях рудных месторождений. Глинистые и гидрослюдистые минералы, изменяющиеся с глубиной, при их систематическом изучении дадут возможность определять глубины образования руд и величины эрозийных срезов рудных месторождений.

15. Разработка методов выявления туфов в метаморфизованных и гидротермально измененных породах. Туфы нередко пропускаются исследователями даже в неметаморфизованных осадочных толщах. Диагностика их в метаморфических толщах очень затруднительна. Между тем флишoidalное переслаивание туфовых слоев иногда является индикатором рудных районов. Туфовые слои по простиранию нередко переходят в руды, так как время извержения туфового материала близко соответствует периоду рудообразования. Специальные работы с целью облегчить диагностику туфов были бы очень желательны.

16. Создание эталонных коллекций стратиформных руд. Некоторые стратиформные руды, даже с высокими промышленными содержаниями металлов, внешне неотличимы от обычных безрудных песчаников и сланцев. Это определяет необходимость создания в музеях при геологических учреждениях эталонных коллекций стратиформных руд для ознакомления с ними геологов.

17. Исследование глубинного строения рудных районов средствами геофизики. Сравнительно недавно начатое изучение глубинного строения рудных районов геофизическими методами показало коррелируемость оруденения и некоторых структурных особенностей поверхностной и близповерхностной обстановок с глубинным строением. При продолжении исследований, вероятно, представится возможность оценки по глубинному строению рудных перспектив площади, выбора наиболее благоприятных структур для целей поисков руд, прослеживания крупных рудных зон и решения других задач.

18. Разработка теоретических представлений о развитии в будущем системного подхода в рудной геологии. Всеобщность основных законов диалектики, их применимость к любым процессам не только природного, но и общественного развития доказана и бесспорна. С проявлениями этих всеобщих законов связаны частные законы развития природных процессов, в том числе геологических. Биогенетический закон Геккеля—Мюллера филогенеза—онтогенеза ("онтогенез — краткое повторение филогенеза") действителен и в геологии [Рундквист и др., 1971; Жабин, 1981; и др.].

Дарвиновский принцип конвергенции и дивергенции признаков в ходе эволюции организмов находит в соответствующих модификациях все большее подтверждение в геологии (В.И. Смирнов и др.). Общим законом определяются скачкообразность изменчивости органических видов (мутации) и дискретность в развитии минеральных систем, которая дает возможность выделения отдельных минералов, горных пород, формаций. Саморегуляция — свойство не только биологических систем, но и многих, если не большинства, геологических (кристаллы, магматические очаги, бассейны седиментации и др.). Сам закон филогенеза—онтогенеза обусловлен саморегулируемостью систем как органических, так и неорганических. Принцип симметрии Кюри приложим ко всем природным объектам. Свойство воспроизведения — регенерация — присуще не только организмам, но и неорганическим образованиям, обладающим определенной структурой. Общей особенностью всех природных процессов является их ритмичность (при общей направленности развития) и т.д.

Все сказанное согласуется с воззрениями В.И. Вернадского [1960], что "организм в среде — не случайный гость: он часть сложной закономерной организованности. И частью той же организованности является его эволюция" (с. 250).

Общность законов развития органического и неорганического мира определяет возможность использования для разработки принципов и методов системного подхода в рудной геологии опыта его применения в других естественных науках, в частности в биологии. Обратиться к биологии геологам тем более полезно, что биологи вопросам системного подхода уделяли внимание раньше (и больше), чем геологи. Конечно, при использовании опыта системных исследований биологов следует учитывать, что геологические объекты значительно менее организованы, чем биологические, и это создает дополнительные трудности. Большие трудности при исследовании геологических объектов возникают также из-за необходимости их реконструкции.

Опыт изучения живых организмов показывает, что наибольшие успехи получены исследователями, переходившими от простого учета морфологии, структуры и состава организмов к их генезису, а затем к их эволюции. Выдающимся событием в науке явился намеченный Ч. Дарвиным и сформулированный Н.И. Вавиловым [1935] закон гомологических рядов изменчивости (ближайшие генетические виды характеризуются параллельными тождественными рядами признаков). Установление этого закона, оказавшегося справедливым на различных иерархических уровнях, было предопределено потребностью науки в систематизации органических форм. "Бесчисленное многообразие, хаос бесконечного множества форм заставляет исследователя искать путей систематизации, синтеза" [Вавилов, 1935, с. 7]. Закон гомологических рядов изменчивости говорит о тесном единстве современных форм организмов с их историей, о предопределенности особенностей вида его положением в гомологических рядах. Он позволил Н.И. Вавилову систематизировать множество растений и предсказать существование еще не открытых форм. Современники Н.И. Вавилова сравнивали этот закон по его научной значимости и прогнозирующей способности с периодической системой химических элементов Д.И. Менделеева.

Общность законов развития живой и неживой материи подразумевает и

единство законов, определяющих направленность эволюции материи в целом, т.е. возможность более общего значения закона гомологических рядов. Это подозревал и Н.И. Вавилов, сравнивая свои гомологические ряды растений с рядами органической химии и со структурами кристаллов. Вполне отчетливо это было сформулировано Ю.А. Урманцевым [1968]: следствием всеобщего свойства материи — изометризма — являются реально существующие полиморфические (гомологические) ряды на всех уровнях организации материи (атомном — периодическая система элементов Д.И. Менделеева; молекулярном — гомологические ряды химических соединений; минеральном — изо- и полиморфизм минералов; биологическом — полиморфические ряды хромосом и т.д.).

Ю.А. Урманцев [1968, с. 88] образно рисует ход познания полиморфических рядов: "Вначале полиморфы предстают перед исследователями в виде совершенно случайного набора, хаоса объектов... Среди ученых явно возникает желание найти среди этого хаоса порядок и закон. Наиболее счастливым из них удастся обнаружить некоторые отдельные закономерности и на их основе выделить небольшие мультиплеты — группы полиморфов, пока самый счастливый из них не откроет основной закон комбинирования, в первом приближении, как правило, простой (вспомним "закон комбинирования" Менделеева). На основе главного закона комбинирования в хаосе и нагромождении полиморфов удастся установить строй и порядок, заранее предсказать новые полиморфы и отдельные их свойства".

Гомологическая зависимость в сульфидных минералах была установлена Н.А. Смирновой и Н.В. Беловым (1978 г.). Более общую проверку применимости закона гомологических рядов в минералогии предпринял В.А. Велинский [1982]. По его заключению, "основные положения закона гомологических рядов позволяют не только устанавливать систему в изменчивости состава минералов и классифицировать их, но и предвидеть условия образования и прогнозировать нахождение или получение новых индивидов" (с. 14). В.В. Велинский полагает, что использование закона "открывает перспективу для решения вопросов, связанных с установлением закономерностей и эволюции вещественного состава горных пород и их ассоциаций" (Там же, с. 15).

Всеобщность закона изоморфизма (гомологических рядов) позволяет предполагать возможность его применения и при исследованиях в рудной геологии. Выявить систему рядов рудных формаций, в какой-то мере приближающуюся по своей систематизирующей и прогнозирующей способности к гомологическим рядам Н.И. Вавилова или периодической системе элементов Д.И. Менделеева, было бы крайне заманчиво. Для этого нужно по меньшей мере установить соподчиненность генетических единиц различного порядка, определить составы первичных элементов рядов, выявить "основной закон комбинирования" первичных элементов в рядах и т.д. В пользу принципиальной возможности решения этих задач, правда, в далекой перспективе, говорят положительные результаты, полученные В.В. Велинским в построении гомологических рядов минералов, хотя, конечно, при переходе к горным породам и формациям сложность проблемы значительно возрастает.

Пример закона гомологических рядов имеет исключительное методологическое значение для теории познания вообще. Пример этот говорит о

важности учета при исследованиях эволюции вещества и процессов. Он показывает бессмысленность споров о том, должен ли современный системный анализ быть системно-структурным или системно-генетическим. Структурно-вещественная характеристика и генезис – это разные стороны одного явления, в равной степени и одновременно интересующие исследователей. Весьма условно в процессе познания может быть намечена стадийность. Исследование состава и структуры облегчает понимание генезиса. Чтобы выявить закономерности в изменении и пространственном распределении вещества, надо пойти дальше и получить представление об эволюции вещества или процесса. Таким образом, в очень обобщенном виде естественной последовательностью научных исследований будет: 1) изучение вещественного состава и структуры; 2) выяснение генезиса; 3) выделение природных систем и выявление особенностей их развития, т.е. эволюции; эту стадию можно назвать системно-эволюционной.

Если генетические представления при исследованиях второй стадии кажутся категорией отвлеченной, не имеющей непосредственного отношения к практике, то при вхождении исследований в третью стадию эти генетические представления как бы материализуются в форме пространственных рядов формаций, закономерностей распределения руд. Претензии к генетическому подходу, еще имеющая место его недооценка объясняются тем, что в системно-эволюционную стадию генетические исследования в большинстве случаев еще не вошли. Указанные выше недостатки современной систематики рудных месторождений имеют одну общую причину, именно слишком затянувшийся переход учения о рудных месторождениях из структурно-вещественной и генетической стадий познания руд на более высокий уровень системных исследований и выяснения эволюции систем. Понимание этого находит отражение и в специальной зарубежной литературе. Так, Р. Хатчинсон [Hutchinson, 1983], поддерживая понятие "гидротермальные системы", подчеркивает необходимость выявления и учета эволюции этих систем как в пределах отдельных тектономагматических циклов, так и в общей истории Земли.

В настоящее время можно лишь предположительно высказаться о применении в будущем некоторых принципов системно-эволюционного подхода к исследованию рудных месторождений. Синтетический характер исследований приведет, по-видимому, к укрупнению формационных подразделений, объединению их в комплексы, чтобы отразить их природную целостность. Укрупнять с этой целью формации нежелательно, так как это повлечет ломку существующей формационной терминологии. Соподчиненными подразделениями будут, кроме формаций, фациальные комплексы и фации, распределение которых обуславливает структуру формаций [Варнавский, Власов, 1980]. Это в равной степени относится к формациям геологическим, рудным, метасоматическим. Придание всем этим единицам одноклассового значения будет способствовать выделению целостных систем с закономерными генетическими рядами формаций и фаций руд, вмещающих пород, околорудных метасоматитов. Справедливо замечание Д.В. Рундквиста [Рудоносность..., 1981], что "учет соизмеримости металлогенетических, тектонических, структурно-вещественных, возрастных подразделений – одно из необходимых условий при постановке и решении металлогенетических задач на современном этапе" (с. 27).

В качестве "канвы" для анализа в системно-эволюционной стадии, основанной на комбинировании основных элементов в системах, вероятно, будет служить цикличность (ритмичность) природных явлений. Эволюция процессов, их направленность познается сравнением однопорядковых циклов [Власов, 1967]. Циклическое строение типично для многих гомологических рядов (например, химических). Работы Д.И. Менделеева показали значение явления периодичности и предвосхитили системную "эру" в научных исследованиях. Циклы в стратиграфии представляют целостные природные системы, и, как отмечают А.А. Трофимук и Ю.Н. Карагодин, в настоящее время стратиграфия созрела для перехода от выделения и исследования простых тел к изучению тел-систем (стратоциклитов). По существу, к тому же призывает В.И. Смирнов [1982], предлагающий принять в качестве главных стадий эволюции Земли и основных этапов ее металлогении наиболее крупные тектономагматические циклы, обусловленные периодической сменой глобальных импульсов растяжения и сжатия земной коры.

Несомненно, большую роль в системном анализе будет играть геогенетический закон филогенеза-онтогенеза, определяющий направление эволюции в циклах различного порядка и в общем развитии систем, позволяющий в малом видеть большое, в большом — малое. Пример системных исследований представляет так называемый стадийный анализ в минералогии [Жабин, 1981], подразумевающий последовательное изучение онтогенеза минеральных индивидов, минеральных агрегатов, рудного тела (месторождения), а затем филогенеза всех месторождений рудной формации. А.Г. Жабин отмечает тенденцию к универсализации стадийного анализа, использованию его на всех иерархических уровнях, включая планеты.

По-видимому, общую природную закономерность представляет поступательно-возвратное развитие систем в циклах природных процессов. Скачок вперед и последующее "оформление" тылов — таков общий ход развития геосинклинальных (складчатых) систем как средиземноморских [Обуэн, 1967], так и притихоокеанских [Власов, 1979б, 1983б; Власов и др., 1978б]. Анализ большого материала привел Д.В. Рундквиста и др. [Рудоносность..., 1981] к выводу о поступательно-возвратной эволюции складчатых областей с общей направленностью развития, но с неоднократным возвращением к более ранним этапам. При этом происходит чередование постепенных и резких, скачкообразных, изменений состава возникающих образований. В итоге общий тектономагматический цикл оказывается итоговым выражением многочисленных ритмов.

