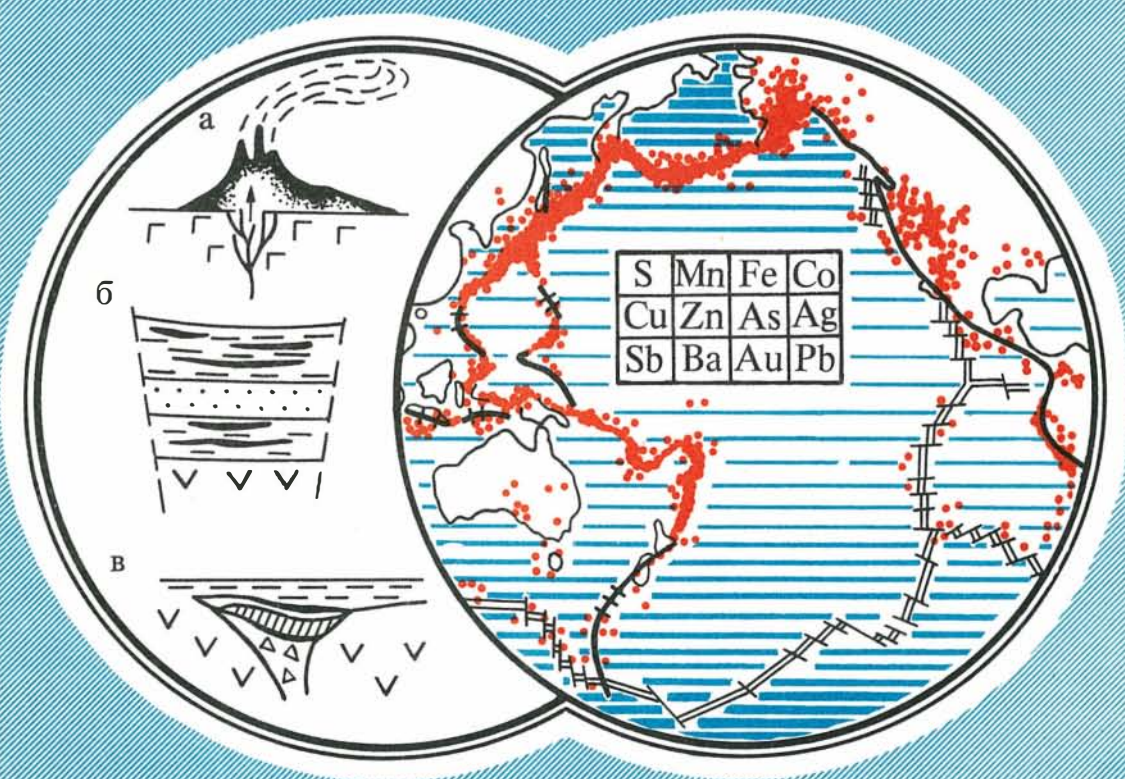


К.Р.КОВАЛЕВ, И.В.ГАСЬКОВ, В.А.АКИМЦЕВ

КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ И СОВРЕМЕННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ЗОН



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

ГНТП России

"Глобальные изменения природной среды и климата"

К.Р.КОВАЛЕВ, И.В.ГАСЬКОВ, В.А.АКИМЦЕВ

**КОЛЧЕДАННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ
И СОВРЕМЕННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ЗОН**

Научный редактор
доктор геол.-мин.наук *Э.Г.Дистанов*

УДК 553.2 (571)
К56

Ковалев К.Р., Гаськов И.В., Акимцев В.А. Колчеданное рудообразование древних вулканических областей и современных спрединговых зон / РАН, Сиб. отд.-ние, Объедин. ин-т геологии, геофизики и минералогии [Науч. ред. д-р геол.-мин. наук Э.Г.Дистанов] - Новосибирск: Изд. ОИГГМ СО РАН, 1993. - 63 с.

ISBN 5-7623-0812-X

Рассматриваются особенности строения основных промышленных сульфидных полиметаллических месторождений вулканических областей докембрия и фанерозоя азиатской части России и некоторые новые данные современного сульфидного рудообразования в океанических спрединговых зонах. Проводится сравнительный анализ древних и современных рудообразующих систем, предлагаются основные геодинамические обстановки формирования массивных сульфидных руд, рассматриваются вопросы источников вещества, изотопно-геохимические данные и некоторые критерии формирования крупных месторождений.

Для специалистов в области рудообразования и металлогении.

Рецензенты

к. г.-м. н. Н.С.Лидин, к. г.-м. н. А.С.Борисенко

В геологической истории Земли процессы колчеданного рудообразования занимают значительное место. Они сопровождаются формированием масштабных рудных провинций (Уральская, Рудный Алтай, Курило-Японская, Аппалачи, Зеленокаменный пояс Абитибид, Иберийский пояс) и отдельных месторождений-гигантов Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур, Салливан, Брунсвик, Ред-Дог, Меттен, Раммельсберг, Жайрем, Холоднинское, Озерное, Типпинское, Филизчай и другие. С позиций современного рудообразования также можно говорить о красноморской провинции, металогеогенических поясах или зонах в срединно-океанических хребтах Тихого и Атлантического океанов и провинции срединных зон задуговых бассейнов на юго-западе Тихого океана.

Эту группу или класс месторождений объединяет формирование концентрированных масс сульфидов меди, цинка, свинца, бария при большой роли сульфидов железа и той или иной связью с процессами вулканизма. Вместе с тем они существенно различаются по геодинамическим обстановкам формирования, механизмам отложения рудного вещества, составу вмещающих пород, масштабам проявления околорудного метасоматоза и минералого-геохимическим особенностям. Некоторые генетические вопросы колчеданного рудообразования решаются однозначно, другие вызывают оживленные дискуссии.

Сенсационные открытия действующих рудообразующих систем и формирование сульфидных руд, во многом подобных древним, позволили получить огромную количественную информацию и насытить ею предлагаемые ранее качественные генетические модели и поднять фундаментальные исследования колчеданных месторождений на новый уровень.

На протяжении длительного периода коллектив лаборатории моделирования рудных формаций Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН занимался изучением колчеданных (сульфидно-полиметаллических) месторождений Сибири. Получен обширный геологический и аналитический материал по многим месторождениям, охватывающий практически все разнообразие колчеданного рудообразования и широкий временной интервал геологической истории, от докембрия до миоцена. Также исследовались процессы современного рудообразования в различных районах океанических срединных зон, что позволило более углубленно подойти к решению многих вопросов генезиса массивных сульфидных руд.

В предлагаемой работе рассматриваются основные черты колчеданно-полиметаллических месторождений палеовулканических областей азиатской части России и некоторые новые данные, полученные в последних океанических рейсах, и в сравнении с другими древними и

современными рудообразующими системами проводится анализ процессов колчеданного рудообразования, источников рудного вещества и критериев формирования крупных месторождений.

Работа выполнена при поддержке гранта "Фонд Сороса-92", проект которой был одобрен Правлением Международного благотворительного фонда "Культурная инициатива". Авторы выражают искреннюю благодарность основателю фонда Дж.Соросу за предоставленную возможность проведения подобных исследований.

Колчеданно-полиметаллические месторождения палеовулканических областей азиатской части России

Основные колчеданно-полиметаллические месторождения рассматриваемого региона сосредоточены в южной его части и формировались в четырех возрастных эпохах вулканической активности: рифее, вендекембрии, девоне и миоцене. Они встречаются в областях развития байкалитид, ранних каледонид и ранних герцинитид в окраинных структурах Сибирской платформы и складчатых сооружениях протяженного Центрально-Азиатского подвижного пояса. На юго-востоке Сибирской платформы в краевых структурах байкалитид расположено уникальное крупномасштабное Холоднинское месторождение. На долю ранних каледонид приходится большая часть известных месторождений Сибири: в Западном Забайкалье это крупное Озерное, в Восточной Туве - Кызыл-Таштыг, в Восточном Саяне - уже отработанное Майнское медно-колчеданное, в Салаирском кряже - среднемасштабные барит-полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского и Урского рудных полей. На крайнем западе рассматриваемой территории в герцинитидных структурах северо-западного продолжения известного полиметаллического пояса Рудного Алтая в последнее время открыты и разведаны крупно- и среднемасштабные месторождения Корбалихинское, Захаровское, Юбилейное и др. Примером третичного периода сульфидного рудообразования может служить месторождение Валентина на о-ве Кунашир Курильской островной дуги, расположенное в миоценовых вулканических толщах и представляющее скорее генетический, нежели практический интерес. Таким образом, возрастной интервал сульфидного рудообразования перечисленных объектов достаточно широк, что позволяет рассматривать этот процесс более масштабно (в плане эволюции) и на примере крупных рудообразующих систем.

Ниже будут рассмотрены принципиальные генетические особенности и главные диагностические признаки этих месторождений, необходимые для сравнительного анализа с другими древними их аналогами и современными рудообразующими системами. Достаточно полный библиографический список предыдущих исследований приводится в монографиях [Дистанов, 1977; Холоднинское месторождение..., 1982; Колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1991; Зайков, 1991; Ковалев, Бусленко, 1992].

Холоднинское месторождение. Геодинамическая обстановка района определяется положением его в структурах Байкальской горной области, которая рассматривается в последнее время как континентальная окраина, сформировавшаяся в условиях дивергенции континентальных плит в рифейское время. Месторождение располагается в Олоkitской троговой

структуре протяженностью около 250 и шириной 40 км, ограниченной Абчадским и Мамско-Нюрундуканским глубинными разломами и примыкающей с юго-востока к Байкало-Муйской офиолитовой дуге. Прогиб выполнен вулканогенно-осадочными толщами. Их рифейский возраст, подтвержден многочисленными геохронологическими данными. Фиксируется три цикла вулканизма, продукты которого - недифференцированные низкощелочные толеитовые базальты - относятся к континентальным отложениям или к траппам древних платформ. Толщи прорываются базит-гипербазитовыми интрузиями, абсолютный возраст которых определяется в 900 млн лет. С первым этапом вулканизма связывается формирование протяженных горизонтов железистых кварцитов, со вторым - основное колчеданно-полиметаллическое оруденение. Стратиграфически выше в доломитах и доломитизированных известняках отмечается стратиформная барит-галенит-сфалеритовая минерализация. Холоднинское месторождение формировалось в пределах одноименной палеодепрессии, представляющей собой узкую приразломную структуру протяженностью около 40 км в юго-восточном борту Олоkitского прогиба. Своеобразие этой линейной рудоносной структуры, включающей также ряд аналогичных более мелких месторождений и рудопроявлений, в том, что в ней распространены черносланцевые толщи ритмично перемежаемых с пачками терригенно-карбонатно-туфогенных пород и метабазитов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Промышленный интерес представляют пластовые рудные залежи колчеданно-полиметаллических руд Холоднинского рудного поля протяженностью более 10 км, в пределах которого выделяются собственно Холоднинское месторождение на юго-западе и II рудная зона на северо-востоке, разделенные разломом северо-западного простирания. Основное оруденение сосредоточено в пределах Холоднинского месторождения. Большие объемы сульфидов железа, меди, свинца и цинка, сосредоточенные в мощных пластовых залежах, позволяют относить его формирование к периоду функционирования уникальных рудообразующих систем. Основные черты строения месторождения заключаются в следующем:

1. В рудовмещающем разрезе терригенно-кремнисто-карбонатно-углеродистой формации мощностью около 1 км оруденение располагается на трех стратиграфических уровнях. В пределах нижнего наиболее продуктивного горизонта выделяются многоярусные пластовые залежи протяженностью 5-7 км и мощностью до сотни метров. В рудовмещающем разрезе флишеидного и турбидитового строения, представляющем чередование графит-слюдисто-кремнистых, карбонатно-графит-слюдисто-кремнистых сланцев и гранат-биотитовых, амфибол-гранат-биотитовых и карбонатно-биотитовых порфиروبластических пород, руды тяготеют к кремнистым и графитисто-кремнистым пачкам, фиксирующим периоды затишья сейсмической и тектонической активности.