Не исключена возможность существования и других неизвестных пока закономерностей развития, установившихся в процессе длительной эволюции природной среды. Выявлению этих закономерностей будет способствовать синтетический, системный подход при исследованиях. В свою очередь, открытые закономерности помогут исследованию систем. Как справедливо отмечает И.П. Шарапов [1983], проблема геологических законов давно уже созрела для исследования.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе сделана попытка выяснения общих особенностей распределения руд на различных иерархических уровнях и в различные этапы геосинклинально-орогенного развития с использованием некоторых положений системного подхода (целостность объекта исследований, установление связей между его элементами, выяснение эволюции).

Самые общие пространственные закономерности определяются первичными крупными неоднородностями Земли, обусловленными ее развитием как планеты (океанические и континентальные полушария, Тихоокеанский пояс и др.).

В ранние стадии геологической эволюции Земли было предопределено местонахождение главных планетарных структур — складчатых поясов и платформенных массивов.

Развитие складчатых поясов определялось поступательно-возвратным движением геосинклинально-орогенных процессов, создавших закономерно построенные комплексы структурно-формационных зон.

В общем развитии геологических структур Земли проявляется периодичность, отражающая общее направленное развитие по принципу прерывисто-непрерывного течения всех процессов.

Этому принципу подчинялась и эволюция рудообразующих процессов как в пределах отдельных магматогенно-рудных систем, так и (согласно закону филогенеза—онтогенеза) в общей истории рудообразования Земли.

С учетом указанного принципа и относительной стандартности рудного процесса последний представляется не случайным (аномальным), а закономерным явлением.

Общий характер магматогенно-рудных систем определяется, с одной стороны, внутренними факторами, подчиненными общим природным законам, с другой — внешними случайными факторами, отражающими локальные условия, в которых происходит рудоотложение и в которые рудообразующие системы попадают при последовательном развитии различных структурно-формационных зон.

Магматогенно-рудные системы чутко реагируют на изменение местных условий и, видоизменяясь, определяют большое разнообразие существующих вариаций рудных месторождений.

Магматогенно-рудные системы сохраняют характеристики, свойственные

различным этапам развития подвижных областей, что позволяет выделять типовые магматогенно-рудные системы, отражающие общие геологические условия этих этапов.

Дальнейшее развитие представлений о магматогенно-рудных системах будет основываться как на прежде известных, так и на новых природных законах развития, которые, без сомнения, будут открываться в процессе познания.

Практическим результатам исследований магматогенно-рудных систем явится в будущем построение по складчатым областям, отдельным структурно-формационным зонам и структурным ярусам латеральных и временных рядов систем, а внутри последних — генетических (эволюционных) рядов рудных формаций.

В интересах практического использования магматогенно-рудных систем для прогнозирования и поисков руд необходимо будет изменить в будущем систематику геологических и рудных формаций, сделав их сопоставимыми по масштабам.

Современные знания магматогенно-рудных систем могут быть использованы для повышения эффективности прогнозных и поисковых работ на руды.

Подход к геосинклинальным (складчатым) областям как к системам способствует пониманию общих металлогенических закономерностей в пределах складчатых поясов и областей и правильной оценке рудных ресурсов отдельных структурно-формационных зон. Сопоставление эволюционной цепи рифтов с различными этапами геосинклинально-орогенного процесса уточняет классификацию и оценку перспектив рудоносности этих структур.

Учет этапности рудного процесса (связанный с его "стандартностью" и прерывисто-непрерывным течением) позволяет объяснить характер эволюции рудообразования в истории Земли и прогнозировать распределение руд различного состава по структурным этапам и ярусам складчатых областей.

Подтверждение существования второй (раннеорогенной) планетарной эпохи промышленного колчеданного и колчеданно-полиметаллического рудообразования (руды куроко) расширяет потенциальные рудные возможности разновозрастных складчатых областей.

Тесное сопряжение рудных продуктов на поднятиях и в соседних опущенных структурах определяет широкие возможности открытия во впадинах стратиформных рудных месторождений.

Особенно большую помощь при поисках колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений могут оказать их фациальные взаимоотношения с железными рудами и существование марганцевых "ореолов" вокруг полиметаллических (и другого состава) рудных залежей. Новые представления о генезисе красноцветных отложений и соли также будут способствовать успешным поискам руд, в частности барит-полиметаллических.

При оценке перспектив рудоносности территорий важным критерием может служить туфовый флиш, свойственный большинству рудных провинций и близкий по времени образования рудам.

Установление общих особенностей порфировых месторождений и эволю-

ционных связей между порфирированными рудами Cu, Mo, Sn, W, Au, Pb и других металлов облегчает освоение этих руд и открывает перспективы широкого использования большеобъемных месторождений различных металлов. Развитие у многих порфирированных месторождений стратиформных рудных "штейфов" увеличивает их рудный потенциал.

Прерывисто-непрерывное течение рудного процесса, этапность образования рудных месторождений, их качественное и в еще большей степени количественное эволюционирование в зависимости от меняющихся геологических условий — все это отражает общую закономерность, свойственную развитию не только рудных, но и других геологических формаций, более того — развитию всех природных процессов. Скачки в эволюционном течении процессов проявляются переходами электронов с одной орбиты на другую, взрывами звезд в галактиках, генными мутациями с возникновением новых видов и другими явлениями. Поэтому каждый структурный ярус характеризуется свойственными ему особенностями взаимосвязанных процессов магматизма, рудообразования, седиментации. Установление этих особенностей — ключ к выявлению различных типов оруденения, в том числе стратиформного. Обособленное рассмотрение магматических и седиментационных процессов себя уже изжило. Структурные ярусы — циклы — заслуживают специальных комплексных исследований как целостные объекты (системы).

Указанные и другие возможности, открывающиеся при изучении магматогенно-рудных систем и использовании системного подхода, показывают перспективность этого направления исследований.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдулкабиров М.А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 240 с.
- Авдонин В.В., Баранов В.Д., Яковлев Г.Ф.* Металлогеническое районирование Рудного Алтая на палеовулканической основе. — Геология руд. месторождений, 1982, № 4, с. 54–68.
- Алтухов Е.Н.* Шовные структуры байкалит Сибири. — Докл. АН СССР, 1978, т. 245, № 4, с. 896–899.
- Анатольева А.И.* Эволюция домезозойских красноцветных формаций. — В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск: Кн. изд-во, 1976, с. 44–55.
- Анатольева А.И.* Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений. — В кн.: Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980, с. 5–21.
- Артюшков Е.В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 18–30.
- Архангельская В.В.* Палеорифтовые системы и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 181–187.
- Архипов И.В.* "Континентальные" мезозойские геосинклинали. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 68–79.
- Асаналиев У., Турдукеев И.Д., Попов В.В.* и др. Металлогения Урал-Монгольского складчатого пояса: Тез. докл. 10-го Всесоюз. металлоген. совещ. Алма-Ата, сентябрь 1983. Алма-Ата, 1983, с. 102–108.
- Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168–197.
- Барсуков В.Л.* Оловорудные месторождения Тасмании (Австралия). — Геология руд. месторождений, 1972, № 5, с. 80–89.
- Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.* О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых. — Геология руд. месторождений, 1975, № 4, с. 17–29.
- Бархударов В.А.* К геохимии золота месторождения Чадак (Кураминский хребет). — Узб. геол. журн., 1976, № 4, с. 52–57.
- Барышев А.Н.* Модель саморазвития структур колчеданосных систем в вулканогенных геосинклиналиях. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 2, с. 73–80.
- Барышев А.Н., Цетлин В.П.* Девонские колчеданосные гидротермально-магматические системы Северного Кавказа. — В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Свердловск, 1976, с. 125–127.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т.* Сульфидные минералы в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 4, с. 950–953.
- Бейли Д.К.* Континентальный рифтогенез и дегазация мантии. — В кн.:

- Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 20–30.
- Белогуб В.Н., Шапочка И.И., Романовский Н.П.* Место мезо-кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурия и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным). – В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 279–284.
- Белолипецкий А.П.* О возрастной систематике процессов метасоматоза в зонах глубинных разломов. – В кн.: Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты, 1981, с. 3–10.
- Белоус Н.Х., Кляровский В.М.* О зональности стратиформных месторождений и ее генетическом и поисковом значении. – В кн.: Вулканогенно-осадочное рудообразование в Сибири. Новосибирск, 1980, с. 33–46. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 274).
- Белоус Н.Х., Новожилова В.И.* Парагенез экзоэлювиально-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения. М.: Недра, 1964, с. 101–111. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 35).
- Белоусов В.В.* Об одной гипотезе развития океанов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 4, с. 92–117.
- Белоусов В.В.* Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 230 с.
- Белоусов В.В.* Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
- Белоусов В.В.* Тектоника и некоторые общие вопросы физики недр Земли. – В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на 26 сес. Междунар. геолог. конгр. М.: Наука, 1983, с. 39–47.
- Белый В.Ф.* "Андезитовые" геосинклинали – новый тип структур Тихоокеанского сегмента Земли. – В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Владивосток, 1976, с. 13–14.
- Белый В.Ф.* Зоны андезитового вулканизма Тихоокеанского сегмента Земли. – Сов. геология, 1981, № 7, с. 108–117.
- Беляшов Н.М., Муканов К.М.* О парагенезисе железо-марганцевого (железного) оруденения с полиметаллическим. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 9–13.
- Берман Ю.С.* Окислы марганца – индикатор золото-серебряного оруденения. – Разведка и охрана недр, 1981, № 3, с. 32–35.
- Берталанфи Л.фон.* История и статус общей теории систем. – В кн.: Системные исследования: Ежегодник. М.: Наука, 1973, с. 20–37.
- Беспалов В.Ф.* Система тектонических покровов Казахстана. – Геотектоника, 1980, № 2, с. 78–94.
- Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 125–275.
- Билибина Т.В., Лавров Н.П., Парфенов Л.М.* и др. Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов. – В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 30–41.
- Бобацкий В.В., Курцерайтов Ш.Д.* Закономерности размещения метасоматических железорудных месторождений Западного Саяна. М.: Недра, 1966. 175 с.
- Богданов Н.А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. – Геотектоника, 1969, № 3, с. 3–16.
- Боголенов К.В.* Типы современных геосинклиналей. – Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 57–69.
- Бородавская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П.* Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 153 с.
- Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А.* Докембрий континентов: Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
- Бузмаков Е.И., Рожнов А.А., Мачухин Н.К., Васюков Ю.А.* Условия образования верхнедевонских терригенных и вулканогенно-терригенных отложений в Атауском рудном районе (Центральный Казахстан). – Литология и полез. ископаемые, 1980, № 5, с. 27–37.
- Буряк В.А.* Роль вулканогенно-осадочного и гидротермального минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ. – Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 907–910.
- Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
- Бухаров А.А.* Вулканизм протокативизированных областей и связанные с

- ними проблемы металлогении. — В кн.: Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев: Наук. думка, 1981, с. 129—130.
- Вавилов Н.И.* Закон гомологических рядов и наследственной изменчивости. Л.: Сельхозгиз, 1935, 43 с.
- Ван дер Линден В.Ю.М.* Сравнение пассивных континентальных окраин и внутрикратонных рифтов. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 338—343.
- Ван Дык Тьонг.* Тектоника Северного Вьетнама. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 95—106.
- Варнаевский В.Г., Власов Г.М.* О структуре и принципах выделения формаций. — В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток, 1980, с. 97—104.
- Василевский М.М.* Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М.: Недра, 1973, 278 с.
- Василевский М.М.* Структуры разрушения и прогноз рудоносности. М.: Наука, 1982, 152 с.
- Василевский М.М., Стефанов Ю.М., Рычагов С.Н., Некрасова Ж.А.* Структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных районов, узлов и полей (к проблеме прогноза). — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 60—73.
- Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш.* Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров (принципы металлогенического анализа и районирования). — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 167—175.
- Ващилов Ю.Я., Зимникова Т.П., Шило Н.А.* Петрофизика поверхностных и глубинных образований Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1982, 162 с.
- Велинский В.В.* Закон тождества и гомологические ряды в минералогии. — В кн.: Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 3—16.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.* Эволюция офиолитовых комплексов Тувы. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, с. 37—39.
- Вернадский В.И.* Эволюция видов и живое вещество: Избр. произведения. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.5. 422 с.
- Вернадский В.И.* Гете как натуралист. — Наука и жизнь, 1976, № 1, с. 58—61.
- Власов Г.М.* Задачи геологических исследований на полуострове Камчатка. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальнего Востока. М.: Госгеолтехиздат, 1946, с. 1—17.
- Власов Г.М.* История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР. — В кн.: Тр.20-й сес. МГК. Мехико, 1957, т. 2, с. 521—544.
- Власов Г.М.* Происхождение зонального строения Тихоокеанского рудного пояса (на примере Курило-Камчатской дуги). В кн.: МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 243—257.
- Власов Г.М.* О цикличности вулканических процессов. — В кн.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М.: Наука, 1967, с. 27—41.
- Власов Г.М.* Краевые прогибы и вулканизм. — В кн.: Вулканические фации Камчатки. М.: Наука, 1969а, с. 123—132.
- Власов Г.М.* Развитие вулcano-плутонических формаций в геологической истории. — В кн.: Теоретические вопросы проблемы вулcano-плутонизма. М.: Наука, 1969б, с. 114—125.
- Власов Г.М.* О талассогесинклиналях, их месте в структурах Тихоокеанского пояса и металлогении. — Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1973а, вып. 102, с. 45—51.
- Власов Г.М.* Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973б, с. 66—80.
- Власов Г.М.* Эволюция колчеданного рудообразования в Курило-Камчатской и Японской дугах. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 1, с. 163—166.
- Власов Г.М.* О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах. — Геология руд. месторождений, 1975, т. 17, № 5, с. 18—24.
- Власов Г.М.* Асинхронно ли развивались западно-тихоокеанские и средиземноморские гесинклинали? — Сов. геология, 1976а, № 8, с. 26—37.
- Власов Г.М.* Островные дуги и новая

- глобальная тектоника. — Геотектоника, 19766, № 1, с. 5–16.
- Власов Г.М.* Об эволюции центральных структур в истории Земли и в геосинклинальном процессе. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 6–16.
- Власов Г.М.* О некоторых принципах выделения магматогенно-рудных систем. — Геология руд. месторождений, 1978а, № 2, с. 3–13.
- Власов Г.М.* Некоторые аспекты изучения гидротермально измененных пород. — В кн.: Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978б, с. 5–27.
- Власов Г.М.* Туфовый флиш как индикатор рудоносных структур. — Сов. геология, 1979а, № 6, с. 25–31.
- Власов Г.М.* Эволюция зон Беньюфа в геосинклинальном процессе. — Докл. АН СССР, 1979б, т. 245, № 3, с. 685–688.
- Власов Г.М.* О геосинклинальной теории как основе для выделения магматогенно-рудных систем. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979в, с. 151–160.
- Власов Г.М.* О принципах выделения магматогенно-рудных систем. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979 г., с. 3–10.
- Власов Г.М.* О геологической сущности процессов активизации. — Геотектоника, 1979д, № 6, с. 20–31.
- Власов Г.М.* Систематика вулканических поясов и их металлогения. — Сов. геология, 1980, № 11, с. 64–71.
- Власов Г.М.* Главные типы магматогенно-рудных систем складчатых областей. — Докл. АН СССР, 1981а, т. 258, № 5, с. 1167–1169.
- Власов Г.М.* Значение проблемы палеозон Беньюфа. — В кн.: Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток, 1981б, с. 5–34.
- Власов Г.М.* Природа метасоматической зональности складчатых областей. — Тихоокеан. геология, 1982, № 3, с. 3–12.
- Власов Г.М.* О структурном положении зон андезитового вулканизма. — Тихоокеан. геология, 1983а, с. 103–109.
- Власов Г.М.* Типы геосинклиналей. — Тихоокеан. геология, 1983б, № 6, с. 80–93.
- Власов Г.М.* Так ли уж асимметричен Тихоокеанский складчатый пояс? — Тихоокеан. геология, 1984, № 1, с. 121–124.
- Власов Г.М., Борисов О.Г.* Дифференциация магматических эманаций и значение кислотных изменений пород при поисках руд. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1969, ч. 98, № 5, с. 517–529.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978а, 178 с.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978б. 204 с.
- Власов Г.М., Борисов О.Г., Попкова М.И.* Неогеновая туфовая флишидная формация Курило-Камчатской системы. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 110–123.
- Власов Г.М., Василевский М.М.* Зональное распределение руд и измененных пород Центральной Камчатки. — В кн.: Конф. "Проблемы постмагматического рудообразования". Прага, 1963, т. 1, с. 230–233.
- Власов Г.М., Василевский М.М.* Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М.: Недра, 1964. 220 с.
- Власов Г.М., Петраченко Е.Д.* О проявлениях рудной формации зеленых туфов в складчатых областях Евразии. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5, с. 1195–1197.
- Власов Г.М., Попкова М.И.* О типах ортогеосинклиналей. — Геотектоника, 1978, № 5, с. 9–17.
- Власов Г.М., Попкова М.И., Борисов О.Г.* О подводных игнибригах и о времени изменения подводных лав. — В кн.: Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974, с. 59–77.
- Воеводин В.Н.* Кварц-шеелитовое оруденение золото-вольфрамовой формации на Востоке СССР. — В кн.: Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983, с. 153–164.
- Воларович Г.П., Михайлова М.С.* Метасоматизм и золотое оруденение молодых вулканогенных поясов Востока

- СССР. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток, 1973, с. 277—278.
- Волкодав И.Г.* Цикличность геологических процессов и стратиморфное орудование: Верхояно-Колымской складчатой системы. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных, редких, благородных металлов и других полезных ископаемых. Фрунзе, 1981, с. 30—32.
- Волчков А.Г.* Молибденоносность медно-рудных месторождений. — В кн.: Геология штокверковых месторождений меди Урала и Казахстана. М., 1982, с. 26—30. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 170).
- Вржосек А.А.* Контрастная вулканогенная формация Хасанско-Гродековской складчатой зоны. — В кн.: Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980, с. 3—16.
- Вуд К.А., Хед Д.У.* Рифтовые долины Земли, Марса и Венеры. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 446—452.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование /Под ред. С.И. Набоко. М.: Наука, 1974. 262 с.
- Вулканизм и рудообразование /Под ред. Тацуми. М.: Мир, 1973. 254 с.
- Вулканические пояса Востока Азии /Под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования /Под ред. Г.М. Власова. М.: Наука, 1971. 360 с.
- Гемп С.Д.* О возможных причинах развития хлоридного галогенеза. — В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск, 1983, с. 18—20.
- Генезис эндогенных рудных месторождений /В.И. Смирнов, М.Н. Годлевский, В.Д. Никитин и др. М.: Недра, 1968, 719 с.
- Географический атлас: Тихий океан. М.: ГУГК, 1967.
- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1:10 000 000. Л.: Мингео СССР, ВСЕГЕИ, 1973.
- Геология и металлогения Северного Прибалхашья / А.К. Каюпов, В.В. Колесников, К.М. Егембаев и др. Алмата: Наука, 1972. 268 с.
- Геология месторождений олова зарубежных стран/ Под ред. С.Ф. Лугова, М.Г. Руб. М.: Недра, 1969. 328 с.
- Гинтов О.Б.* Кольцевые структуры докембрия Украины. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 65—75.
- Гинтов О.Б., Патрикян Р.П., Тимошенко А.И.* Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектонико-магматическая структура. — Геол. журн., 1974, т. 34, № 3, с. 73—81.
- Глаголев А.А.* Влияние ранних поствулканических процессов на состав метаморфических пород Вороних тундр (Кольский полуостров). — Изд-во Болгар. АН, 1976, т. 5, с. 108—116.
- Гладков В.Г., Мурашев А.И., Томилов Б.В.* Блоково-купольный тип тектонических форм (на примере структур Восточного Забайкалья). — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 936—939.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений / Под ред. Т.А. Фаворской и др. М.: Недра, 1974. 192 с.
- Годлевский М.Н.* Принципы расчленения базальтовой толщи Норильского района и задачи дальнейших исследований. — В кн.: Генезис условия локализации медно-никелевого орудения. М.: 1981, с. 3—7. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 162).
- Годлевский М.Н., Баташев Е.В., Кочнев-Первухов В.И.* и др. Особенности прогнозирования медно-никелевых месторождений различных эпох развития земной коры. — В кн.: Генезис и принципы прогнозирования месторождений медно-никелевых руд. М., 1979, с. 3—10. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 144).
- Гончаров В.И.* О химическом составе гидротермальных растворов золото-серебряных месторождений. — Геохимия, 1970, № 6, с. 744—757.
- Горжевский Д.И., Караулов В.Б., Микунов М.Ф., Филатов Е.И.* Структура рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений. — Геотектоника, 1977, № 3, с. 70—77.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Некоторые черты эволюции эндогенного рудообразования в истории развития земной коры континентов. — Геология руд. месторождений, 1980, т. 22, № 2, с. 67—75.
- Горжевский Д.И., Ручкин Г.В.* Об эволю-

- ции колчеданного и свинцово-цинкового оруденения в докембрии. — В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 197–205.
- Гравиметрическая карта Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса. Масштаб 1:10 000 000. М., 1976.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
- Григорьев В.М. Элементы — примеси в железных рудах и их генетическое значение. М.: Недра, 1968, с. 3–12. (Минеральное сырье; Вып. 15).
- Григорьев Д.П. Основы конституции минералов. М.: Недра, 1966. 74 с.
- Дербиков И.В., Нуварьева Ю.А. Паравулканическая зональность в вулканогенно-осадочных месторождениях. — Сов. геология, 1967, № 9, с. 33–48.
- Дерпгольц В.Ф. Принципы укрупненной естественной классификации природных вод Земли. — Сов. геология, 1963, № 5, с. 7–18.
- Дитмар В.Г. К вопросу о золотоносности Приамурья. — В кн.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса: Тез. докл. на Годичной сессии ДВФ СО АН СССР за 1965 г. Владивосток, 1965, с. 143–144.
- Дмитриев Ю.И., Цветков А.А. Магматизм активных окраин океанов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 3, с. 3–18.
- Добрецов Н.П., Пономарев Л.Г. Геохимия глаукофанового метаморфизма. — В кн.: Первый Междунар. геохим. конгр., 20–25 июля 1971 г. М.: Наука, 1972, т. 3, кн. 1, с. 300–315.
- Долицкий В.А., Долицкая Т.В., Кучерук Е.В. Происхождение соляных гигантов. — В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983, с. 21–23.
- Долишней Б.В. Проявление магнетита в каменной соли Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983, с. 79–80.
- Дымкин А.М., Пругов В.П. Стратиформный тип железооруденения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Евстрахин В.А., Ициксон М.И. Порфиновый тип рудных месторождений. — Геология и охрана недр, 1980, № 1, с. 9–16.
- Егоров О.С., Козут К.В. Геохимические признаки островодужного магматизма в докембрийских образованиях Украинского щита. — В кн.: Семинар по геохимии магматических пород: Тез. докл. М.: Наука, 1983, с. 18–19.
- Емельянов Н.П. Тектонические условия формирования редкометалльной минерализации на Малом Хингане: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1983. 19 с.
- Есенов Ш.Е., Каюпов А.К., Ли В.Г. и др. Эволюция палеозойского вулканизма и оруденения Казахстанской части Урало-Сибирского геосинклинального пояса. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Недра, 1973, с. 232–233.
- Жабин А.Г. Стадиальный анализ в генетической минералогии. — В кн.: Исследование рудообразующих минеральных систем. Свердловск, 1981, с. 45–55.
- Жарков М.А. Эволюция палеозойского соленакопления. — В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с. 5–19.
- Желобов П.П. О вероятном механизме и металлогенической специализации альпийотипных гипербазитов. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, с. 111–113.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1956, т. 1, с. 456–464.
- Зарембский Е.П. О влиянии Орельского разлома на золотоносность Нижнего Приамурья. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 111–115.
- Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М.: Наука, 1973а. 252 с.
- Зимин С.С. Гипербазиты и верхняя мантия в свете представления о парагенезисах магматических комплексов. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973б, с. 377–385. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 213).
- Зимин С.С. Типы ранних ассоциаций ультраосновных пород Западной части Тихоокеанского пояса и их условия формирования. — В кн.: Вопросы

- петрологии и металлогении урала. Свердловск, 1981, с. 24–25.
- Зимин С.С., Грановский А.Г., Юсим Э.М.* Парагенезисы офиолитов, палеомагния и металлогения. М.: Наука, 1983. 136 с.
- Золотов М.Г.* Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья. — В кн.: Тектоника востока Советской Азии. Владивосток, 1976, с. 3–32.
- Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Наука, 1972. 240 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.И.* Рифтовые структуры в геологическом прошлом. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 11–15.
- Иванкин П.Ф.* Морфология глубоко-вскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.
- Иванкин П.Ф.* О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектоно-магматического развития Алтае-Саянского региона. — В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971а, с. 84–95. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 128).
- Иванкин П.Ф.* Рудно-магматические системы. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л.: Недра, 1971б, с. 20–21.
- Иванкин П.Ф., Фотиади Э.Э., Щеглов А.П.* Модели тектоносферы Тихоокеанского пояса. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5, с. 1103–1106.
- Иванкин П.Ф., Щеглов А.П.* Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое. — В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 4–23. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 128).
- Иванов В.В.* Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. — В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 53–69.
- Иванов С.Н.* О происхождении главных вулcano-тектонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогения. — В кн.: Тр. 2-го Уральск. петрограф. совещ. Свердловск, 1969, т. 3, с. 15–29.
- Иванов С.Н.* Метаморфизм разрыва плит. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 908–911.
- Иванов С.Н., Корневский В.Г., Белянина Г.П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4, с. 939–942.
- Иванов С.Н., Нечухин В.М.* О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклинальных образованиях Урала. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 3, с. 593–596.
- Иванов С.Н., Нечухин В.М.* О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. — Геология руд. месторождений, 1969, т. 11, № 1, с. 40–49.
- Иванов С.Н., Прокин В.А.* Рудоносность захороненных вулканических построек. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 4, с. 875–878.
- Иванов Ю.Г.* Геохимические и минералогические критерии поисков вольфрамового оруденения. М.: Недра, 1974. 213 с.
- Изох Э.П.* Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев Н.В., Назоуская Г.И.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.
- Ильин А.В.* Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы новой глобальной тектоники. — Геотектоника, 1978, № 6, с. 17–35.
- Ильин А.В.* К вопросу о формировании структурного рельефа в рифтовых зонах океана. — Геотектоника, 1982, № 1, с. 14–22.
- Ицксон М.И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
- Ишутин В.В.* Красноморский рифт и его роль в размещении железомарганцевого оруденения. — Геотектоника, 1982, № 3, с. 33–43.
- Казанский В.И.* Металлогения раннего докембрия. М.: ВИНТИ, 1983. 84 с.