2. Формирование основной массы руд происходило в стабильных физико-химических достаточно глубоководных и застойных условиях, что отразилось на исключительно сульфидной форме отложения железа не только в пределах Холоднинского месторождения, но и во всей рудной зоне

протяженностью в десятки километров. Руды равномерно и неравномерно-слоистое и по строению и однообразию напоминают руды железистых кварцитов.

3. Рудное вещество выносилось в огромных количествах, что фиксируется большими мощностями (несколько десятков метров) и значительной протяженностью (до десятка километров) пластовых залежей с отдельными линзовидными раздувами за счет осложнения палеорельефа. Рудные илы отличались высокой колчеданистостью, кремнистостью и достаточно хорошей дифференцированностью, на что указывают состав и строение отдельных прослоев ритмично-слоистых разновидностей. Химический состав типовых существенно пиритовых и галенит-сфалеритовых прослоев соответственно представлен (вес.%): SiO_2 - 34,0; 30,4; Fe_2O_3 (сум.) - 41,8; 23,2; PbO - 0,31; 3,12; ZnO - 0,52; 26,08. В целом руды характеризуются низкими концентрациями элементов-примесей. Из них следует выделить (г/т): медь (100-1000), кадмий (70-100), мышьяк (200-500), сурьму (40-50), таллий (10-30), серебро (10-15) и золото (0,1). В рудах практически отсутствует барий. Отношение Pb/Zn составляет примерно 1:5.

4. Устанавливаются некоторые закономерности отложения кремнисто-сульфидных руд на Холоднинском месторождении. Латеральная зональность по свинцу и цинку проявлена слабо и отмечается высокая корреляция этих элементов в рудных пластах. В районе предполагаемой разгрузки рудообразующей системы на северо-восточном фланге месторождения медная минерализация более интенсивная, хотя отдельные аномальные концентрации встречаются и по всему простиранию главной рудной залежи. Четко прослеживается приуроченность меди к лежащему боку рудной залежи, что отвечает классическому типу зональности, выявленному на многих колчеданно-полиметаллических месторождениях мира. Для отдельных пластовых залежей месторождения характерна односторонняя вертикальная (поперечная) зональность. Подошва их часто обогащена пиритом, а кровля - галенитом и сфалеритом. Такая же закономерность устанавливается и в отдельных прослоях ритмично-слоистых руд.

5. Механизм отложения рудного вещества можно охарактеризовать комбинированной моделью, пульсационно-ритмичным выпадением сульфидов из гидротермальных растворов в виде холмообразной залежи в устьевых зонах и осаждением сульфидов из придонных рассолов равномерно по площади депрессионной структуры. Область разгрузки растворов на Холоднинском месторождении, скорее всего, существовала на северо-восточном его фланге (в районе разведочных профилей 69-73) и контролировалась зоной сочленения северо-восточного и северо-западного разломов. На это указывает развитие в данном районе прожилково-вкрапленной интенсивной халькопиритовой минерализации, слюдисто-доломитовых пород метасоматического облика с прожилками и вкрапленностью халькопирита, резкое выклинивание мощной залежи в районе 73 профиля, чрезвычайно сложное внутреннее строение рудной залежи по текстурному рисунку, выделение четырех мощных однотипных ритмов (импульсов) поступления гидротермальных растворов, смена в юго-западном направлении типов руд более слоистыми разностями.

6. Наиболее полные и глубокие исследования изотопов свинца руд Холоднинского месторождения, проводившиеся в последнее время Л.А.Неймарком и др. [1991] и сделанные ими выводы, приблизили нас к решению вопроса о возрасте и источниках рудообразующих растворов. Наиболее важные из них заключаются в следующем:

- вариация изотопных отношений в различных типах руд составляет менее 0,1%, что приближает их к рудам крупных месторождений эксталяционно-осадочного происхождения;

- полученные данные попадают на кривую эволюции для "орогена" модели плюмботектоники, т.е. источником могла быть область смешения мантийного материала и вещества нижней и верхней земной коры;

- совпадение вычисленных и принятых в модели параметров предполагает близость полученных величин модельного возраста рудного свинца к возрасту вмещающих пород.

Таким образом, ключевые предпосылки формирования колчеданно-полиметаллического оруденения холоднинского типа определяются наличием троговой структуры на окраине континента с существенно симатическим типом коры, базальтоидного толситового магматизма, локальных палеодепрессий, контролируемых глубинными разломами, флишоидно-турбидитовым режимом осадконакопления и развитием крупных мантийно-коровых гидротермальных систем.

Озерное месторождение, расположенное на территории Западного Забайкалья в 400 км к югу от Холоднинского, - уникальный объект не только по запасам свинца и цинка, но и по своим геологическим особенностям, в частности, по ассоциации гидротермально-осадочных сульфидных полиметаллических руд и сульфидно-железоокисных и железокarbonатных руд с марганцем. Месторождение приурочено к останцу нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород площадью около 250 км² в массивах гранитоидов среднепалеозойского возраста. Наряду с Озерным здесь выявлено еще более 20 средних и мелких месторождений и рудопроявлений сульфидных и железных руд, что позволяет говорить о компактном Озернинском рудном узле.

Ранее на территории Западного Забайкалья выделялась Удино-Витимская эвгеосинклинальная зона, по последним представлениям, отвечающая Витимской или Удино-Витимской островодужной системе, развивающейся по типу окраинно-океанической структуры Палеоазиатского океана и обрамляющая Сибирскую платформу [Гордиенко, 1987; Зоненшайн и др., 1990]. На это указывают реконструкции палеогеографии, палеотектоники, литофациальных обстановок, петрохимические особенности продуктов вулканизма и другие данные. В пределах Озернинского останца проявлен дифференцированный базальт-андезит-дацит-риолитовый магматизм известково-щелочной серии при более широком представительстве андезитов и дацитов. Участие базальтоидного магматизма подтверждается металлогенической специализацией оруденения Удино-Витимской островной дуги, проявляющейся в преобладающем развитии железомарганцевых, фосфатных, медных, колчеданных руд с кобальтом и существенно цинковых полиметаллических руд.

Островодужный тип геодинамических обстановок рудообразования подтверждается развитием вулканических построек центрального типа, широким развитием разнообломочных туфов, резкой сменой литофаций на относительно ограниченной площади, сочетанием мелководных и относительно глубоководных фаций, развитием турбидитов, граувакков, брекчий, рифогенных фаций, неустойчивостью физико-химических условий бассейна осадко- и рудонакопления. В районе Озерного месторождения широко представлены пестроцветные обломочные и хемогенные породы и проявлены сульфидная, окисная, закисная и карбонатная формы отложения железа.

Гидротермально-осадочные руды в пределах Озернинского останца формировались в локальных депрессиях внутриостроводужной троговой структуры, ограниченной глубинными разломами северо-восточного простирания и осложненной поперечными разломами северо-западного. В осевой зоне этой структуры выделяется наиболее погруженная Озернинско-Васильевская грабен-синклиналь, заполненная туфогенно-терригенно-карбонатными породами мощностью более 1700 м, в верхней части которой располагается компактная брахисинклинальная структура размером 0,8 x 2,5 км, вмещающая Озерное месторождение.

Особенности процесса рудоотложения на месторождении следующие:

1. Гидротермально-осадочные сульфидные и сидерит-сульфидные руды залегают в ритмично сложенных туфогенно-терригенно-карбонатных породах турбидитового строения. Рудные осадки тяготеют к верхним частям градационных ритмов, представленных известковистыми алевропелитами. Отмечается дискретность распределения оруденения в стратиграфическом разрезе, определяющая многоярусность строения рудоносных толщ. В наиболее продуктивном горизонте Озерного месторождения в 360-метровой пачке туфогенно-карбонатных пород выделяется 12 сближенных пластовых залежей максимальной мощностью до 40 м и протяженностью до первых километров.

2. Руды несут все признаки хемогенного и гравитационного осаждения сульфидов из придонных рудоносных рассолов. Для них характерно тонкодисперсное распределение основных рудных компонентов в пластовых рудных телах. Типичны слоистые, ритмично-слоистые, градационно-слоистые, двух-, четырехчленные сложные хемогенные ритмиты. Характерны метаколлоидные, глобулярные и тонкозернистые структуры сульфидных минералов.

3. Характерна колчеданистость и высокие концентрация и дифференциация вещества в отдельных прослоях ритмично-слоистых руд. Содержание железа в отдельных пиритовых прослоях достигает 55%, а максимальные содержания свинца и цинка соответственно в полиметаллических прослоях - 5,6 и 56,8%. Соотношение свинца к цинку как и на Холоднинском месторождении близко к 1:6. Из элементов-примесей выделяются кадмий, сурьма, мышьяк, серебро, таллий. Достаточно широко в рудах представлены барий и баритовая минерализация. По составу нерудной составляющей можно говорить о карбонатной среде отложения, хотя отмечаются и существенно кремнеземистые разности.

4. На месторождении выявлены элементы латеральной и вертикальной зональности. Латеральная зональность проявляется в повышенных концентрациях цинка в осевой части рудолокализирующей брахисинклинали, а свинца и бария - по ее флангам. Вертикальная - в увеличении сидеритовой составляющей в более поздних (верхних) пластовых телах, а в пределах отдельных рудных ритмов - в их кровле. Кроме того, в отличие от Холоднинского месторождения, свинец и цинк отлагаются преимущественно в подошве рудных залежей, а пирит - в кровле.

5. Под ярусными пластовыми рудными телами не фиксируется явных рудоподводящих зон, и повсеместно отмечаются резкие границы этих тел с вмещающими породами без признаков околорудного метасоматоза. Вместе с тем на площади останца картируются узловые зоны метасоматической медно-баритовой минерализации, контролируемые главными разломными структурами, которые могли бы представлять дистальные рудоподводящие каналы.

По данным изотопного состава свинца руд Озерного месторождения можно говорить о близости его по возрасту к вмещающим нижнекембрийским породам.