- (Итоги науки и техники. Рудные месторождения; Т. 13).
- Кантор М.З.* Эндеогенный марганец как возможный критерий для поисков и оценки месторождений свинца, цинка, олова, вольфрама и других металлов. — Тр. СибНИИ геологии, геофизики и минерал. сырья, 1974, вып. 182, с. 37–46.
- Капезинская К.Б., Василенко В.Б., Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В.* Петрохимические исследования метаморфических комплексов. — В кн.: Проблема петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 56–68.
- Капезинская К.Б., Хлестов В.В.* Минералогические критерии в оценке флюидного режима при образовании и высокотемпературной эволюции мигматитов. — В кн.: Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1981, с. 24–39.
- Капченко Л.Н.* О природе хлоридных глубинных рассолов. — Сов. геология, 1962, № 3, с. 96–107.
- Караголева Ю.* Ученото за геосинклиналите в светлината на новите идеи в геотектониката. — Геотектоника, тектонофизика и геодинамика (София), 1979, № 8–9, с. 55–77.
- Карр М.Дж., Стойбер Р.Е., Дрейк Ч.Л.* Сегментированная природа некоторых континентальных окраин. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 120–131.
- Карри Д.Р.* Морские осадки, геосинклинали и орогения. — В кн.: Нефтегазоносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978, с. 112–160.
- Карсаков Л.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф.* Модели глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 1, с. 150–152.
- Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф.* Модели строения и глубинной эволюции коры юго-востока Сибирской платформ. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, т. 11, с. 95–99.
- Карта полезных ископаемых континентов мира. Масштаб 1:15 000 000. Л.: Мингео СССР, 1970.
- Кейльман Г.А., Нечухин В.М.* Главные типы регионального метаморфизма на Урале и проблемы их дальнейшего изучения. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1970, с. 3–7.
- Кирикилица С.И., Тихоменкова Е.Г.* Некоторые элементы генетической модели эндогенных рудных формаций Донбасса. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, с. 165–168.
- Киселев А.И.* Кайнозойский вулканизм Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 1981. 49 с.
- Клитин К.А., Палей И.П., Постельников Е.С.* Палеорифты обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 192–197.
- Князев Г.И.* Замкнутые и фрагментарные рудные пояса. Киев: Наук. думка, 1973. 258 с.
- Коваленкер В.А., Генкин А.Д., Сафонов Ю.Г.* О проявлении нового типа оловянной минерализации в Чаткало-Кураминской рудной области. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1443–1445.
- Комаров Ю.В.* Тектоно-магматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий — следствии гранито-сводового тектогенеза. — В кн.: Тектоника активизированных областей: Тез. докл. Чита, 1982, с. 11–14.
- Конди К.* Архейские зеленочаменные пояса. М.: Мир, 1983, 392 с.
- Конищев В.С.* Тектоника областей галокинеза древних платформ. Минск: Наука и техника, 1980. 240 с.
- Константинов Р.М.* Методы изучения и критерии выделения магматических рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья). — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 19–30.
- Корневский С.М., Захарова В.М., Шамахов В.А.* Верхнесилурийская галогенная формация Приднестровского прогиба. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 4, с. 49–57.
- Королев М.Е.* Остаточные гидротермальные растворы как важнейший источник вещества для формирования э-

- зогенных растворов. — В кн.: Рудная специализация осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири: Гез. докл. Хабаровск, 1983, с. 3–4.
- Костин В.А., Костина Н.А.* К вопросу пропилитизации и ее роли в металлогении архейских зеленокаменных поясов Карелии. — В кн.: Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1982, с. 125–133.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г.* и др. Тахтинский массив — новый структурный элемент Сихотэ-Алинской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 164–167.
- Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф., Петрищевский А.М.* Глубинная структура Ханкайского массива. — Докл. АН СССР, 1981, т. 295, № 1, с. 171–175.
- Косыгин Ю.А., Юшманов В.В., Маслов Л.А.* О формировании и локализации концентрических комплексов (кольцевых структур) в связи с развитием разломов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1454–1458.
- Кравцов В.С., Середин В.В., Томсон И.Н.* и др. Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения, М.: Наука, 1970, с. 43–81.
- Красный Л.И.* Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977. 175 с.
- Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159 с.
- Красный М.Л., Кочергин Е.В.* Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 84–94.
- Крашенинников Г.Ф.* Выделение и типизация обстановок осадконакопления и породообразования. — В кн.: Обстановка осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 51–60.
- Кривцов А.И.* Актуальные проблемы геологии и генезиса штокверковых меднорудных месторождений. — В кн.: Геология штокверковых месторождений меди Урала и Казахстана. М., 1982, с. 3–9. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 170).
- Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1978. 607 с.
- Крылова В.В.* Марганцевая минерализация как поисковый признак золото-серебряных руд. — В кн.: Минералогия рудных месторождений. М.: Недра, 1983, с. 48–60.
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геология и геофизика, 1967, № 10, с. 108–121.
- Кузнецова В.А.* Генетические ряды и серии рудных формаций. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: ФАН, 1975, с. 6–15.
- Кузьмин В.П.* Различные направления разработки системного подхода и их геологические основания. — Вopr. философии, 1983, № 3, с. 18–29.
- Кумарепели П.С.* Палеорифтовая система Святого Лаврентия: сравнительное исследование. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 431–445.
- Курбанов Н.К.* Критерии поисков и принципов прогнозирования комбинированных колчеданно-медно-полиметаллических месторождений в альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения колчеданных месторождений во флишеидных толщах. М., 1982а, с. 87–97. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 168).
- Курбанов Н.К.* Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа. — В кн.: Закономерности размещения колчеданных месторождений во флишеидных толщах. М., 1982б, с. 3–18. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 168).
- Лаверов Н.П., Томсон И.Н., Полуэктов В.Н., Кочнева Н.Т.* Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение месторождений. — В кн.: Эндеогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 20–42.
- Лазаренко Э.А.* Вулканизм и металлогения Карпат. Гез. докл. 5-го Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 49–51.
- Лазаренко Э.А., Козловский Л.М., Куцегол Л.И.* О мобилизации золота

- из полиметаллических руд поствулканическими газогидротермами на одном из карпатских месторождений: Тез. докл. 5-го Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси, 1980, с. 171–172.
- Лазько Е.М., Дюрюшенко Ю.П., Колтун Л.И.* и др. Процессы гидротермального минералообразования на месторождениях Восточного Забайкалья. — В кн.: Первый Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1973, т. 2, с. 461–469.
- Лапин Б.Н., Пономарев В.Г.* Эволюция девонского вулканизма Чарыжско-Теректинской зоны Алтая и синхронное оруденение. — В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника: Тр. 4-го Всесоюз. палеовулканол. симпоз. Владивосток, 1982, с. 116–123.
- Лапухов А.С.* Ранние стадии заложения и развития в порфировых интрузиях рудообразующих флюидных динамических систем (на примере Салаирского рудного поля). — В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М.: Наука, 1972, с. 145–157. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 114).
- Лаумулин Т.М.* Система "интрузив-надинтрузивная зона" и эндогенное оруденение. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 8–21.
- Лаумулин Т.М.* Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 199 с.
- Лешневский Э.Н., Митрофанов Н.П.* Оловяносные районы Корякского нагорья по геолого-геофизическим данным. — В кн.: Особенности металлогении оловянорудных районов Востока СССР. М.: 1980, с. 42–58.
- Логачев Н.А., Флоренсов Н.А.* Байкальская система рифтовых долин. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. с. 19–29.
- Ломизе М.Г.* Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3, с. 48–69.
- Ломизе М.Г.* Лиминарные системы и их соотношение с островными дугами. — Геотектоника, 1983а, № 2, с. 92–103.
- Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983б. 194 с.
- Лоншаков Е.А.* Руды вулканотектонических структур и структурно-ве-
- щественные парагенезисы Южно-Камчатского района. — Бюл. вулканол. станций, 1979, № 57, с. 79–91.
- Лошак Н.П., Шевченко Б.Ф.* Главные этапы развития позднепалеозойских геосинклиналей юга Дальнего Востока. — В кн.: Древние сейсмфокальные зоны. Владивосток, 1981, с. 128–134.
- Лукин Л.И., Корин И.З., Кравченко Г.Г., Сафонов Ю.Г., Чернышов В.Ф.* Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 163 с.
- Луцк Б.Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 300 с.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Систематика и механизм образования концентрических структур. — В кн.: МГК XXV сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 163–170.
- Магакьян И.Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969. 223 с.
- Магницкий В.А.* Проблемы геофизики. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых на 26-й сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1983, с. 85–91.
- Макаренко Г.Ф.* Траппы в геологическом времени; океаны и их древние аналоги. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1978, № 6, с. 19–37.
- Малиновский Е.П., Онтоев Д.О.* Джидинский рудный район. — В кн.: Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983, с. 182–207.
- Малышев Ю.Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977. 128 с.
- Малышев Ю.Ф., Брянский Л.И., Карсаков Л.П.* и др. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины. — Тихоокеан. геология, 1983, № 3, с. 27–34.
- Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П.* Инверсии плотности и их роль в формировании литосферы и особенностей металлогении Северо-Востока Азии. — В кн.: Глубинное строение Тихого океана и его материкового обрамления: Тез. докл. 14-го Тихоокеан. конгр. в Хабаровске, М., 1979, с. 19–20.
- Маракушев А.А.* Ликвационное происхождение андезитов и связанных

- с ними пород. — Докл. АН СССР, 1983, т. 273, № 6, с. 1456–1459.
- Марковский Б.А., Розина Е.Л.* Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки. — Сов. геология, 1971, № 3, с. 127–130.
- Масуренков Ю.П.* Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
- Масуренков Ю.П.* Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 300 с.
- Материков М.П.* Новый генетический тип промышленных месторождений плавикового шпата. — В кн.: Минеральное сырье. М., 1961, вып. 2, с. 37–46.
- Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы/ Под ред. Л.Ф. Наркелюна. М.: Недра, 1977. 223 с.
- Металлогенетические провинции и пояса Казахстана/ Под ред. Г.Н. Щерба. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез и геосинклинальный процесс. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1975, № 4, с. 28–40.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5–11.
- Милановский Е.Е.* Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 38–60.
- Митин Н.Е.* Солевая формация континентальной окраины Юго-Западной Африки. — В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983. 143 с.
- Митрофанова Н.Н.* Рифейская вулканоплутоническая ассоциация и оловяносные метасоматиты Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1984. 19 с.
- Михайлов М.А., Мельников В.Д., Моисеенко В.Г.* Особенности распределения золота в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях юга Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы литологии и геохимии вулканогенно-осадочных образований юга Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 181–192.
- Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 536 с.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С.* Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 206 с.
- Муратов М.В.* Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 132–146.
- Мусин Р.А.* Сопряженность экзогенного и эндогенного оруденения. — Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, вып. 35, с. 100–110.
- Набоко С.И.* Вулканические эксгальции и продукты их реакций. М.: Наука, 1959. 303 с.
- Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Нагибина М.С., Шилов В.Н.* Сравнительный анализ истории развития структур и магматизма тихоокеанских вулканоплутонических поясов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1, с. 36–47.
- Найборodin В.И., Сидоров А.А., Толстухин Ю.В.* О формационной самостоятельности олово-серебряных месторождений. — Докл. АН СССР, 1974, т. 218, № 2, с. 430–433.
- Настич Н.А.* Условия локализации вольфрамового оруденения Нижнебикинской зоны: Тез. докл. 24-й науч.-техн. конф. Дальневост. политехн. ин-та. Владивосток, 1977, с. 51–53.
- Негруца Т.Ф.* О рифтогенной природе раннепротерозойских вулканических структур Карелии. — Докл. АН СССР, 1981, т. 259, № 4, с. 930–934.
- Немцович В.М.* Эволюция базит-гипербазитовых ассоциаций офиолитовых поясов. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. 1–3 апреля 1981 г. Свердловск, 1981, с. 8–9.
- Несмеянов С.А.* Типы шовных зон Западного Тянь-Шаня и некоторые вопросы классификации шовных зон. — В кн.: Жизнь Земли. М.: Изд-во МГУ, 1970, с. 15–26. (Сб. Музея землеведения МГУ; № 6).