Таким образом, ключевые предпосылки формирования колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения заключаются в наличии окраинно-океанической островодужной системы, внутриостроводужной троговой депрессионной структуры и осложняющих ее структур второго порядка, в проявлении базальтоидного дифференцированного магматизма известково-щелочной серии и мощного комплекса захороняющих известковистых пород, граувакков и турбидитов. Специфика минерального состава руд определялась крайне неустойчивой физико-химической обстановкой гидротермально-осадочного рудоотложения.

Месторождение Кызыл-Таштыг, достаточно крупное по запасам, расположено в пределах одноименного рудного поля в Восточно-Тувинском нагорье на стыке с юго-западными структурами Восточного Саяна. По представлениям В.В.Зайкова [1991], главной региональной структурой района месторождения был Саяно-Тувинский окраинный бассейн, в котором формировались венд-кембрийские осадочно-вулканогенные толщи Западного и Восточного Саяна, Центральной и Восточной Тувы. Шельфовые области этого бассейна фиксируются терригенно-карбонатными накоплениями на Тувино-Монгольском и Минусинском микроконтинентах. Эти элементы рассекались рифтами, выраженными офиолитовыми ассоциациями. В северном борту одного из таких рифтов, Каахемского, на пересечении с Тувино-Монгольским континентом на коре переходного типа сформировался вулканический пояс, в пределах которого выделяется Улугуйская колчедановосная зона. Рудоносными структурами в ней являются вулкано-тектонические депрессии и кальдеры.

Месторождение Кызыл-Таштыг является типичным примером сульфидного рудообразования в кустовом вулканическом центре с широким развитием лав, туфов, жерловых, субвулканических и субпластовых интрузий основного и кислого состава, дифференцированных базальт-андезит-дацит-риолитовых пород известково-щелочной серии. В рудовмещающем разрезе кембрийских пород тумат-тайгинской и тапсинской свит присутствуют

также осадочные и вулканогенно-осадочные породы - углеродистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки и силициты.

Главная рудная залежь месторождения представляет собой близкое по форме к линзовидному тело протяженностью около 400 м, сложенное компактными высококонцентрированными и хорошо дифференцированными рудами. В центральной части она представлена существенно пиритовыми рудами с редкой халькопиритовой минерализацией, а к флангам сначала возрастает роль медно-цинковых, а затем барит-полиметаллических руд. В корневой зоне со стороны лежащего бока устанавливается штокверковая медно-колчеданная минерализация и широко проявлены процессы магнезиального метасоматоза, в виде хлоритизации, доломитизации, оталькования, окварцевания и серицитизации. Руды представлены в основном пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и баритом. В соответствующих минеральных типах возрастает роль того или иного минерала. В ряду от медно-колчеданной до барит-полиметаллической ассоциации возрастает роль бария, свинца, кадмия, сурьмы, мышьяка, галлия, серебра и золота, а кобальта - уменьшается. В рудах отмечается повышенный геохимический фон молибдена и олова.

По своему текстурному облику (крустификационные, метаколлоидные), структурам сложных сростаний минералов руды месторождения Кызыл-Таштыг похожи на руды типа "куроко", руды многих южно-уральских месторождений и на современные сульфидные руды задуговых бассейнов, описанные в последнее время на гидротермальном поле бассейна Манус [Шадлун и др., 1992]. Руды месторождения Кызыл-Таштыг формировались путем гидротермального отложения в виде холмов в подводных депрессионных кальдерах [Зайков, 1991]. С одной стороны, это месторождение по многим параметрам близко к медно-цинковым месторождениям Южного Урала, формирующимся в обстановке энзиматических островодужных систем. С другой - более интенсивное проявление здесь барит-галенитовой минерализации сближает его с полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая, формирующимися на энсиалической коре.

Манпское месторождение приурочено к нижнекембрийским породам троговой структуры в северном борту Западно-Саянского прогиба, граничащего на юге с блоком пород верхнего протерозоя, а на севере со среднепалеозойскими толщами Южно-Минусинского прогиба. Вмещающие породы представлены в основном вулканитами натриевой спилит-кератофировой формации, переслаивающимися с кремнистыми и тонкообломочными глубоководными осадками. Непосредственно рудовмещающие горизонты сложены зеленосланцевыми метапелитами с прослоями глинисто-углеродистых сланцев. Оруденение сосредоточено в стратифицированном горизонте протяженностью до 1 км, в пределах которого выделяется несколько эшелонированных линзовидных и пластовых тел медно-колчеданных и гематит-магнетитовых руд в кремнистых осадках. Главные минералы - пирит и халькопирит, реже встречаются сфалерит, пирротин, магнетит и гематит. Из элементов-примесей наиболее характерны кобальт, марганец, ванадий, никель, олово

и висмут. Руды имеют ритмично-слоистое строение за счет переслаивания сульфидов, магнетита и гематита с существенно кремнистыми прослоями, наподобие ритмитов железистых кварцитов, и несут элементы градационной сортировки обломочного материала в прослоях туффитов основного состава. Руды отлагались гидротермально-осадочным путем в палеодепрессии в условиях нестабильности окислительно-восстановительного потенциала и в связи с проявлением основного вулканизма. По типу связи с вулканизмом, комплексу вмещающих осадков, характеру оруденения, напоминающему руды типа "бесси", можно предположить формирование оруденения в условиях спрединга задугового бассейна в окраинно-океанических бассейнах Тувинско-Чингизской островной гряды венд-раннекембрийского Палеоазиатского океана, обрамлившей Сибирскую платформу.

Месторождения Салаирского и Урского рудных полей расположены в самом западном обрамлении ранних каледонид (салаириды) Сибирской платформы в сложноскладчатых структурах Салаирского кряжа полициклического развития, окончательный облик которого был сформирован в герцинскую эпоху. Известные в кряже кварц-барит-полиметаллические (Салаирское рудное поле) и колчеданно-полиметаллические (Урское рудное поле) месторождения приурочены к нижнекембрийским вулканогенно-осадочным породам. В отношении возраста оруденения существует две точки зрения. Одни исследователи связывают сульфидные руды с раннекембрийским вулканизмом, другие считают их более молодыми, наложенными на вмещающие толщи в связи с поздней девонской активизацией и развитием малых субвулканических интрузий дацитовых порфиров и дайкового комплекса основного состава. Дискуссионные же вопросы генезиса руд Салаирской группы месторождений рассматриваются в монографии Э.Г.Дистанова [1978]. По крайней мере, руды Салаирского рудного поля, отличающиеся необычным составом и строением и особенностями геологического залегания, могут быть отнесены к сложным полигенным образованиям процессов раннекембрийского вулканизма и девонской активизации.

На основе последних палеореконструкций, выполненных Л.П.Зоненшайном и др. [1990], Салаирский кряж сформировался на месте Салаирской вулканической островной дуги, заложенной на океанической коре в период развития Палеоазиатского океана. В герцинскую эпоху островодужный комплекс пород в виде чешуй был перемещен на Томский микроконтинент, о чем свидетельствуют обнажающиеся в основании кембрийского разреза остатки его карбонатного чехла и их ненормальное, нестратиграфическое, соотношение и серия мелких тел гипербазитов, очевидно, фиксирующих пояса серпентинитового меланжа. Рудовмещающие породы и руды интенсивно динамометаморфизованы и превращены в большинстве случаев в кварц-серицитовые, кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, что значительно затрудняет реставрацию палеофациальных обстановок рассматриваемой территории.

В разрезе кембрийских пород выделяются спилиты и диабазы, кварцевые кератофиры, с большим количеством туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов, а в верхней части разреза - тонкообломочных пород:

зеленых сланцев и песчаников. Во всех частях стратиграфического разреза широко представлены органогенные известняки. Толщи прорываются субвулканическими телами кислого и основного состава, относимыми к спилит-кератофировой формации известково-щелочной серии.

Кварц-барит-галенит-сфалеритовые руды Салаирского рудного поля формируют сложные по морфологии компактные линзо- и трубообразные залежи, иногда контролируемые зонами рассланцевания. Руды характеризуются сложным текстурным рисунком, обусловленным вкрапленной, прожилковой и сетчатой сульфидной минерализацией в сливной кварц-баритовой массе или в серицитизированных и окварцованных туфогенно-осадочных породах. Помимо основных минералов: галенита, сфалерита и барита, - встречаются халькопирит, блеклые руды, сульфосоли серебра, широко представлена жильная золото-серебряная минерализация. Из характерных элементов-примесей можно выделить сурьму, мышьяк, ртуть и висмут.

Рудные залежи Урского рудного поля (месторождения Урское, Белоключевское, Самойловское), представленные уплощенными линзовидными телами существенно колчеданных руд в кварц-слюдистых, кварц-альбит-эпидот-хлоритовых и углисто-пелитовых сланцах, скорее всего, формировались гидротермально-осадочным путем в достаточно пологих локальных депрессионных структурах. Руды имеют массивное и полосчатое строение. Встречаются и реликтивно-слоистые разновидности текстур, однако интенсивные процессы динамометаморфизма и существенная перекристаллизации руд позволяют говорить об их первичной осадочной природе только условно. Главными рудными минералами являются пирит и сфалерит, второстепенными - барит, галенит, халькопирит, сульфосоли свинца и серебра. Из элементов-примесей в них следует выделить сурьму, мышьяк, серебро и золото.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Салаирского кряжа несут повышенную золоторудную минерализацию, которая рядом исследователей объясняется самостоятельными процессами гидротермальной деятельности этапа тектономагматической активизации, не связанной с раннекембрийским вулканизмом. По нашему мнению, тесная пространственная ассоциация вулканогенных сульфидных руд с золоторудной минерализацией и в то же время как бы наложенный ее характер, скорее всего, указывает на его позднюю регенерационную природу.

Месторождения северо-западной части Рудного Алтая. На крайнем западе складчатые структуры каледонид граничат с поясом герцинид северо-западного простиранья. К последним приурочен известный полиметаллический пояс Рудного Алтая, северо-западная часть которого расположена на территории России. Здесь выделяется три крупных рудных района - Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский, в девонских вулканогенно-осадочных породах среди гранитоидов змеиногорского и калбинского комплексов. В их пределах в последнее время открыты и разведаны промышленно важные месторождения Корбалихинское, Захаровское и Юбилейное. Палеорекострукции, предложенные А.А.Ковалевым и Ю.В.Корякиным [1973], И.А.Ротарашем и др. [1982] и Л.П.Зоненшайном и др. [1990], позволяют рассматривать эту территорию как длительно

развивающуюся структуру, представлявшую в раннем девоне активную континентальную окраину в области сочленения Алтае-Саянского палеоконтинента и Иртыш-Зайсанского палеобассейна на западе от него, а в верхнем девоне в результате перестройки пограничной области континент-океан - островодужную систему, развивающуюся на сиалическом фундаменте блока, отчлененного от континента.

Рудовмещающие средне- и верхнедевонские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи мощностью до 6 км несогласно перекрывают нижнепалеозойские метаморфические сланцы и прорываются субвулканическими телами дацитов и риолит-дацитов. Характер литофаций и тип вулканизма указывают на островодужную обстановку рудоотложения, достаточно мелководную, сменяющуюся субаэральной. По петрохимическим особенностям продукты вулканической деятельности относятся к базальт-риолитовой формации щелочно-земельного ряда при резком преобладании кислых дифференциатов над основными в соотношении 10:1. Стратиформное оруденение залегает в различных литофациях единой базальт-липарит-кремнисто-терригенной формации и располагается на разных уровнях средне-верхнедевонского разреза.