- Нестеренко Г.В., Тихоненков П.И., Коровкина Н.А., Помыткина В.А.* Сравнительная характеристика плато-базальтов Сибирской платформы и базальтов океана. — В кн.: Семинар по геохимии магматических пород; Тез. докл. М., 1983, с. 31.
- Нечухин В.М., Соколов В.Б.* Строение земной коры и палеодинамика палеозойской эвгеосинклинали Урала. — В кн.: Ежегодник 1978. Информ. материалы. Свердловск, 1979, с. 6–7.
- Нуварьева Ю.А., Сливинский А.А.* Некоторые признаки парагенезиса стратиформных колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений Забайкалья. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 119–124.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Овчинников Л.Н.* Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 318–330.
- Овчинников Л.Н.* Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 36–47.
- Овчинников Л.Н.* Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 1, с. 26–34.
- Овчинников Л.Н., Лутков Р.И.* Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Онихимовский В.В., Гаврилов В.И.* Важная магмато-генно-рудная система. — В кн.: Магмато-генно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 30–37.
- Орленок В.В.* Эволюция океанических бассейнов в кайнозойской эре. — Тихоокеан. геология, 1982, № 2, с. 98–103.
- Орлов Л.Н.* О происхождении кратера Босумтви (Гана) : К проблеме генезиса гигантских кольцевых структур. — Геология и геофизика, 1973, № 6, с. 130–134.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Офтедаль К.* Главные геологические особенности грабена Осло. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 283–296.
- Павлов Ю.А., Рейнлиб Э.Л.* Гравитационные аномалии и гранитоидный магматизм юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1982. 86 с.
- Палеобиогеографический атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана/ Под ред. К.М.Худолея, М.А.Ржонсницкой. М., 1979. 83 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Закономерности строения и тектонической эволюции мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе Тихоокеанского обрамления. — Геология и геофизика, 1981, № 7, с. 3–15.
- Паталаха Е.И.* Магматическая проницаемость и энергетическая сущность "подвижности" зон глубинных разломов. — Сов. геология, 1967, № 11, с. 124–133.
- Паталаха Е.И., Белый В.А.* Офиолиты и тектоника Казахстана. — В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 42–53.
- Пейве А.В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–16.
- Пейве А.В.* Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: МГК. XXV, сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 21–31.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы. — В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 100–122.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657–659.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. шк. 1979. 423 с.
- Петерсен И.С.* Сложные глубинные кольцевые комплексы: структурная характеристика глубинного магматизма рифтовых зон. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 171–181.
- Петрищевский А.М.* Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек (Вознесенский рудный район Приморья). — Геология и геофизика, 1981, № 5, с. 105–115.
- Петрищевский А.М.* Глубинная структура рудных районов Приморья (по

- гравиметрическим данным): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1982а. 26 с.
- Петрищевский А.М.* Методика исследования глубинных структур по распределению центров масс. — Приклад. геофизика, 1982б, вып. 104, с. 132—135.
- Петрищевский А.М.* Глубинная структура магматических комплексов в Вознесенском рудном районе. — В кн.: Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока. Владивосток, 1983а, с. 100—111.
- Петрищевский А.М.* Структурные типы гранитов и гранитизация в рудных районах южной части Дальнего Востока (по геофизическим данным). — В кн.: Корреляция эндогенных процессов. Владивосток, 1983б, с. 74—85.
- Петров Б.В., Яковлева С.З.* Геохимические особенности регионального метаморфизма толеитовых базальтов. — Геохимия, 1973, № 5, с. 772—778.
- Петрова Н.С., Шабловская Р.К., Высоцкая М.С.* Туфогенные глинистые породы калиеносных и надсолевых отложений Припятского прогиба. — В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983, с. 55—56.
- Петрография/* Под ред. А.А.Маракушева, Т.И.Фроловой. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. 384 с.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Офиолиты каледонид Монголии и механизм их формирования. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, с. 17—31.
- Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи/* Под ред. К.Найт. М.: Мир, 1980. Т. 1. 658 с.
- Поляков А.И., Муравьева Н.С.* Проблема происхождения кислых расплавов в регионах с океанической корой (на примере океанических островов). — В кн.: Семинар по геохимии магматических пород: Тез. докл. М., 1983, с. 32—33.
- Попов В.В.* Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980. 248 с.
- Попов В.Е.* Вулканогенно-осадочные месторождения. Л.: Недра, 1979. 296 с.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И.* Трансзиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.
- Поспелов Г.Л.* Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. — Геология и геофизика, 1962, № 11, с. 28—40.
- Постельников Е.С.* Совещание "Континентальный и океанический рифогенез". — Геотектоника, 1982, № 5, с. 108—110.
- Потапенко Б.П., Шаранов А.Ф., Серкасов В.Л.* и др. Критерии, методика и направление поисков скрытых колчеданных месторождений Оренбургской области. — В кн.: Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Недра, 1983, с. 23—30.
- Прогнозирование рудоносных площадей/* Под ред. В.В. Иванова, Г.М. Мейтува. М.: Наука, 1976. 275 с.
- Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций/* М.М.Василевский, С.Е.Апрелков, В.Н.Зимин и др. М.: Недра, 1977. 296 с.
- Прокин В.А.* Закономерности расположения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977.
- Прокин В.А., Захарова А.А.* О возрасте зеленокаменного метаморфизма и сульфидного оруденения на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 4, с. 893—896.
- Пронин А.А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли (кайнозой). Л.: Недра, 1973. 318 с.
- Пронин А.А.* Синхронность проявления тектонических движений мезозоя и кайнозоя в океанах и на континентах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 6, с. 1418—1420.
- Пучков Е.В., Родькин Б.П., Найденов Б.М.* Свинцово-порфировые месторождения Казахстана. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6, с. 1451—1454.
- Пушаровский Ю.М., Архипов И.В.* Тектонические аспекты Чилийских Анд. — Геотектоника, 1972, № 1, с. 88—104.
- Радкевич Е.А.* Металлогения Востока СССР. — В кн.: Проблемы металлогении советского Дальнего Востока. М.: Наука, 1967, с. 17—30.
- Радкевич Е.А.* Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1976. 96 с.
- Радкевич Е.А.* Консерватизм структурно-металлогенических зон обрамления Тихого океана. — Тр. СНИИ ДВНЦ АН СССР, 1977а, вып. 41, с. 97—103.

- Радкевич Е.А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977б. 176 с.
- Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Коростелев П.Г.* и др. Зональность оруденения Комсомольского района. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 112–121.
- Радкевич Е.А., Усенко С.Ф., Чеботарев М.В.* Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурным элементам юга Дальнего Востока. — Геология и геофизика, 1965, № 3, с. 25–38.
- Развалев А.В., Пошикарло В.П.* О соотношении рифтов, авлакогенов и их структурных аналогов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 5, с. 160–162.
- Размахнин Ю.Н.* Промышленная оловяносность Сихотэ-Алиня и глубинность материнских интрузий. — Тр. Дальневост. политехн. ин-та, 1975, № 110, с. 19–32.
- Размахнин Ю.Н.* Интерферирующие тепловые поля как фактор рудогенеза магматогенно-рудных систем оловяносных районов. — В кн.: Металлогения прибрежной (Тихоокеанской) зоны Дальнего Востока. Владивосток, 1981, с. 3–27.
- Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М.* Систематика, зональность и металлогеническое значение метасоматитов оловяносных полей Сихотэ-Алиня. — Геология руд. месторождений, 1973, № 1, с. 52–63.
- Разумова В.Н.* Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 3, с. 694–697.
- Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н.* Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригтох (АрмССР). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 41–56.
- Резников Н.В.* Генетическая связь марганцевой минерализации с колчеданными рудами в зоне Передового хребта. — Геология руд. месторождений, 1980, т. 22, № 4, с. 4–13.
- Резников Н.В.* Геологические факторы локального прогнозирования колчеданного оруденения в вулканогенных формациях Северного Кавказа. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Тез. докл. 4-й Уральск. петрограф. конф. 21–23 апреля 1981 г. Свердловск, 1981, с. 176–178.
- Рейнлиб Э.Л.* Мезозойско-кайнозойский тектогенез и его взаимоотношения с гранитоидным магматизмом: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1977. 21 с.
- Рейнлиб Э.Л., Романовский Н.П.* Изучение купольно-магматических рудоносных структур по геофизическим данным (на примере Верхнеселемджинского района). — В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 110–115.
- Рейнлиб Э.Л., Шапочка И.И., Иванов Г.М.* Связь тектоники, магматизма и металлогении в Верхнеселемджинском районе. — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 211–214.
- Репечка М.А.* Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана. — Океанол. исследования, 1973, № 23, с. 80–96.
- Ридж Дж.Д.* Проблемы рудообразования в свете новых данных об изотопах серы, кислорода и водорода. 1. Изотопы серы. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 1, с. 15–29.
- Робонен В.К., Рыбаков С.Н., Ручкин Г.В.* и др. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978, 192 с. (Тр. ИГ Карел. фил. АН СССР; Вып. 37).
- Родионов С.М., Макеев Н.П.* Оловянно-порфировое оруденение Сихотэ-Алиня. — В кн.: Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983, с. 136–152.
- Родионов С.М., Родионова Л.Н.* Оловянно-порфировая формация — новый генетический тип оловянных месторождений Сихотэ-Алиня. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. и симпоз., 20–22 мая, 1981 г. Новосибирск, 1981, с. 112–113.
- Розен О.М.* Особенности внутреннего строения и развития некоторых докембрийских массивов палеозой, — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 65–85.
- Романовский Н.П.* Магнитная восприимчивость и некоторые металлогеничес-

- кие особенности гранитоидов Востока СССР. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 64—74.
- Романовский Н.П.* Рудно-магматические системы и палеозоны Бенюфа. — В кн.: Древние сейсмофокальные зоны, Владивосток, 1981, с. 135—142.
- Романовский Н.П.* Способ количественной оценки проявлений гранитоидного магматизма при глубинных геолого-геофизических исследованиях (на примере Дальнего Востока СССР). — Тихоокеан. геология, 1984, № 1, с. 113—120.
- Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л.* О мантйной природе зон разуплотнения притихоокеанских орогенных сооружений. — Тихоокеан. геология, 1984, № 2, с. 87—90.
- Ронке Л.Б.* Метеоритный удар и вулканизм. — В кн.: Взрывные кратеры на земле и планетах. М.: Мир, 1968, с. 174—183.
- Рудич Е.М.* Движущиеся материка и эволюция океанического ложа. М.: Недра, 1983. 263 с.
- Рудницкий В.Ф.* О соотношении зеленокаменного метаморфизма и колчеданного оруденения на Среднем Урале. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала. Гранитоиды, Метаморфизм. Свердловск, 1981, ч. 2, с. 164—165.
- Рудоносность и геологические формации структур земной коры/ Под ред. Д.В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981. 424 с.
- Рудоносность континентальных вулканических поясов/ И.Н. Томсон, В.С. Кравцов, Н.Т. Кочнева и др. М.: Недра, 1982. 254 с.
- Рудоносные орогенные структуры и методы их изучения/ Под ред. И.Н. Томсона. М.: Наука, 1981. 232 с.
- Рундквист Д.В.* Формирование планетарной металлогенической зональности в ходе эволюции земной коры. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: ВСЕГЕИ, 1973, с. 52—60.
- Рундквист Д.В.* Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, ч. 3, вып. 4, с. 407—421.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 340 с.
- Рундквист Д.В., Неженский И.А.* Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.
- Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пролитизации. М.: Наука, 1972. 202 с.
- Ручкин Г.В.* Геотектоническая позиция и палеотектоническая обстановка локализации докембрийских колчеданных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1980, № 2, с. 36—48.
- Рябкун Л.И., Гавриш В.К., Недошовенко А.И.* Закономерности размещения соленосных толщ в шовных зонах краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. — В кн.: Литолого-фациальные особенности осадконакопления в эвапоритовых бассейнах. Новосибирск: Наука, 1983, с. 74—75.
- Рязанцев А.А.* Структурный, магматический и литологический контроль оруденения в Вознесенском рудном районе Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1973. 30 с.
- Салун С.А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 170 с.
- Саркисян С.Ш.* Среднеэоценовые рудные формации Амасия-Акеринской зоны Малого Кавказа. — В кн.: 5-е Всесоюз. вулканол. совещ. "Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижной области Земли". 1-й симпоз.: Тез. докл. Тбилиси, 1980, с. 122—124.
- Семенов Д.Ф.* Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.
- Серавкин И.Б.* Палеовулканические условия формирования и размещения колчеданных месторождений Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1983. 43 с.
- Сидоров С.С.* Геохимия гидротерм Курильской вулканической дуги: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1965. 27 с.
- Склярков Р.Я.* Гидротермальные аналоги экзогенных бокситов. — Докл. АН СССР, 1983, т. 269, № 3, с. 690—693.
- Скрипченко Н.С.* "Эндо-экзо" соотношение в гидротермально-осадочных

- месторождениях. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 2, с. 108–112.
- Смирнов А.М.* Докембрийские структуры Приморья. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 90–105.
- Смирнов В.И.* Металлогения геосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 5, с. 17–81.
- Смирнов В.И.* Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений. — В кн.: Симпозиум по проблеме связи поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 24–29 ноября 1968 г. Киев: Наук. думка, 1968, с. 30–32.
- Смирнов В.И.* Металлогения океана. — Геология руд. месторождений, 1975, т. 17, № 1, с. 3–13.
- Смирнов В.И.* Варианты доорогенной металлогении. — Геология руд. месторождений, 1977, № 1, с. 3–12.
- Смирнов В.И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории. — Геология руд. месторождений, 1982, т. 24, № 4, с. 3–21.
- Смирнов В.И., Богданов Ю.А., Бородаев Ю.С.* и др. Сульфидная минерализация в основных породах дна Тихого океана. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 692–694.
- Смирнов С.С.* О Тихоокеанском рудном поясе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2, с. 13–28.
- Смирнова Н.А., Белов Н.В.* Полиморфизм и гомология в сульфидных минералах (структурный аспект). — В кн.: Тезисы докладов II съезда ИМА. Новосибирск, 1978, т. 1, с. 127–128.
- Соколов Б.В.* К вопросу о доскарновом происхождении Северо-Горноблагодатского железорудного месторождения. — Ежегодник ИГГ УНЦ АН СССР: Информ. материалы. Свердловск, 1982, с. 112–113.
- Соколов Б.С.* Развитие советской геологии. — Вестн. АН СССР, 1983, № 7, с. 64–75.
- Соловьев В.А., Кириллова Г.Л.* Геология дна океанов и проблемы теоретической тектоники. — Геология и геофизика, 1978, № 7, с. 130–134.
- Соловьев В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа: Объяснительная записка к Карте морфоструктур центрального типа территории СССР масштаба 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
- Сотников В.И., Калинин А.С., Берзина А.Л.* Генетическая модель медно-молибденовой формации. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 1, с. 112–127.
- Степанов В.К.* Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильская (северо-запад Сибирской платформы). — В кн.: Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М., 1981, с. 13–19. (Тр. УНИГРИ; Вып. 162).
- Стефанов Ю.М.* Рудоносность вулканогенных формаций верхнего структурного этажа Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1979. 25 с.
- Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 534 с.
- Структура рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова/ Б.В. Макеев, А.Б. Павловский, В.Т. Покалов и др. М.: Недра, 1983. 234 с.
- Суворов А.И.* Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 5, с. 1154–1157.
- Сурков В.С., Жеро О.Г.* Роль рифтогенеза в развитии литосферы северной части Монголо-Охотского подвижного пояса. — Геология и геофизика, 1978, № 9, с. 31–38.
- Сухов В.И.* Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экстрозивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья. — Сов. геология, 1967, № 4, с. 45–56.
- Сухов В.И.* Умлекано-Огоджинский вулканический пояс. — В кн.: Вулканические пояса и зоны Южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 138–149.
- Сухов В.И.* Экстрозивно-эффузивные комплексы Нижнего Приамурья и их рудоносность. — В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971а, с. 150–164.
- Сухов В.И.* К вопросу о классификации поздне- и послеоорогенных вулкано-

- структур (на примере юга Дальнего Востока). — В кн.: Вопросы геологии и минерального сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971б, с. 20–26.
- Сухов В.И.* Структурно-петрологическое районирование областей развития позднемезозойско-кайнозойского вулканизма на территории Приамурья. — В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972а, с. 25–37.
- Сухов В.И.* К вопросу о механизме формирования послескладчатых гранитоидных интрузий, ассоциированных с эффузивами. — В кн.: Геология и минеральное сырье Дальнего Востока. М., 1972б, вып. 2, с. 19–25.
- Сухов В.И.* Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
- Сухов В.И.* Региональные рудно-магматические системы Приамурья. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 45–60.
- Сухов В.И., Мельникова Л.В., Дергачев А.П.* Стратиформное сульфидно-полиметаллическое оруденение в вулканогенно-осадочных и осадочных комплексах Приамурья. — В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток). Новосибирск: Наука, 1980, с. 57–62.
- Тазиев Г.* Запах серы. М.: Мысль, 1980. 222 с.
- Тальвани Н., Маттер Д., Хоугу Р., Кёниг М.* Окрина Южной Австралии — континентальный окраинный палеорифт. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 325–337.
- Тарасов А.В.* Проявления гематит-гетитизации — критерий прогноза свинцово-цинкового оруденения. — Разведка и охрана недр, 1983, № 8, с. 16–18.
- Твалчрелидзе Г.А.* Поисковые признаки медно-порфирировых месторождений разного типа. — В кн.: Поисковые признаки и методы поисков месторождений медно-порфирирового типа. М., 1979, с. 13–19. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 141).
- Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока/ Под ред. Ю.А. Косыгина. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С.* Системы концентрических структур, их типы и характер рудоносности. — Геология руд. месторождений, 1982, т. 24, № 4, с. 21–33.
- Томсон И.Н., Полохов В.П., Ларичкин В.А., Анахов В.В.* Кавалеровский рудный район. — В кн.: Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983, с. 152–182.
- Труфанов В.Н.* Минералообразующие флюиды рудных месторождений Большого Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1977. 271 с.
- Турбин М.Т., Кириллова Г.Л.* Дислокационная природа метаморфизма Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой области. — Сов. геология, 1975, № 9, с. 36–49.
- Унксов В.А.* Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
- Урманцев Ю.А.* Поли- и изоморфизм в живой и неживой природе. — Вопр. философии, 1968, № 12, с. 79–88.
- Усенко С.Ф.* Структуры активизации и оловоносность Сихотэ-Алинской складчатой системы. — Сов. геология, 1979, № 1, с. 97–105.
- Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л.* и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 192 с.
- Федоровский В.С., Лейтес А.М.* О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 114–127.
- Федотов С.А.* О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов. — В кн.: Геодинамика, маглообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9–21.
- Федынский В.В., Соколов Б.А., Страхова Н.А., Фельдт В.Г.* Среднерусский авлакоген — древний аналог современных рифтовых образований. — Сов. геология, 1975, № 1, с. 129–134.
- Филлотс А.Р.* Рифтовый магматизм в восточной части Северной Америки. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 100–117.
- Финашин В.К.* Метасоматическая и рудная зональность Верхнего месторождения в Приморье. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на

- основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1972, с. 76–79.
- Финашин В.К., Говоров И.Н.* Геолого-генетическая модель касситерит-субликатно-сульфидных месторождений. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, с. 31–39.
- Фишер А.Д.* Генезис и история развития бассейнов. — В кн.: Нефтеносность и глобальная тектоника. М.: Недра, 1978, с. 37–60.
- Фогельман Н.А.* Геологическая позиция вулканогенных золоторудных месторождений Центрального Казахстана. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 285–287.
- Фогельман Н.А.* Развитие сводово-глыбовых структур и их роль в размещении эндогенных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 2, с. 74–80.
- Фрейд Г.М.* Вулкано-тектонические структуры, вулкано-тектонические системы. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 124–133.
- Фрейд Г.М.* Общие вопросы методики составления палеовулканологических карт. — В кн.: Методы составления палеовулканологических карт. Новосибирск: Наука, 1979, с. 4–12.
- Фролов Н.М., Гурьянов В.А.* Вулкано-плутоническая рудоносная система Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 69–72.
- Фролов Н.М., Шмигирилов В.М.* Вулкано-тектонические структуры Преддзуджурского прогиба и их гидротермально измененные породы. — В кн.: Формации гидротермально измененных пород и их отношение к рудам. Владивосток, 1978, с. 111–117.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б.* Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, № 2, с. 20–36.
- Хаин В.Е.* О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. — Геология руд. месторождений, 1962, № 4, с. 7–28.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 510 с.
- Хаин В.Е.* Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, № 2, с. 3–22.
- Хаин В.Е.* От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 3–26.
- Хаин В.Е.* Геосинклинали и эпигеосинклинальные орогены, и их природа, строение и развитие по современным данным. Ст. 2. Развитие геосинклинальных областей и поясов. Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 7, с. 3–24.
- Хаин В.Е.* Современные представления о механике тектонических движений и деформаций. Ст. 1. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 10, с. 3–16.
- Хаин В.Е., Волобуев М.И., Воробьев И.В.* и др. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое. — Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1967, № 5, с. 94–130.
- Хаин В.Е., Соколов Б.А., Кац Я.Г.* Особенности сочленения континентальных платформ с океанскими и концепция "тектоники плит". — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10, с. 3–14.
- Харламов М.Г.* Глубинное строение и металлогения Казахской складчатой области. — В кн.: Глубинное строение и геодинамика литосферы Л.: Недра, 1983, с. 249–258.
- Херрин Ю.* Региональные изменения скорости волн  $P$  в верхней мантии под Северной Америкой. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 198–202.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А.* Вероятность ликвации в андезитовой магме. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 4, с. 952–955.
- Холлс Г.К.* Позднедокембрийская рифтовая система Центральной части Северной Америки — обзор современных геологических и геофизических исследований. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 255–264.
- Хомичев В.Л., Хомичева Е.С.* Критерии оценки перспектив штокверкового молибденового оруденения Алтае-Саянской области. — В кн.: Критерии

- прогнозной и оценки эндогенного оруднения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 43–55. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 503).
- Хорева Б.Я.* К проблеме связи гидротермального рудообразования с региональным метаморфизмом. — В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968, с. 139–147. (Тр. ВСЕГЕИ. Н. С.; Т. 155).
- Хрущов Н.А., Шербина В.В.* Молибден — В кн.: Металлы в осадочных толщах: Тяжелые цветные металлы. Малые и редкие металлы. М.: Наука, 1965, с. 313–332.
- Циллер П.А.* Развитие рифта и впадины Северного моря. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 359–381.
- Чанышев И.С.* Золотоносность Гонжинского выступа. — В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1976, с. 28–31.
- Чанышев И.С., Степанов В.А.* О золотоносности терригенных толщ Верхоянского комплекса. — В кн.: Рудная специализация осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири: Тез. докл. Хабаровск, 1983, с. 79–81.
- Чмырев В.М., Романько Е.Ф., Могаровский В.В.* Позданаальпийское рудообразование в поствулканических орогенных впадинах Средиземноморского пояса (восточная часть). — Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 6, с. 1448–1449.
- Шанцер Е.В.* Итоги и перспективы изучения генетических типов отложений. — В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 56–95.
- Шаратов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А.* и др. Магматизм и гидротермальная система Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 151 с.
- Шаратов И.П.* К проблеме геологических законов. — Геология и геофизика, 1983, № 10, с. 80–87.
- Шарпенко Л.Н.* Магматогенные кольцевые структуры. Л.: Недра, 1979. 196 с.
- Шевкаленко В.Л.* Рудно-магматическая система Нижнего Приамурья. — В кн.: Магматогенно-рудные системы. Владивосток, 1979, с. 131–133.
- Шевченко Б.Ф.* Буреинский массив. — В кн.: Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984, с. 121–132.
- Шейнманн Ю.М.* Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 5–32.
- Шейнманн Ю.М.* Новая глобальная тектоника и действительность: Избр. тр. М.: Наука, 1976, с. 155–209.
- Шер. С.Д.* Сравнительная металлогения золота активизированных областей северной части Тихоокеанского рудного пояса. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1979, т. 2, с. 216–224.
- Шихайлибеيلي Э.Ш., Аллахвердиев Г.И.* Офиолитовые прогибы Малого Кавказа и их формирование. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, с. 43–44.
- Шкурко Э.И.* Флюоритовая минерализация Приморья. — В кн.: Флюорит (ресурсы, закономерности образования и размещения). М.: Наука, 1976, с. 75–95.
- Штейнберг Д.С.* Базальтоидный магматизм Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. 2-го Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1969, т. 3, с. 5–14.
- Штейнберг Д.С., Соболев Н.Д., Прокин В.А., Папулов Г.Н.* Основные итоги петрологического изучения Урала. — В кн.: Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск, 1980.
- Шебуняев М.П.* Геологические условия локализации колчеданного оруднения в Майкаинском рудном поясе (Центральный Казахстан). — Геология руд. месторождений, 1983, № 2, с. 34–43.
- Щеглов А.Д.* Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.
- Щеглов А.Д.* Срединные массивы как особый тип металлогенических провинций. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 100–108.
- Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В.* Рифы и рудообразование. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 1, с. 161–165.
- Шерба Г.Н.* Месторождения атасуйского типа. — Геология руд. месторождений, 1967, № 5, с. 106–114.