Рудные залежи локализуются как в вулканогенных, так и в туфогенно-осадочных и осадочных породах, имеют пластообразную и уплощенную линзовидную форму при согласном и субсогласном залегании. Пространственное выделение минеральных типов руд значительно осложнено, и лишь в отдельных рудных телах отмечается более колчеданный состав основания залежей и полиметаллический или барит-полиметаллический состав кровли. Руды представлены в виде компактных образований прожилково-вкрапленных, гнездовых, массивных и метаколлоидных текстур. Характерны ореолы гидротермально-измененных околорудных пород кварц-серицитового, хлорит-карбонатного и тальк-хлоритового состава. Общим для всех руд является пирит-сфалеритовый состав при широких вариациях халькопирита и галенита. Из элементов-примесей отмечаются кадмий, серебро, висмут, марганец, сурьма, мышьяк. В Змеиногорском районе выделяется золото-серебро-барит-полиметаллический тип оруденения (месторождения Змеиногорское, Зареченское).

Несмотря на общую стратификацию в разрезах вулканогенно-осадочных пород, руды по ряду геологических особенностей и текстурному облику не могут быть отнесены к гидротермально-осадочным образованиям морских бассейнов. Для них предложен механизм замещения слаболитифицированных осадков и заполнения послонных и субпослонных зон в анизотропных толщах в приповерхностных условиях и при средних (250-300°C) температурах гидротермальными растворами, сопровождающими периоды вулканической активности [Колчеданно-полиметаллические месторождения . . ., 1991].

Месторождение Валентина мелкомасштабное по запасам, но его руды представляют большой генетический интерес для изучения сульфидного рудообразования недавнего прошлого и является весьма близким аналогом руд типа "куроко". Оно расположено на о-ве Кунашир Курильской вулканической гряды и относится к палеоген-неогеновой металлогенической эпохе. Сведения о металлогении района и

геологических особенностях месторождения можно найти в работах Ю.Л.Неверова [1963], Ю.К.Гуменного [1962] и В.М.Дуничева [1966].

Рудовмещающий разрез представлен кварцевыми и дацитовыми порфирами, туфобрекчиями, туфами, реже андезитовыми порфиритами. Руды залегают на контакте кварцевых порфиров и их туфов с темно-серыми алевропелитами и представлены галенит-сфалеритовым и халькопирит-пиритовым минеральными типами. Они сложены пиритом, халькопиритом, марказитом, вуртцитом, сфалеритом, гипсом и баритом, реже встречаются минералы серебра. Руды имеют крустификационно-полосчатое, метаколлоидное и брекчиевое строение, наподобие "насыпанных" руд из обломков разного минерального состава. Из элементов-примесей следует выделить галлий, мышьяк, сурьму, серебро и золото. По морфологическим особенностям и текстурному облику руд можно говорить о формировании рудных залежей в виде холмов на дне депрессионной структуры, куда разгружалась гидротермальная система. На это указывает также характер дифференциации минеральных типов и последующее разрушение этих построек с образованием шлейфов обломочных руд.

В последнее десятилетие нашими и зарубежными исследователями сделаны интересные и всеобъемлющие обзоры процессов подводного сульфидного рудообразования в океанических спрединговых зонах. После первых впечатляющих публикаций [Francheteau et al., 1979; Corliss et al., 1979; Spiess et al., 1980; Hekinian et al., 1980] наиболее полную информацию можно найти в обобщающих работах Д.Кронена [1982], П.Роны [1986], А.Митчела и М.Гарсона [1984]. А.Лисицына и др. [1990] и в книге "Гидротермальные сульфидные руды ..." [1992] под редакцией И.Гранберга и А.Айнемера. Поэтому, не останавливаясь на освещении этой большой проблемы, изложим лишь новые данные, полученные в последних океанических рейсах, поскольку они представляют определенный интерес в плане анализа источников рудного вещества, механизмов рудоотложения, рудоконтролирующих и рудолокализирующих структур, не только для современного, но и для древнего рудообразования.

Процессы современных рудообразующих систем до сих пор изучались в пределах узких рифтовых зон и долин в срединно-океанических хребтах (СОХ) Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Однако проведенные с участием одного из авторов исследования (В.А.Акимцева) в рейсах НИС "Академик Александр Виноградов" (N 8) (Тихий океан), "Антарес" (N 9), "Академик Николай Страхов" (N 15), а также анализ материалов других рейсов в центральном секторе Срединно-Атлантического хребта (САХ) показывают, что гидротермальная деятельность не ограничивается рифтовой долиной и ее бортами, а прослеживается в широкой полосе гребневой части океанических хребтов, составляющей не менее 100 км. Это подтверждается гидрохимическими аномалиями, повышенным тепловым потоком, различной гидротермальной минерализацией в кристаллических и осадочных породах, а также обнаружением в 9-м рейсе НИС "Антарес" новой точки образования кремнисто-сульфидных руд в 40 км от оси САХ. Установление сульфидной минерализации на значительном удалении от осевых спрединговых зон объясняется горизонтальной протяженностью в силу расслоенности литосферы на десятки километров от осевых зон "активного спрединга" базитовых интрузивов, обеспечивающих развитие гидротермальных систем в узлах пересечения крупных магмопроводящих разломов [Шарапов и др., 1992].

На основании анализа выявленных типов минерализации, детального изучения состава рудных минералов и литературных данных, в пределах гребневой зоны САХ выделены три типа рудообразующих систем:

1. Магматическая, обособленная на основании ликвационных сульфидных минералов (пирротин, пентландит, кубанит, халькопирит, твердые растворы сульфидов и др.), установленных в базальтах, габброидах и других кристаллических мафических породах.

2. Тектонометаморфогенная, обуславливающая формирование кварц-карбонат-сульфидной, сульфидной, карбонат-гидроокисно-марганцевой жильной минерализации в кристаллических породах жильной гребневой зоны САХ за счет тектонических движений и гальмиролиза пород.

3. Гидротермально-магматогенная, приводящая в результате разгрузки гидротермальных растворов на поверхность морского дна к формированию основной массы сульфидов, окислов железа и марганца, карбонатов, сульфатов, а также штокверковой жильной минерализации в кристаллических и осадочных породах в рудоподводящих зонах.

Магматическая рудообразующая система. Существуют различные точки зрения на происхождение базальтов срединно-океанических хребтов. Наиболее распространенной является та, согласно которой базальты являются продуктом частичного плавления мантийного вещества на глубинах 30-100 км. Г.Чамански и И.Мур [Czamanske, Moore, 1977] предполагают, что такие первичные выплавки содержат практически всю серу субстрата. При излиянии магмы сера остается растворенной в силикатной части базальта, а 1,5 % ее связывается в сульфидную форму в виде ликвационных глобулей. Они встречаются в базальтах, габброидах и ультрабазитах океанического дна и сложены моносulfидными твердыми растворами или пирротинном, халькопиритом, кубанитом и пентландитом. Однако их количество не превышает первых долей процента.

В 8-м рейсе НИС "Академик Александр Виноградов" на полигоне в южной части хр.Хуан-де-Фука в Тихом океане были подняты базальты с повышенным содержанием сульфидов [Акимцев и др., 1989]. Исследования показали, что они относятся к ликвационным образованиям и представлены четырьмя морфогенетическими типами: 1) рассеянная вкрапленность; 2) крупные полиминеральные обособления; 3) выполнение трещин контракции; 4) корочки на стенках газовых полостей.

Рассеянная вкрапленность сульфидов встречается практически во всех образцах ферробазальтов. Обычно это мелкие (до 5 мкм) шарики, реже крупные одиночные скопления (до 5 мм), сложенные троилитом, изокубанитом, магнетитом или троилит-магнетитовыми мирмекитовыми сростками (табл. 1, ан. 1, 2). Иногда встречаются округлые обособления оптически однородных твердых растворов сульфида железа, цинка и меди в окружении зерен троилита и кристалликов магнетита (см. табл. 1, ан. 3). Массивные рудные образования неправильной формы объемом 80 см³ обнаружены в нескольких образцах станции 901. Они имеют резкие границы с вмещающими базальтами и состоят из сульфидных и силикатных минералов. По периферии они сложены округлыми и изометричными выделениями сфалерита, погруженными в силикатную матрицу афирового базальта. К центру количество шариков увеличивается и они сливаются в единый агрегат, в интерстициях которого располагаются

Таблица 1

Химический состав магматических сульфидов срединно-океанических хребтов (вес.%)

Номер		Минерал	Fe	Cu	Zn	Co	Ni	Pb	Cd	S	Сумма
п/п	образца										
1	B8-901/1	Изокубанит	40.21	15.72	8.42	0.32	0.02	0.00	0.00	34.40	99.09
2	B8-901/1	Троилит	61.05	1.55	0.05	0.46	0.01	0.04	0.00	36.32	99.48
3	B8-901/1	Твердый раствор	32.82	6.37	25.32	0.33	0.01	0.00	0.07	34.53	99.45
4	B8-901/31	Пирротин	60.78	0.09	0.13	0.68	0.01	0.04	0.03	38.00	99.76
5	B8-901/31	Сфалерит (край)	25.11	0.16	39.48	0.32	0.00	0.01	0.16	33.98	99.22
6	B8-901/31	Сфалерит (центр)	20.57	0.13	44.95	0.15	0.00	0.00	0.00	33.12	98.92
7	B8-901/2	Троилит	61.38	1.30	0.11	0.46	0.02	0.03	0.00	35.34	98.64
8	B8-901/2	Твердый раствор	18.51	48.69	0.14	0.22	0.00	0.05	0.09	33.01	100.71
9	B8-901/2	Изокубанит	42.10	18.61	4.57	0.33	0.00	0.12	0.06	34.75	100.54
10	B8-901/2	Халькопирит	32.21	29.88	0.91	1.64	0.11	0.00	0.08	33.51	98.34
11	B8-901/2	Сфалерит (край)	25.59	1.68	37.97	0.22	0.00	0.02	0.02	31.11	96.61
12	B8-901/2	Сфалерит (центр)	23.99	1.43	39.83	0.22	0.01	0.00	0.03	34.08	99.59
13	C15-31/98	Пирротин	60.84	0.00	0.00	0.14	0.39	0.00	0.00	37.49	98.86
14	C15-31/98	Халькопирит	30.93	33.79	0.13	0.07	0.08	0.00	0.00	34.41	99.41
15	C15-31/98	Пирротин	60.01	0.00	0.00	0.13	0.57	0.00	0.00	39.33	100.04
16	C15-31/98	Халькопирит	31.02	33.77	0.29	0.08	0.10	0.00	0.00	34.46	99.72
17	C15-31/98	Сфалерит	15.54	0.56	48.21	0.15	0.09	0.00	0.00	34.66	99.21
18	C15-32/3	Кубанит	40.21	20.97	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00	35.03	96.99
19	C15-32/3	Твердый раствор	32.09	8.49	0.00	0.24	23.03	0.00	0.00	31.17	95.02

Примечание. 1-12 - южная часть хр. Хуан-де-Фука (Тихий океан); 13-19 - зона сочленения трансформного разлома Зеленого Мыса с САХ, Центральная Атлантика. Анализы, приведенные в табл. 1-3, выполнены в ОИГГМ СО РАН на микроанализаторе "Camebax".

мирмекитовые троилит-магнетитовые сростки и редкие включения силикатной массы. Центральная часть обособлений на 90% состоит из пирротина, переменных количеств сфалерита, магнетита и редких включений базальта (см. табл. 1, ан. 6). Здесь же появляются мелкие поры (до 0,2 мм), в количестве до 10% объема породы. Железистость сфалерита возрастает от центра шариков к краю, что отличает их от гидротермальных сфалеритов и вюртцитов с обратной зональностью (см. табл. 1, ан. 4-5).

Трещины контракции заполнены рудно-силикатной смесью, где силикатная часть (от 20 до 95% объема) заполнена афировым базальтом более крупнозернистого строения, чем вмещающая порода, а рудная сложена магнетитом, пирротинном, сфалеритом, изокубанитом и халькопиритом, образующими рассеянные сульфидные нодулы размером 0,1-5 мм, подобные вышеописанным. Характерны продукты распада твердых растворов непрерывного ряда моносulfидов железа и цинка и закономерные мирмекитовые сростания пирротина и магнетита. Магнетит содержит до 1,5 вес.% цинка и 0,5 вес.% меди.

На стенках полостей в базальте наблюдаются зональные силикатно-рудные корки, имеющие резкие границы с вмещающей породой, подчеркнутые каймой тонкозернистого магнетита. К периферии эта кайма сменяется более крупнозернистым магнетит-сфалерит-силикатным агрегатом. Далее количество сульфидов постепенно увеличивается, появляются изокубанит, пирротин, халькопирит и промежуточные твердые растворы моносulfидов меди и железа, которые образуют мирмекитовые сростания со сфалеритом (см. табл. 1, ан. 9-12). Железистость сфалерита, как и в шариках массивных скоплений, увеличивается от центра к краю зерна (см. табл. 1, ан. 7-8).

Все описанные случаи рудной минерализации свидетельствуют в пользу формирования ее на магматическом этапе становления базальтовых потоков. Подобные структурные взаимоотношения рудного и нерудного материала описаны в образцах базальтов, отобранных из лавового озера вулкана Килауза [Скиннер, Пек, 1973] и в экспериментальных железосиликатных системах [Maclean, 1969]. Нижние оценки температур затвердевания сульфидно-окисной жидкости для таких систем составляют 955°C (?). Сфалерит, судя по его структурным взаимоотношениям с эвтектоидными фазами, был солидусным минералом и выделялся при более высокой температуре.

Необычные базальты с повышенным содержанием сульфидов были подняты в 15-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в Атлантическом океане на западном борту рифтовой долины САХ (14°53' с.ш. и 45°05' з.д.). Это малопорфировые тонкозернистые породы, в которых газовые поры размером 0,5-1 мм составляют несколько объемных процентов. Сульфиды в базальте наблюдаются в виде включений каплевидной и неправильной формы во вкрапленниках клинопироксена и полевого шпата (см. табл. 1, ан. 13,14), рассеянных обособлений округлой и неправильной форм в основной массе размером до 5 мм и частичного заполнения газовых пор. Общее содержание сульфидов колеблется от 5 до 10% объема породы. Они включают обычный для магматических выделений набор минералов: никелистый пирротин, халькопирит и сфалерит (см. табл. 1, ан. 15-17).

Некоторые сульфиды из ликвационных глобулей обогащены золотом (см. табл. 1, ан. 18, 0,94 вес.%).

Тектонометаморфогенная рудообразующая система. В кристаллических породах (базальты, габброиды, ультрабазиты) центрального сектора Срединно-Атлантического хребта довольно широко распространена вкрапленная, жильно-вкрапленная и жильная минерализация. Обычно она встречается в зонах милонитизированных и окремненных базальтов, в рассланцованных серпентинитах и ультрабазитах, в зонах гидротермального изменения основных и ультраосновных пород. Прожилки мощностью от долей миллиметров до 2 см сложены халькопиритом, сфалеритом, пентландитом, галенитом, пиритом (табл. 2). В настоящее время нет однозначных критериев различия метаморфогенной сульфидной минерализации в зонах брекчирования, рассланцевания, серпентинизации от штокверковых, вкрапленных и жильных руд в рудоподводящих зонах функционирования гидротермальных систем, однако связь этого типа минерализации с тектонометаморфическими процессами можно лишь предполагать.

Гидротермально - магматогенная рудообразующая система. Гидротермальная деятельность в океане неразрывно связана с вулканически активными структурами, каковыми являются срединно-океанические хребты и активные океанические окраины. Обычно действующие и потухшие сульфидообразующие гидротермы связывают с осевыми линейными вулканами, эруптивными зонами, которые располагаются внутри осевых рифтовых долин [Лисицын и др., 1990]. Под такими приподнятыми морфоструктурами рифтовых долин с цепочками лавовых озер предполагается наличие близповерхностных магматических камер, генерирующих тепло для гидротермальных систем. Однако данные последних лет по сейсмической томографии, глубинному многоканальному профилированию показывают, что непосредственно под рифтовой долиной магматические камеры отсутствуют. Нет также под рифтом и слоя, который можно относить к частично расплавленной магме. Предполагается, что поступление магматического материала происходит горизонтально из нескольких мантийных источников, смещенных на фланги относительно оси СОХ [Горяйнов и др., 1992]. В литературе появляется все больше данных о том, что гидротермальные системы не связаны непосредственно только с линейными структурами СОХ, а приурочены к узлам пересечения последних с поперечными тектоническими структурами.

Результаты изучения химического состава рудных минералов придонных гидротермальных сульфидных построек различных районов приведены в табл. 3. В качестве главных рудных минералов присутствуют пирит, марказит, пирротин, сфалерит, вюртцит, халькопирит, низкотемпературный кубанит; из нерудных - минералы кремнезема, карбонаты, барит, ангидрит. Галенит, тиошпинели, блеклые руды, борнит и другие представляют минералогический интерес. В качестве примесей в сульфидах отмечены серебро, кадмий, кобальт, никель, сурьма, мышьяк.

Т а б л и ц а 2

Химический состав гидротермально-метаморфогенных жильных сульфидов в коренных породах дна океана (вес.%)

N п/п	Минерал	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Pb	S	Сумма
1	Пирротин	59.46	0.00	0.00	0.50	0.07	0.06	39.58	99.67
2	Халькопирит	31.19	33.59	0.04	0.00	0.05	0.00	34.85	99.72
3	"-	47.37	0.01	0.00	0.08	0.06	0.11	52.85	100.48
4	Пирит	43.75	0.19	0.01	2.59	0.48	0.12	52.00	99.14
5	Сфалерит	3.00	0.04	63.47	0.00	0.03	0.01	32.70	99.25
6	"-	17.30	0.51	47.67	0.13	0.02	0.07	34.63	100.33
7	Пентландит	27.86	0.25	0.00	39.52	0.83	0.01	33.32	101.79
8	Пирит	46.90	0.16	0.50	0.00	0.07	0.12	51.48	99.23
9	Халькопирит	30.27	34.21	0.14	0.00	0.03	0.15	34.42	99.22
10	"-	30.48	34.63	0.19	0.02	0.01	0.06	33.66	99.05
11	Твердый раствор	14.18	55.13	0.19	0.00	0.00	0.06	30.56	100.12
12	Ковеллин	0.03	66.02	0.12	0.01	0.00	0.11	34.60	100.89
13	Сфалерит	3.21	0.05	63.54	0.01	0.05	0.00	32.96	99.82
14	"-	0.78	0.70	64.63	0.01	0.00	0.13	33.38	99.63
15	Галенит	0.10	0.24	0.63	0.00	0.00	86.34	13.64	100.95
16	Окислы	2.17	46.41	5.16	0.00	0.00	0.02	0.04	53.80
17	"-	19.81	26.83	10.69	0.00	0.00	0.00	0.09	57.42
18	Пирит	46.60	0.03	0.00	0.01	0.06	0.12	52.49	99.31
19	Пирротин	51.84	0.20	0.00	8.21	0.22	0.14	38.64	99.25
20	Халькопирит	36.95	25.70	0.26	0.11	0.11	0.12	34.75	98.00
21	Кубанит	41.22	21.84	0.04	1.00	0.14	0.10	34.52	98.86
22	Пентландит	33.03	0.71	0.00	30.86	0.42	0.18	34.75	99.95

Пр и м е ч а н и е. Атлантический океан, зона сочленения трансформного разлома Зеленого мыса и САХ, 15°03' с.ш. 1-7 - ультрабазиты; 8-17 - габброиды; 18-22 - базальты.

Устанавливается четкая зависимость возрастания железности сфалерита с увеличением температуры его образования. Помимо сульфидных руд осевых зон рифтовых долин САХ были выявлены кремнисто-сульфидные рудные образования в бортовых зонах океанического хребта на расстоянии 40 км от оси спрединга. В них были обнаружены повышенные содержания золота (табл. 4).

Таблица 3

Химический состав гидротермальных сульфидов COX (вес. %)

N п/п	Минерал	Fe	Cu	Zn	Ni	Co	Pb	Cd	S	Сумма
1	Пирротин	59.93	0.04	0.04	0.03	0.03	0.07	0.00	38.72	98.86
2	Халькопирит	28.74	33.48	2.11	0.00	0.00	0.00	0.00	34.66	98.99
3	"-	33.85	27.76	3.80	0.00	0.00	0.04	0.06	34.27	99.78
4	Сфалерит	13.18	5.63	48.62	0.00	0.00	0.00	0.12	33.13	100.68
5	"-	6.24	0.85	59.08	0.01	0.01	0.00	0.28	32.56	99.03
6	Кубанит	35.80	23.68	5.43	0.00	0.00	0.00	0.04	34.08	99.03
7	Халькопирит	30.65	34.34	0.23	0.00	0.03	0.01	0.00	34.09	99.35
8	Сфалерит	6.50	0.00	59.95	0.00	0.08	0.02	0.13	32.93	99.61
9	"-	7.31	0.22	59.01	0.00	0.03	0.11	0.18	33.09	99.95
10	Пирит	45.73	0.98	0.00	0.12	0.05	0.12	0.02	51.17	98.19
11	Маккиновит	39.98	0.00	0.00	1.22	0.09	0.04	0.00	45.38	86.71
12	Пирит	47.33	0.00	0.00	0.00	0.07	0.09	0.00	52.56	100.05
13	"-	45.80	0.88	0.00	0.03	0.03	0.10	0.00	51.58	98.42

Примечание. 1-6 - Южная часть хр.Хуан-де-Фука, 44°38'с.ш.; 7-9 - Атлантический океан, угловое поднятие 15° с.ш., зона сочленения трансформного разлома Зеленого мыса и САХ; 10-13 - Атлантический океан, 40 км от оси рифтовой долины, 14°43' с.ш., 44°52' з.д.