- Шерба Г.Н.* Геотектоногены и рудные пояса (по материалам Казахстана). Алма-Ата: Наука, 1971. 183 с.
- Шерба Г.Н., Лаумулин Т.М.* Структуры редкометалльных штокерков. — В кн.: Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978, с. 110—128.
- Шерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Кудряшов А.В., Сенчило Н.П.* Проявление зональности в колчеданно-полиметаллических и грейзеновых месторождениях (на примере Казахстана). — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 69—81.
- Шерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Кудряшов А.В.* и др. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, т. 2, с. 3—14.
- Эйриш Л.В.* Селемджино-Кербинское поднятие и его положение в тектонической структуре Дальнего Востока. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 32—39.
- Элстон В.Е.* Рифтообразование и вулканизм Провинции бассейнов и хребтов в районе Нью-Мексико, юго-запад США. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 69—74.
- Энгель А.Э., Дж., Энгель Ц.Г.* Горные породы ложа океана. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968, с. 183—217.
- Юдин Н.И.* Литология железорудных месторождений Ангаро-Питского бассейна. М.: Наука, 1968. 152 с.
- Юшкин Н.П.* Минералогические критерии взаимосвязи магматизма, гидротермального минералообразования и рудообразования в Пайхойско-Южновоземельской провинции. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении Урала: Тез. докл. 4-й Урал. петрограф. конф. Свердловск, 1981, т. 1, с. 4—5.
- Юшманов В.В.* Концентрические горные системы Алдано-Станового региона и их классификация. — В кн.: Тип гор и механизм горообразования. Иркутск, 1979, с. 114—116.
- Юшманов В.В.* Типизация мезозойских и кайнозойских тектоно-магматических комплексов Алдано-Станового региона. — В кн.: Тектоника активизированных областей. Чита: Кн. изд-во, 1982, с. 72—75.
- Юшманов В.В.* Тектоно-магматические концентрические комплексы Алданского щита. Ст. 1. Существующие представления и проблемы. — Тихоокеан. геология, 1983, № 3, с. 66—72.
- Яковлев Г.Ф.* О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1972, № 2, с. 73—84.
- Ян-Жин-Шин В.А.* Геологическое строение и тектоническое развитие хребта Сетте-Дабана: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Хабаровск, 1981. 26 с.
- Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 198 с.
- Agar R.A.* Copper mineralization and magmatic hydrothermal brines in the Rio Pisco section of the Oluvian Coastal batholith. — Econ Geol., 1981, vol. 76, N 3, p. 677—693.
- Anderson E.M.* The dynamics of the formation of some sheets, ring dikes and caulron subsidences. — Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1936, vol. 56, pt 2, p. 128—157.
- Aubouin J.* Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpes). — In: Intern. geol. congr., 24 sess., sect. 3. Montreal, 1972, p. 438—461.
- Aures L.D., Cerny P.* Metallogeny of granitoid rocks in the Canadian shield. — Canad. Miner., 1982, vol. 20, pt 4, p. 439—536.
- Barley M.E.* Porphyry-style mineralization associated with early archean call-alkaline igneous activity. Eastern Pilbarne, Western Australia. — Econ. Geol., 1982, vol. 77, N 5, p. 1230—1236.
- Beranek B., Zatopek A.* Earth's crust structure in Czechoslovakia. — In: Geophysical syntheses in Czechoslovakia. Br.: Veda, 1981, p. 243—264.
- Bischoff J.L., Rosenbauer R.J., Aruscavage P.J.* et al. Sea-floor massive sulfide deposits from 21°N, East Pacific rise, Juan de Fuca ridge and Galapagos rift: Bulk chemical composition and economic implications. — Econ. Geol., 1983, vol. 78, N 8, p. 1711—1720.
- Bormann P., Grassi S., Neunhofer H., Wylegalla K.* The upper mantle structure of the south-west-border region of

- the East-European platform. — В кн.: Строеие и динамика переходных зон: Тезисы докл. М., 1983, с. 153.
- Brian D.* Glacial exhumation of impact craters in the Canadian shield. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 5, p. 1667–1672.
- Brimhall G.H., jun.* Lithologic determination of mass transfer mechanism of multiple-stage porphyry copper mineralization at Butte, Montana: Vein formation by hypogene leaching and enrichment of potassium-silicate protore. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 3, p. 556–589.
- Burt D.M.* Acidity-salinity diagrams — application to greisen and porphyry deposits. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 4, p. 832–843.
- Carpenter A.B., Trout M.L., Pickett E.E.* Preliminary report of the origin and chemical evolution of lead- and zinc-rich oil brines in central Mississippi. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 8, p. 1191–1206.
- Chauris L.* Plate tectonic and ore deposits in Western Europa: The example of the Armorican massif (France). — In: *Proc. Fifth IAGOD symp.* Stuttgart, 1980, vol. 1, p. 401–414.
- Colley H., Greenbanm D.* The mineral deposits and metallogenesis of the Fiji Platform. — *Econ. Geol.*, 1980, vol. 75, N 6, p. 807–828.
- Colley H., Rice C.M.* Kuroko-type deposits in Vanua Livu, Fiji. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1978, vol. 21, p. 277–285.
- Crook K.A.W.* Fore-arc evolution and continental growth — a general model. — *J. Struct. Geol.*, 1980, vol. 2, N 3, p. 289–303.
- Dickinson W.R., Hartherton T.* Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. — *Science*, 1967, vol. 157, N 4, p. 801–803.
- Diehe P., Kern H.* Geology, mineralogy and geochemistry of some carbonate-hosted lead: Zink deposits in Kanchana buri province, Western Thailand. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 8, c. 2128–2146.
- Dietz R.S., Holden J.C.* Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. — *J. Geol.*, 1966, vol. 74, N 5, p. 566–583.
- Drake C.L., Ewing J.I., Stockard H.* The continental margin of the Eastern United States. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, vol. 5, p. 993–1010.
- Eastoe C.J.* Physics and chemistry of the hydrothermal system at the Panguna porphyry copper deposits, Bongainville, Papua New Guinea. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 1, p. 127–153.
- Erwood R.J., Kesler S.E., Cloke P.L.* Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions Naica Mine, Chihuahua, Mexico. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 1, p. 95–108.
- Eyde T.* Stratigraphy is a some times overlooked guide to porphyry coppers. — *Mining Eng.*, 1972, vol. 24, N 4, p. 40–42.
- Finlow-Bates T., Large D.E.* Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits. — *J. Geol.*, 1978, vol. D30, p. 27–29.
- Fraser N., Taylor R.G., Cuff C.* Aspects of mineralization at the United North Australia mine, Watsonville, North Queensland, Australia. — *Trans. Inst. Mining and Met. B*, 1981, vol. 90, p. 103–114.
- Fripp R.E.P.* Stratabound gold deposits in archean banded iron-formation, Rhodesia. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 1, p. 58–75.
- Fujita Y.* Analysis of faults and faulting in the earliest stage of the Green tuff geosyncline. — *Rec. Progr. Natur. Sci. Jap.*, 1978, vol. 3, p. 37–41.
- Geyti A., Schonwandt H.K.* Bordvika — a possible porphyry molybdenum occurrence within the Oslo rift, Norway. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 5, p. 1211–1220.
- Goldie R., Kotila B., Seward D.* The Don Ronyn — an archean porphyry copper deposits near Noranda Quebec. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 7, p. 1680–1684.
- Goodwin A.M.* Archean iron-formations and tectonic basins of the Canadian Shield. — *Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, N 7, p. 915–933.
- Gross G.A.* Geological concepts leading to mineral discovery. — *Canad. Mining J.*, 1979, vol. 91, N 4, p. 51–53.
- Haapala I., Kinnunen K.* Fluid inclusions in cassiterite and beryl in greisen veins in the Eurajoki Stock, Southwestern Finland. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 5, p. 1231–1238.
- Hanus V., Vanek J.* Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone andesite volcanism, and tectonic feature of the Nazca plate. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 44, N 1/4, p. 65–77.
- Hattori K., Sakai H.* D/H ratios, origins and evolution of the ore-forming fluids for

- the neogene veins and kuroko deposits of Japan. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 3, p. 535–555.
- Hawkes D.D., Littlefair M.J.* An occurrence of molybdenum, copper and iron mineralization in the Argentine islands, West Antarctica. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 4, p. 898–904.
- Henley R.W., McNabb A.* Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, N 1, p. 1–20.
- Hirn A.* Sondages sismiques profonds en France. — *Bull. Soc. geol. France. Sér. 7*, 1976, vol. 18, N 5, p. 1065–1071.
- Holmes I., Chambers A.D., Ixer R.A.* et al. Diagenetic processes and the mineralization in the triassia of Central England. — *Miner. deposita*, 1983, vol. 18, N 3, p. 365–377.
- Hutchinson R.W.* Evidence of exhalative origin for Tasmanian tin deposits. — *CIM Bull.*, 1979, vol. 72, N 806, p. 91.
- Hutchinson R.W.* Metallogenic evolution and precambrian tectonics. — In: *Precambrian plate tectonics* / Ed. A. Kroner. Amsterdam etc.: Elsevier, 1981, p. 733–759.
- Hutchinson R.W.* Geology setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renison Bell, Western Tasmania. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 1, p. 199–206.
- Hutchinson R.W.* Hydrothermal concepts: The old and the new. — *Econ. Geol.*, 1983, vol. 78, N 8, p. 1734–1741.
- Ishihara S.* The magnetite-series and iminite-series granitic rocks. — *Mining Geol.*, 1977, N 27, p. 293–305.
- Iwasaki J., Ozawa T., Yosida M.* et al. Differentiation of magmatic emanation. — *Bull. Tokyo Inst. Technol.*, 1966, N 74, p. 1–57.
- Jacoby W.R.* Velocity-density systematics from seismic and gravity data. — *Veroff. Zentralinst. Phys. Erde*, 1975, N 31, T. 2, S. 323–333.
- James H.L.* Sedimentary facies of iron formation. — *Econ. Geol.*, 1954, vol. 49, N 2, p. 235–293.
- Keith S.* Wall-rock alteration in disseminated tin deposits southeastern Australia. — *Proc. Austral. Inst. Mining and Met.*, 1981, N 280, p. 17–28.
- Kelly R.* Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panas qulire, Portugal. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 8, p. 1721–1822.
- Koosterman J.B.* Vubeõesigantes do tipo anelar no escudo das Guianas. — *Miner. met.*, 1973, vol. 36, N 341, p. 52–58.
- Konkharsky M., Mirre J.C.* Mi Vida prospect: A porphyry copper-type deposit in North-Western Argentina. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 5, p. 849–863.
- Krebs W.* Formation of Southwest Pacific island arc-trench and mountain systems: Plate or global-vertical tectonics? — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1975, vol. 59, N 9, p. 1639–1666.
- Krebs W.* Sedimentary-type stratiform ore deposits. — *Geosci. Canada*, 1981, vol. 8, N 4, p. 170–172.
- Kuno H.* Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — *Bull. volcanol. Ser. 2*, 1959, vol. 20, p. 37–76.
- Lambert I.B., Sato T.* The Kuroko and associated ore deposits of Japan: A review of their features and metallogenesis. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 8, p. 1215–1236.
- Laurence J.L.* Porphyry-type gold mineralization in shoshonite at Vunda, Fiji. — *Proc. Australas. Inst. Mining and Met.*, 1978, N 268, p. 21.
- Lehmann B.* Metallogeny of tin: Magmatic differentiation versus geochemical heritage. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 1, p. 50–59.
- Lipman P.W., Prostka H.J., Christian R.L.* Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. — *Philos. Trans. Roy Soc. London A*, 1972, vol. 271, pt 1, p. 217–248.
- Malahoff A.* Polymetallic sulphides from the oceans to the continents. — *Seatechnology*, 1982, N 1, Jan., p. 15.
- Malahoff A., McMurtry C.M., Wiltshire J.C., Hsueh-Wen Yeh.* Geology and chemistry of hydrothermal deposits from Loihi, the latest active submarine volcano of the Hawaiian "Hot spot". — *Contrib. Hawaii Inst. Geophys.*, 1982, N 112, p. 18.
- Milanovsky E.E.* Major stages of rifting evolution in the Earth's history. — *Tectonophysics*, 1983, vol. 94, N 1/4, p. 599–607.
- Mitchell A.H., Reading H.G.* Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. — *J. Geol.*, 1969, vol. 77, N 6, p. 629–646.
- Miyagi K.* Petrology of alkalic rocks, sub-alkalic rocks and highalumina basalt from the Green tuff formation of the