Таблица 4

Химический состав кремнисто-сульфидных руд

N п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe	Zn	Cu	Pb	S	Ba	Au
1	87.60	0.52	0.25	0.08	0.03	7.39	0.32	0.06	0.01	3.76	0.20	1.20
2	81.36	3.24	1.88	0.21	0.04	7.00	0.24	0.07	0.04	4.75	0.20	1.10

Примечание. Зона сочленения трансформного разлома Зеленого Мыса с САХ, Центральная Атлантика, 14°43' с.ш. 44°52' з.д.; Au в г/т, остальные элементы - в вес.%.

Заканчивая краткий обзор главных генетических особенностей колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири, а также новых материалов по современному рудообразованию, рассмотрим различные геодинамические обстановки, существовавшие в истории геологического развития Земли, в которых эти месторождения формировались. К подобному сравнительному анализу обращались исследователи как древних (от континентов), так и современных (от океанов) процессов сульфидного рудообразования. В последнее десятилетие подобные исследования проводились и описаны в работах Д.Рикарда [Rickard, 1982], А.Малахова [Malahoff, 1982], С.Скотта [Scott, 1985], Л.Баумана [Бауман, 1985], С.Краснова и др. (1985), А.Кривцова [1987], А.Злотника-Хоткевича (1987), С.Краснова и Е.Ельяновой (1990) и многих других.

Мы предлагаем выделить девять основных позиций геодинамических обстановок древнего и современного сульфидного рудообразования, отличающихся геотектонической позицией, типом вмещающих литолого-фациальных комплексов, структурными условиями залегания рудных залежей, минеральным составом и строением руд и другими информативными параметрами (рис. 1). Рассмотрим эти позиции:

Первая позиция отражает геодинамические обстановки, существовавшие в архее и раннем протерозое в возрастном интервале 3,5-2,6 млрд лет и проявившиеся в формировании зеленокаменных поясов с большими объемами мантийного вещества в пределах древних щитов и платформ. Большинство исследователей геологии докембрия склоняется к рифтогенной природе этих масштабных образований, в которых широко развиты коматииты, толеитовые базальты, кварцевые риолит-дациты, вулканокластические и осадочные образования, турбидиты и граувакки. Характерно развитие бимодальных и дифференцированных серий в нижних и осадочных породах в верхних частях стратиграфических разрезов. Рудообразование протекало в тесной связи с вулканизмом основного, среднего и кислого состава. Ярким примером являются архейские месторождения сульфидных руд провинций Квебек и Онтарио на площади Канадского щита, сформировавшиеся в условиях морского рифта шириной 200 км и протяженностью более 800 км. В зеленокаменном поясе Абитиби известны рудные узлы Норанда и Тимминс, в которых сосредоточены разномасштабные месторождения медно-цинковых руд со свинцом, серебром и золотом. К этому же типу могут быть отнесены и наиболее представительные раннепротерозойские месторождения Северной и Центральной Швеции в районах Шелефтео и Бергслеген, для которых характерны медно-цинковые руды с тем же набором элементов и мышьяком. Литолого-фациальный и палеогеографический анализ районов месторождений, морфоструктуры рудных залежей

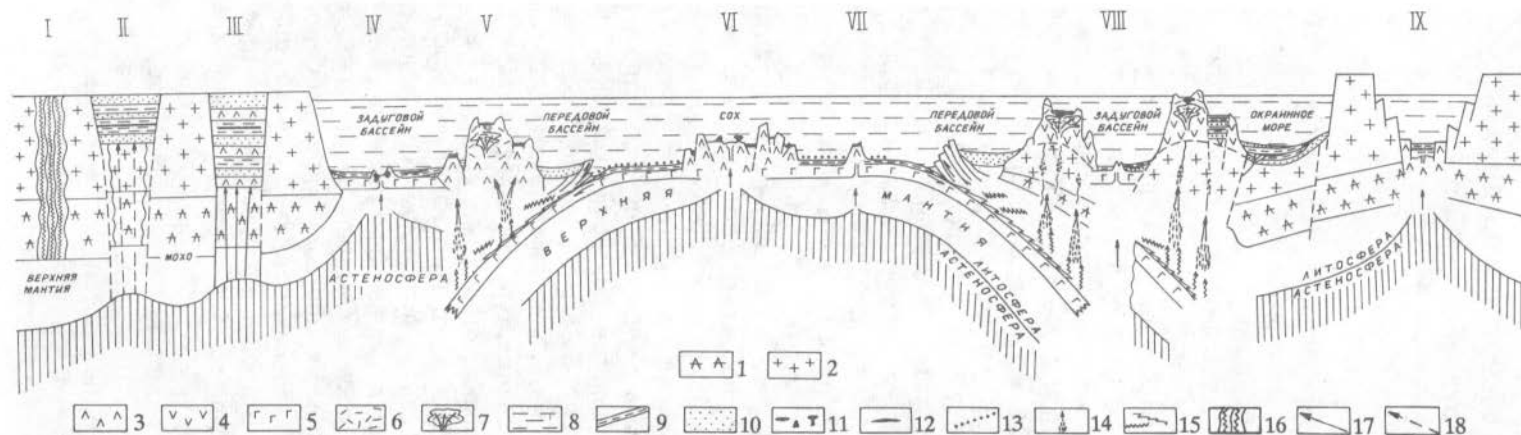


Рис. 1. Основные геодинамические обстановки древнего и современного подводного сульфидного рудообразования. Слой континентальной коры: 1 - базальтовый, 2 - гранитный [Буалло, 1985]; 3 - базальты; 4 - андезиты, андезито-базальты; 5 - океаническая кора; 6 - дациты, липариты; 7 - субвулканические и жерловые образования кислого состава; 8 - алевропелиты и пелиты; 9 - глубоководные океанические осадки (первый слой океанической коры); 10 - песчаники, туфопесчаники; 11 - рудные тела сложной морфологии; 12 - пластовые рудные тела; 13 - металлоносные осадки; 14 - очаги зарождения магмы и промежуточные очаги; 15 - зоны метаморфизма пород надвигающейся плиты и метаморфизма первого слоя поддвигающейся океанической коры; 16 - древние зеленокаменные пояса. Примечание: сплошными стрелками показано поступление мантийного вещества, пунктирными - предполагаемое, на участках континентальной коры, в складчатых зонах. Римскими цифрами обозначены геодинамические обстановки.

показывают, что геодинамическая обстановка этих районов отвечала островодужным системам с широким развитием комплекса вулканогенно-осадочных пород.

Руды формировались в морских условиях гидротермально-осадочным путем в депрессионных структурах кальдер и кратеров вулканов с широким развитием прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации и гидротермально-метасоматических пород (кордиерит-антофилитовые породы, скели) со стороны висячего бока линзовидных и холмообразных залежей.

Сторонники плитной тектоники допускают проявление элементов субдукции и развитие островодужных систем уже в архейское время в условиях ограниченных океанов, когда кора была уже сформирована. К.Конди [1983] в пределах зеленокаменных поясов архея выделяет подводные вулканические сооружения и островные дуги, туфогенные и осадочные фации, формирующиеся как в глубоководных, так и субаквальных и субаэральных условиях, аналогичных недавнему прошлому. В целом же выделение зеленокаменных поясов в особую обстановку скорее объясняется сложностью расшифровки архейских и раннепротерозойских толщ и многими дискуссионными вопросами геологического развития Земли в архее. Некоторые исследователи считают, что условия докембрия мало чем отличались от обстановок фанерозоя, когда в полном объеме проявились элементы плитной тектоники.

Вторая позиция отвечает обстановкам внутриконтинентальных прогибов, авлакогенов и других депрессионных структур рифтогенной природы в пределах кратонов и стабилизированных складчатых областей. В ряде случаев они могут наследовать более древние структуры, например, протерозойские прогибы несут реликтовые структуры зеленокаменных поясов и характеризуются той или иной степенью связи с глубинными структурами и разуплотнением мантийного вещества. К подобным структурам приурочены такие крупнейшие месторождения мира, как Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Мак-Артур, Салливан, Раммельсберг, Мегген, Жайрем от раннепротерозойского до позднепалеозойского возраста. Разрезы этих трогообразных структур отличаются большой мощностью, преобладанием терригенно-карбонатных пород и слабым развитием вулканитов, спектр которых может варьировать от континентальных субщелочных и толеитовых базальтоидов до щелочных трахибазальтов и трахилипаритов. Профиль вулканизма в этих образованиях, скорее всего, определяется интенсивностью проработки мантийным веществом континентальной коры. Главной особенностью этой группы месторождений является приуроченность к существенно осадочным пачкам, пластовая форма рудных залежей, монотонное строение руд при равномерном распределении рудных компонентов в рудных телах, седиментационные текстуры руд и профилирующая роль свинца. Отмечается широкий спектр элементов-примесей при достаточно высоких их содержаниях, что особенно показательно для месторождений Брокен-Хилл и Раммельсберг.

Третья позиция отвечает рифтогенным или троговым структурам окраин континентов, формирующихся в условиях растяжения и отражающих процессы, происходящие в смежных подвижных поясах или в

спрединговых зонах. В отличие от предыдущих внутрикратонных структур они закладываются на коре переходного типа, характеризуются меньшими мощностями сиалического слоя и отличаются более интенсивным проявлением базитового вулканизма и ультрабазитового магматизма в течение всего периода формирования. Этот тип структур является как бы переходным к рифтогенным структурам с частичным раскрытием океанического дна. Стратиграфический разрез в них характеризуется большими мощностями, контрастностью строения, проявляющимся сочетанием базальтов, кремнисто-терригенно-черносланцевых толщ и горизонтов карбонатных пород. Типовым примером может служить Олоkitская троговая структура и расположенное в ней крупнейшее месторождение высококонцентрированных сульфидных руд, Холоднинское, особенности которого рассматривались выше. Руды отличаются высокой колчеданистостью, типовыми сульфидными минералами (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит), ограниченным набором элементов-примесей и небольшими их концентрациями. Близкие аналоги этого типа структур - колчеданные месторождения рудного района Дактаун (штат Теннесси, США), сформировавшиеся на ранних стадиях континентального рифтообразования [Misra, Lawson, 1988]. Другими типовыми месторождениями подобной геодинамической обстановки могут служить месторождения Оутокумпу в Финляндии, Филизчай на Кавказе, Карлота на Кубе.

Четвертая позиция отражает межконтинентальные спрединговые зоны и спрединговые зоны задуговых бассейнов. Наиболее детально изучены геологические условия формирования месторождений для Средиземноморского межконтинентального бассейна, где был описан классический кипрский тип в офиолитовых толщах осевых спрединговых зон. Для него характерен существенно медно-колчеданный профиль оруденения иногда с цинком, трубообразная, воронкообразная и неправильная форма гидротермальных и гидротермально-метасоматических рудных залежей, массивный и прожилково-вкрапленный тип руд и существенно базитовый состав вмещающих пород. К этому типу относятся мелко- и среднемасштабные месторождения Кипра, Турции, Омана, Албании и других регионов Средиземноморья. С этой же геодинамической обстановкой и спрединговыми зонами тыловых бассейнов, скорее всего, связывается формирование стратифицированных гидротермально-осадочных медно-колчеданных руд в депрессионных структурах морского дна. Здесь выделяется два типа рудоносных литофаций - кремнисто-базальтовые, тяготеющие к осевым участкам спрединговых зон, и вулканогенно-осадочные, располагающиеся ближе к островодужным системам и обеспечивающие поступление туфогенно-обломочного материала. К первому типу можно отнести описанное выше Маинское медно-колчеданное месторождение в Западном Саяне и месторождение Тесиктас в Центральном Казахстане, залегающее в гиадокластитах кембрийских базальтоидов [Двойнин, Газизова, 1978]. В туфогенно-осадочных фациях формируется тип "бесси", в рудовмещающих разрезах которого широко представлены граувакки, основные вулканы, флишевые и яшмовидные породы. Помимо классического типа месторождений "бесси"

о-ва Сикоку в Японии в качестве примера можно еще назвать ряд медно-колчеданных месторождений Западных Мугоджар на Южном Урале. Типоморфным геохимическим признаком всех этих месторождений является повышенный фон кобальта.

В последнее время внимание исследователей привлекло открытие современных рудообразующих систем в задуговых спрединговых бассейнах. Они были выявлены в юго-западной части Тихого океана, в морях Лау, Вудларк, Манус с активным раздвиганием тектонических блоков со скоростью до 12 см в год. Здесь преимущественно в депрессионных структурах кальдер выявлены черные и белые "курильщики", а также высокотемпературная пирит-халькопирит-сфалеритовая и низкотемпературная барит-ангидрит-галенитовая минерализации с высокими содержаниями серебра и золота, что позволяет говорить о перспективной золото-полиметаллической провинции, протянувшейся от Новой Зеландии до Японии и включающей островные дуги, подводные вулканические хребты, вулканические постройки и тыловые спрединговые бассейны. Подобный тип оруденения выявлен и на севере провинции в трог Окинава между островами Рюкю и восточным побережьем Китая в кальдере Идзена рудного поля Джейд [Halbach et al., 1989]. Здесь установлены массивные, штокверковые и пластово-осадочные руды, подстилаемые измененными риолитами. В целом описываемый тип оруденения достаточно хорошо сопоставляется с древними полиметаллическими рудами. В районах активного спрединга тыловых дуг развиты щелочные толеитовые базальты, дациты и андезиты. Как видно, тип магматизма и характер минерализации, выявленные в задуговых бассейнах юго-западной части Тихого океана, отличаются от медно-колчеданных руд кипрского типа в древних офиолитовых ассоциациях и от руд типа "бесси" в обломочных основных вулканитах.

Пятая позиция. Обстановка неразвитых и зрелых островных вулканических дуг, заложившихся на симатическом основании океанической плиты, характеризуется развитием на ранних этапах вулкаников базальтового и андезитобазальтового состава, а на поздних - широким проявлением продуктов кислого вулканизма, жерловых и экструзивных тел риодацитового состава. Она отражает типичные условия зон субдукции с формированием тыловых и фронтальных вулканических дуг, междуговых бассейнов. По данным Г.П.Авдейко и др. [1989], зарождение магматических очагов над поддвигающейся океанической плитой происходит на глубинах 70-100 км. Для ранних этапов развития энсиматических дуг характерны глубоководные условия, сменяющиеся позднее субаэральными и субаквальными островодужными обстановками. В древних энсиматических дугах оруденение имеет существенно медно-цинковый профиль и ассоциирует чаще всего с кислыми дифференциатами бимодальных и последовательно дифференцированных толеитовых серий. Рудные тела формируются в депрессионных структурах, кальдерах, кратерах, жерлах вулканов и имеют воронко-, чечевице-, чашеобразную или линзовидную форму, часто в сочетании с пластовыми телами гидротермально-осадочных руд в верхних частях и на флангах залежей. Это так называемый комбинированный уральский тип

оруденения. Со стороны лежащего бока рудных залежей обычно присутствуют гидротермально-измененные породы и рудоподводящие зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Классическим примером формирования руд в этом типе геодинамических обстановок являются колчеданно-полиметаллические месторождения Магнитогорско-Мугоджарского островодужного пояса на Южном Урале [Зайков, 1991; Медно-колчеданные месторождения Урала, 1992] и месторождение Бушанс (Ньюфаундленд, Канада) в вулканических ассоциациях островной дуги, образовавшейся на энзиматическом основании в зоне субдукции. Примеры современного рудообразования ограничены пока геохимическими и гидротермальными аномалиями и единичными рудопроявлениями. В районе дуги Огасавара (Бонинской) в южной части на подводной кальдере Каиката обнаружена кварц-пирит-халькопирит-сфалеритовая минерализация с высоким содержанием золота [Urabe et al., 1987]. Очевидно, такая же геодинамическая обстановка характерна для районов островных дуг Новых Гебрид, Севера Фиджи, Тонга-Кермадек, где фиксируется подводная марганцевая и полиметаллическая минерализация.

Шестая позиция характеризует главный тип обстановок современных рудообразующих систем в спрединговых зонах срединно-океанических хребтов в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Не останавливаясь на анализе обширной информации, полученной после первого впечатляющего открытия подводных сульфидных построек в Галапагосском рифте, выделим лишь главные особенности этих рудообразующих систем. Действующие рудоносные источники и сульфидные постройки обнаружены в пределах экстрозивных осевых поднятий рифтовых долин, в узких осевых трогах шириной в несколько сотен метров и высотой в сотни метров, в кратерах рифтовых приосевых вулканов, в куполообразных поднятиях на склонах вулканических хребтов. Они локализируются вдоль разломов, контролирующих рифтовые долины и троговые структуры, на пересечении с трансформными разломами, в системе разломов структур кальдер. Устанавливается четкая взаимозависимость гидротермальной активности с тектоническими этапами развития спрединговых зон. Выделяется три стадии раскрытия рифта: *начальная* - с активными экстрозиями базальтов, *вторая* - с интенсивным растяжением и появлением осадков, *третья*, - на которой возникает широкая долина и вновь активизируется вулканизм [Pouit, 1990]. Все стадии сопровождаются сульфидным рудообразованием различной масштабности.

Выявляется некоторое различие в характере магматизма, тектонической активности и продолжительности проявления гидротермальной деятельности в целом при довольно близком вещественном составе сульфидных руд в низко- и высокоспрединговых зонах. В частности, в отличие от высокоспрединговых зон, где основная рудообразующая система проявляется непосредственно в осевой экстрозивной зоне над магматическими очагами, в низкоспрединговых зонах Срединно-Атлантического хребта установлена более интенсивная тектоническая деятельность, отмечены крупные вертикальные подвижки океанического ложа, вскрывающие серпентинизированные породы нижней

части коры и верхней мантии, а гидротермальная деятельность не так локализована и рассредоточена по всей рифтовой долине и за ее пределами. Современная вулканическая деятельность в САХ проявляется перманентно и в небольших размерах. В пределах низкоспредиговых зон выявлено два типа гидротермальных отложений, отвечающих двум типам гидротермальных систем. Один из них связывается с центрами излияния базальтов, другой тяготеет к периферическим тектоническим уступам рифтовых долин, не связан с осевой циркуляционной системой и объясняется, скорее всего, более глубокой циркуляцией растворов, проникающих до верхов мантии. Для него характерно в основном приповерхностное рудоотложение и более низкие температуры выходящих на морское дно остаточных растворов [Лисицын и др., 1990]. Установлено, что рудообразование в пределах САХ не ограничено рифтовой долиной, а охватывает гребневую зону шириной около 100 км на бортах осевого хребта, что объясняется тектонической активностью и формированием пологих интрузивных тел, отходящих далеко на фланги рифтовых долин от осевых магмоводов и обусловленных "слоистой" структурой земной коры [Шарапов и др., 1992].

Оруденение спрединговых зон представлено в виде сульфидных построек различной архитектуры, формируемых на базальтах и перекрывающих осадках, или в виде прожилково-вкрапленной минерализации в подстилающих измененных базальтах. Основная масса руд сложена сульфидами железа, меди, цинка, реже свинца, и нерудными минералами - кварцем, ангидритом, баритом. В настоящее время хорошо изучены руды хребтов Эксплорер, Эндевер, Хуан-де-Фука, Горда, ВТП, Галапагосского рифта в Тихом океане, на гидротермальных полях центральной части Срединно-Атлантического хребта (поле ТАГ, Марка и другие). Кроме массивных сульфидных построек в пределах рифтовых осевых зон выявлены стратифицированные залежи сульфидных руд, приуроченные к локальным депрессионным структурам. Часто они захороняются толщами осадочных пород мощностью от десятков до 1000 м. Выявляется специфика функционирования гидротермальных растворов в них. Такие депрессионные структуры установлены во впадинах Эсканоба хр. Горда, Гуаймас в Калифорнийском заливе, Мидлл-Вэли в северной части хр. Хуан-де-Фука.

В настоящее время в литературе (в пределах спрединговых зон) описано более сотни точек с гидротермальной сульфидной минерализацией, которые группируются в рудные поля, рудные районы и металлогенические зоны, аналогично выделяемым в пределах районов проявления древних рудообразующих систем.

Седьмая позиция. Одной из обстановок океанического рудообразования являются "горячие точки" внутриплитного вулканизма (см. рис. 1, позиция VII). Наиболее известна гидротермальная минерализация кратера вулкана Лоихи, расположенного в южной подводной части цепи Гавайских вулканических островов. Вулканические породы здесь представлены щелочными толеитовыми базальтами более глубинного мантийного происхождения, нежели океанические. Гидротермальная минерализация отличается повышенными

концентрациями меди, цинка, свинца, кадмия, мышьяка, ртути, железа, а также CO_2 . Интересным представляется рудообразование в зоне совмещения "горячей точки" и оси спрединга в районе г.Осевой хр. Хуан-де-Фука [Лисицын и др., 1990]. Здесь в крупной кальдере вулкана выявлена интенсивная сульфидная минерализация с очень высокими содержаниями золота и серебра, контролируемая системой кольцевых разломов и обусловленная, очевидно, смешением магм различных источников.