- North-East Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1964, vol. 76, N 821, p. 71–87.
- Morganti J.M.* Ore deposit models. Sedimentary-type stratiform ore deposits: Some models and a new classification. — *Geosci. Canada*, 1981, vol. 8, N 1, p. 65–75.
- Mortensen J.K., Godwin C.I.* Volcanogenic massive sulfide deposits, associated with highly alkaline rift volcanics in the south-eastern Yukon territory. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 5, p. 1225–1230.
- Mutschler F.E., Wright E.G., Ludington S., Abbott J.T.* Granite molybdenite systems. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 4, p. 874–897.
- Ohle E.L.* Some considerations in determining the origin of ore deposit of the Mississippi valley type. Pt 2. — *Econ. Geol.*, 1980, vol. 75, N 2, p. 161–172.
- Patterson D.J.* Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Penison Bell, Western Tasmania: A reply. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 1, p. 203–206.
- Plimer I.R.* Proximal and distal stratabound ore deposits. — *Miner. Deposita*, 1978, vol. 13, N 3, p. 345–353.
- Precambrian plate tectonics / Ed. A Kröner. Amsterdam etc.: Elsevier, 1981. 781 p.
- Rickard D.T., Willden M.Y., Marinder N.E., Donnelly T.H.* Studies on the genesis of the Laisvall sandstone lead-zinc deposit, Sweden. — *Econ. Geol.*, 1979, vol. 74, N 5, p. 1255–1285.
- Rickard D.T., Zwlifel H.* Genesis of Precambrian sulfide ores, Skellefte district, Sweden: A reply. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 3, p. 674–678.
- Sawkins F.J., Burke K.* Extensional tectonics and Mid-Paleozoic massive sulfide occurrences in Europe. — *Geol. Rdsch.*, 1980, Bd. 69, H. 2, S. 349–360.
- Sengör A.M.C.* Eduard Suess relations to the Pre-1950 schools of thought in global tectonics. — *Geol. Rdsch.*, 1982, Bd. 71, H. 2, S. 381–420.
- Shmidt J.M.* Volcanogenic massive sulfide deposition in a rifted continental margin: The Arctic Camp deposit, South-Western Brooks Range, Alaska. — *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr.*, 1981, vol. 13, p. 548.
- Sillitoe R.H.* The tops and bottoms of porphyry copper deposits. — *Econ. Geol.*, 1973, vol. 68, N 6, p. 799–815.
- Sillitoe R.H.* Permo-carboniferous, upper cretaceous and miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. — *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, N 1, p. 99–109.
- Sillitoe R.H.* Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. — *Miner. Deposita*, 1979, vol. 14, N 2, p. 161–174.
- Sillitoe R.H., Halls C., Grant J.N.* Porphyry tin deposits in Bolivia. — *Econ. Geol.*, 1975, vol. 70, N 5, p. 913–927.
- Sillitoe R.H., Jaramillo L., Damon P.E.* et al. Setting, characteristics and age of the Andean porphyry copper belt in Colombia. — *Econ. Geol.*, 1982, vol. 77, N 8, p. 1837–1850.
- Simmons B.D.* Geology of the Millenbach massive sulphide deposits, Noranda, Quebec. — *Canad. Mining and Met., Bull.*, 1973, vol. 66, N 739, p. 1–12.
- Stanton R.Z.* Preliminary account of chemical relationships between sulfide lode and "Banded iron formation" at Broken Hill, New South Wales. — *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, N 8, p. 1128–1145.
- Stemprok M.* Distribution of Sn-W-Mo formation deposits around granites. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963, т. 1, с. 69–72.
- Stewart J.H.* Basin and range structure: A system of horsts and grabens produced by deep-slated extension. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 82, N 4, p. 1019–1043.
- Stumpfe E.F.* Manganese haloes surrounding metamorphic strata-bound base metal deposits. — *Miner. Deposita*, 1979, vol. 14, N 2, p. 207–217.
- Sverjensky D.A.* The origin of a Mississippi valley-type deposit in the Viburnum Trend Southeast Missouri. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 7, p. 1848–1872.
- Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S.* Magnetite-series ilmenite-series VSI-type /S-type granitoids. — *Mining Geol. Spec. Iss.*, 1980, N 8, p. 13–28.
- Tonssaint J.F., Restrepo J.J.* Magmatic evolution of the Northwestern Andes of Colombia. — *Earth-Sci. Revs*, 1982, vol. 18, N 3/4, p. 205–213.
- Trumpy R.* Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, N 6, p. 843–908.
- Van Alstine R.E.* Continental rifts and lineaments associated with major fluorspar districts. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, N 6, p. 977–987.

- Vassileff L., Stanisheva-Vassileva G.* Metallogeny of the Eurasian copper belt: Sector Bulgaria. — *Geol. Balcanica*, 1981, vol. 11, N 2, p. 73–87.
- Venerandi P., Zuffardi P.* The tin deposit of Monte Valerio (Tuscany, Italy): Pneumatolytic-hydrothermal or sedimentary–remobilization processes? — In: *Ore genesis. B. etc.*: Springer, 1982, p. 58–85.
- Vikre P.G.* Silver mineralization in the Rochester District, Pershing County, Nevada. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 3, p. 580–609.
- Walker T.R.* Diagenetic origin of continental red beds. — In: *The continental Permian in Central, West and South Europe*. Dordrecht: D. Reidel, 1976, p. 240–282.
- Walliant R.I., Barnett R.L.* Manganiferous garnet underlying Hu Bousquet gold orebody, Quebec, metamorphosed manganese sediment as a guide to gold ore. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, N 5, p. 993–1010.
- Westra G., Keith S.B.* Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. — *Econ. Geol.*, 1981, vol. 76, N 4, p. 844–873.
- White D.E.* Environments of generation of some base metal ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1968, vol. 63, N 3, p. 310–335.
- White D.E.* Diverse origin of hydrothermal ore fluids. — *Econ. Geol.*, 1974, vol. 69, N 5, p. 954–973.
- Willan R.K.R., Coleman M.L.* Sulfur isotope study of the Aberfeldy barite, zink, Jead deposit and minor sulfide mineralization in the Dalradian metamorphic terrain, Scotland. — *Econ. Geol.*, 1983, vol. 78, N 8, p. 1619–1656.
- Woodcock J.R., Hollister V.F.* Porphyry molybdenite deposits of the North America Cordillera. — *Miner. Sci. and Eng.*, 1978, vol. 10, N 1, p. 3–18.
- Yugoslavia's RTB Bor copper combine. — *Eng. and Mining J.*, 1983, vol. 184, N 10, p. 70–74.
- Zharkov M.A., Blagovidov V.V., Wharkova T.M.* et al. Classification of scetc-bearing, associations according to material composition and patterns of spatial position. — *Intern. Geol. Rev.*, 1983, vol. 25, N 2, p. 151–164.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Г.М. Власов) . . . . .	3
<i>Глава 1</i>	
Общие принципы и методика выделения магматогенно-рудных систем (Г.М. Власов) . . . . .	6
<i>Глава 2</i>	
Геологический фон рудообразования (Г.М. Власов) . . . . .	10
Современные геотектонические теории и гипотезы . . . . .	10
Гипотеза тектоники плит . . . . .	10
Гипотеза океанической коры . . . . .	15
Современная геосинклинальная теория . . . . .	18
<i>Глава 3</i>	
Типовые магматогенно-рудные системы различных этапов развития подвижных областей (Г.М. Власов) . . . . .	59
Система первого типа (сопряженные поднятие и опускание) . . . . .	60
Система второго типа — порфировая (интрузивные купола) . . . . .	86
Система третьего типа (сводово-блоковая) . . . . .	112
Система четвертого типа (рифты) . . . . .	117
Система пятого типа (концентрические структуры) . . . . .	130
<i>Глава 4</i>	
Ранги систем (Г.М. Власов) . . . . .	135
Планетарные системы . . . . .	135
Региональные системы . . . . .	138
Локальные системы. . . . .	144
<i>Глава 5</i>	
Эволюция систем . . . . .	146
Общая эволюция магматических очагов и обособление рудных компонентов (В.Н. Компаниченко) . . . . .	146
Эволюция рудообразования в истории Земли (Г.М. Власов) . . . . .	154
Эволюция систем в условиях различных структурно-формационных зон (Г.М. Власов) . . . . .	158

Глава 6

Примеры исследований магматогенно-рудных систем геофизическими методами	164
Планетарные системы (Н.П. Романовский)	164
Региональные системы (Ю.Ф. Малышев)	176
Локальные системы (А.М. Петрищевский)	184

Глава 7

Использование магматогенно-рудных систем для прогнозирования и поисков руд (Г.М. Власов)	205
--	-----

Глава 8

Задачи дальнейших исследований магматогенно-рудных систем (Г.М. Власов)	216
Заключение (Г.М. Власов)	225
Литература	228

Георгий Михайлович В л а с о в,  
Владимир Николаевич К о м п а н и ч е н к о,  
Юрий Федорович М а л ы ш е в и др.

**МАГМАТОГЕННО-РУДНЫЕ  
СИСТЕМЫ**

*Утверждено к печати  
Институтом тектоники  
и геофизики ДВНЦ АН СССР*

Редактор *В.П. Цетлин*  
Редактор издательства *А.В. Копп*  
Художник *И.Е. Сайко*  
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*  
Технические редакторы  
*Н.А. Торгашова, И.И. Джиоева*  
Корректор *Н.И. Харламова*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ №31598

Подписано к печати 17.02.86. Т — 03527  
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 16,0. Усл.кр.-отт. 16,1. Уч.-изд.л. 20,2  
Тираж 900 экз. Тип. зак. 68  
Цена 3 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

**М у р а т о в М.В.** Тектоника и история развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. 38 л.

Книга охватывает широкий круг проблем. В первом разделе рассмотрены типы структур древних платформ и их эволюция, особенности строения и эволюция складчатых поясов, роль срединных массивов в строении геосинклинальных поясов, особенности геосинклинального и орогенного магматизма. Во втором разделе приведены работы по региональной геологии и тектонике различных областей СССР (Казахстан, Восточные Карпаты, Крым, Кавказ и др.)

Для геологов, стратиграфов.

**С т р а х о в Н.М.** Проблемы осадочного рудообразования. 51 л.

В книге одного из крупнейших специалистов в области геологии собраны работы, в которых рассмотрены закономерности размещения руд железа, марганца, алюминия, меди, свинца, цинка, а также фосфоритов. Обсуждаются вопросы происхождения осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений, анализируются минералогические, геохимические и литолого-фациальные их особенности. Изложены основы осадочного рудогенеза на континентальном блоке. Особое внимание уделено вопросам формирования Fe-Mn- конкреций и металлоносных осадков в Мировом океане.

Для геологов, литологов, стратиграфов, поисковиков, океанологов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ  
АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА – ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»

- |        |  |        |  |
|--------|--|--------|--|
| 480091 | Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97           | 630090 | Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 |
| 370005 | Баку, ул. Джапаридзе, 13                 | 620151 | Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137             |
| 734001 | Душанбе, проспект Ленина, 95             | 700029 | Ташкент, ул. Ленина, 73                          |
| 252030 | Киев, ул. Ленина, 42                     | 450059 | Уфа, ул. Р. Зорге, 10                            |
| 443002 | Куйбышев, проспект Ленина, 2             | 720001 | Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42                 |
| 197110 | Ленинград, П-110, Петро-заводская ул., 7 | 310003 | Харьков, ул. Чернышевского, 37                   |
| 117192 | Москва, Мичуринский проспект, 12         |        |  |

Зр. 10 к.

4602