Восьмая позиция связана с процессами сульфидного рудообразования в пределах островодужных систем, заложенных на коре сиалического типа или гетерогенном фундаменте, что сказывается прежде всего на типе магматизма и геохимической специализации оруденения. В районах месторождений, сформировавшихся в условиях этих геодинамических обстановок, широко проявлены кислые лавы, туфы, субвулканические и жерловые тела дифференцированных и бимодальных известково-щелочных серий гомогенного и антидромного рядов. В условиях островодужных систем этих обстановок формируется большая группа древних средне- и крупномасштабных месторождений мира, различающихся характером рудовмещающего разреза, типом рудолокализирующих структур и строением рудных залежей, механизмами рудоотложения. Достаточно определенно можно говорить о трех генетических группах месторождений. *Первая* представляет месторождения типа "куроко" в Японии. Они формируются в обстановке развития островодужного вулканизма на отколовшемся от азиатского материка блоке континентальной коры, под которую погружалась тихоокеанская океаническая плита. Рудные залежи ассоциируют с куполами кислых пород, располагаются в структурах кратеров и кальдер вулканов и имеют сложную воронкообразную форму с подводящими зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Характерна определенная последовательность формирования минеральных ассоциаций, выражающаяся в смене корневых медно-колчеданных руд, массивными медно-цинковыми, перекрывающимися залежами барит-галенитовых руд. Руды формировались как гидротермально-мета-соматическим путем, так и путем гидротермального отложения в подводных условиях. По данным Е.Хорикоши [Horikoshi, 1990], месторождения типа "куроко" образовались в обстановке растяжения на заключительной стадии открытия Японского моря.

Ко *второй* группе месторождений островодужных обстановок, скорее всего, развивающихся на гетерогенном фундаменте, можно отнести гидротермально-осадочные месторождения в туфогенно-терригенно-карбонатных толщах. Они формируются в условиях внутриостроводужных троговых структур этапа растяжения, заполняемых большим количеством туфогенно-обломочного материала и рудными осадками. Для них характерна пластовая форма залежей и многоярусное их залегание в стратиграфическом разрезе. Типовым примером может служить описанное выше Озерное месторождение в Западном Забайкалье.

Третья группа сульфидных образований островодужных систем может быть охарактеризована достаточно сложными и пестрыми по своим генетическим особенностям месторождениями Рудного Алтая, где

процессы рудообразования протекали в относительно неглубоководных условиях островодужных систем. Здесь выделяются кальдерный тип гидротермальных залежей в депрессионных структурах вулканических построек, тип гидротермально-осадочных руд в депрессиях морского дна и тип стратиформных рудных залежей с признаками гидротермально-метасоматического выполнения и выполнения полостей отслоения придонного рудоотложения в слаболитифицированных экранируемых породах.

В обстановках энсиалических островных дуг формировались такие известные и крупные месторождения, как Брунсуик 6, 12 в Канаде, Рио-Тинто в Испании, Кэптинс-Флэт и Вудлон в Австралии и многие другие. Необходимо подчеркнуть, что месторождения архейских и раннепротерозойских зеленокаменных поясов имеют много общего с рассмотренной группой и могут формироваться в подобной геодинамической обстановке. Из примеров современного рудообразования в островодужных обстановках, заложенных на гетерогенном основании, можно назвать гидротермальные системы Курильской гряды, а также подводный вулкан Палинуро системы Эоловых островов в Тирренском море, где впервые для этой геодинамической обстановки были обнаружены массивные сульфидные руды (Minniti, Bonavia, 1984). В заключение следует еще раз подчеркнуть, что большинство месторождений этой геодинамической позиции формировались в подводных условиях на заключительных стадиях развития островных дуг, когда режим субдукционного сжатия сменялся режимом растяжения и сопровождался образованием спрединговых зон задуговых бассейнов.

Девятая позиция отражает обстановку начальных стадий развития океана, представляя межконтинентальную рифтовую структуру с частичным или полным раскрытием океанической коры. Масштабное подводное сульфидное рудообразование, положившее начало активным исследованиям спрединговых зон океанов, впервые было открыто в Красноморском рифте, развивающемся в пределах континента и врезающемся в океаническую плиту. Он не имеет ярко выраженного хребта океанического типа, характеризуется малыми глубинами и скоростями спрединга. Вместе с тем, здесь четко проявлена рифтовая структура, осложненная сбросовыми уступами, и центральная экструзивная зона. Магматизм в нем представлен низкокальциевыми примитивными толеитами, аналогичными базальтам срединно-океанических хребтов. Оруденение локализуется в депрессионных структурах осевой зоны рифта, пространственное положение которых определяется позицией меридиональных и широтных систем разломов. Рудообразование в самой крупной впадине Атлантик II началось примерно 25 тыс. лет назад и продолжается до настоящего времени. За этот период здесь не проявлялись ни вулканическая деятельность, ни активные тектонические движения, что указывает на длительность функционирования постмагматических гидротермальных систем. Отлагающиеся из концентрированных придонных рассолов рудные илы имеют медно-цинковый профиль, а вмещающие породы представлены маломощными эдафогенными и гемипелагическими глубоководными осадками. В

условиях аридного климата поступление континентальных осадков в рифтовую зону ограничено. Близок по условиям образования и рифт Таджура в Аденском заливе, занимающий промежуточную позицию между континентальным и океаническим рифтом, в пределах которого также установлены признаки гидротермальной активности. К этому же типу геодинамической обстановки относится и район Калифорнийского залива, рифтовая структура которого отличается наиболее интенсивным поступлением континентальных осадков, скрывающих коренные вулканические породы, в которые и разгружаются гидротермальные рудоносные растворы. В пределах этой рифтовой структуры хорошо изучен южный трог впадины Гуаймас [Лисицын и др., 1990].

Более древними аналогами рассматриваемой позиции может служить рифтовая структура в базальтовых комплексах Передового хребта Кавказа, заложенная на континентальной коре [Тамбиев, 1986]. В ее пределах формировались известные гидротермально-осадочные и прожилково-вкрапленные медно-колчеданные со сфалеритом и кобальтом руды Худесского, Урупского и других месторождений.

Проведенный анализ показывает, что колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири формировались в двух основных обстановках сульфидного рудообразования - эпиконтинентальных троговых структур и островных дуг. Первые типичны для докембрийского этапа внутримитной тектоники, когда в рифтах, трогах, авлакогенах в пределах кратонов формировались крупнейшие в мире месторождения свинца и цинка. Вторые связываются с окраинно-плитной тектоникой, когда со стороны южной и юго-западной окраин Сибирской платформы (в современных координатах) в период развития раннепалеозойского Палеоазиатского океана и раннедевонского Зайсанского океана в зонах субдукции развивались окраинно-океанические островные дуги. В целом они отражают и главнейшие геодинамические обстановки колчеданного рудообразования прошлого в других регионах мира.

Если суммировать материалы по современному рудообразованию, то до настоящего времени главные процессы сульфидного рудоотложения известны были в осевых спрединговых зонах океанов и межконтинентальных рифтах красноморского типа. В последнее время активное рудообразование обнаружено в спрединговых зонах задуговых бассейнов островных дуг Тонга-Кермадекская, Идзу-Бонин-Марианская, Новогвинея, Соломонова, Фиджийская и других, развивающихся в области взаимодействия Тихоокеанской и Индостанской плит, сопровождающегося возникновением разнонаправленных зон субдукции [Магматические горные породы ..., 1985]. В этих районах проявлен преимущественно основной магматизм толеитовой серии, хотя выявляются и кислые дифференциаты. Часть дуг развивается на гетерогенном континентальном и океаническом основании, что обуславливает пестроту петрохимических особенностей базальтидов, развитие пород известково-щелочной серии и андезитового вулканизма. Все это сближает данный тип геодинамической обстановки с древними островодужными системами.

Древние и современные рудообразующие системы сопоставляются нами по следующим информативным и хорошо диагностируемым признакам: характеру вмещающих толщ, морфоструктурным особенностям и механизмам отложения рудного вещества, минералого-геохимическим особенностям и изотопному составу серы, одному из важнейших рудослагающих элементов рассматриваемых систем.

Типы рудовмещающих разрезов. Выделяется четыре типа рудовмещающих разрезов, отражающие определенные литолого-фациальные и геодинамические обстановки рудоотложения: вулканогенный спрединговый, вулканогенный островодужный, вулканогенно-осадочный островодужный и вулканогенно-осадочный рифтогенный.

Вулканогенный спрединговый тип сложен породами преимущественно базальтоидного ряда в ассоциации с глубокоководными гиалокластическими, гемипелагическими и кремнистыми осадками, характерными для спрединговых океанических зон и задуговых бассейнов. Продукты вулканизма относятся к недифференцированным или бимодальным толеитовым сериям. Такой тип разреза характерен для рассмотренного выше Маинского месторождения, для месторождений Тесиктас в Центральном Казахстане, Передового хребта Кавказа, некоторых месторождений Урала (Дегтярское, Летнее), Ньюфаундленда, месторождений "кипрского" типа Средиземноморья. Из современных рудообразующих систем - это рудовмещающие базальтоиды спрединговых зон Тихого и Атлантического океанов и Красноморского рифта.

Вулканогенный островодужный тип представлен лавами, туфами, туфобрекчиями, субвулканическими и жерловыми фациями базальтового, андезитового, дацитового и риодацитового состава, в меньшей мере туфами, туфобрекчиями и рифтогенными известняками. Здесь можно выделить подтип разреза примитивных островных дуг, в котором преобладают основные вулканы недифференцированных или бимодальных серий, и подтип зрелых дуг с более широким проявлением на заключительных этапах развития дуг кислых и средних вулканитов дифференцированных серий. Кислые вулканы отмечаются и в разрезах островных дуг, заложенных на энциалическом основании микроконтинентов или окраин континентов, где они составляют значительную долю. Этот тип разреза характеризует большинство колчеданно-полиметаллических месторождений классических рудных районов, среди которых Рудный Алтай, Уральская колчеданосная провинция, Иберийский пояс, тип "куроко" в Японии, рассмотренные месторождения Восточной Тувы, Салаирского кряжа, Курильской гряды. Современное рудообразование в подобных рудовмещающих комплексах

отмечается в Средиземноморской островодужной системе и некоторых районах островных дуг юго-западной части Тихого океана.

Вулканогенно-осадочный островодужный тип отличается большой пестротой слагающих пород, широкой вариацией мощностей и резкой фациальной изменчивостью в пределах рудных районов. Он характерен для внутриостроводужных и заостроводужных обстановок в зонах перехода дуга-континент со сложным палеорельефом и сочетанием субаквальных и субаэральных условий. Здесь преобладают разнообломочные туфогенные и терригенные породы, хемогенные и рифогенные известняки, граувакки и флишоподные толщи в переслаивании с лавовыми кислыми и основными породами. Ярким представителем этого типа разреза являются рудовмещающие породы Озерного и ряда других месторождений в Озернинском рудном узле Западного Забайкалья и рудовмещающие толщи рудно-алтайских месторождений.

Вулканогенно-осадочный рифтогенный тип характеризуется контрастностью строения, достаточно стабильной глубоководной обстановкой, большой фациальной выдержанностью. В этом типе отмечается сочетание толщ вулканогенных пород нормальных и щелочных базальтоидов толстовой серии с монотонными толщами флишоподных кремнисто-черносланцевых пачек, горизонтов песчано-алевритовых пород, толщ хемогенных известняков и доломитов. Такой тип разреза был описан для Холоднинского месторождения. Другими близкими аналогами можно назвать такие месторождения, как Салливан, Маунт-Айза, Хилтон, Мак-Артур, Брокен-Хилл, Раммельсберг, Филизчай. Терригенно-карбонатный тип разреза характерен для рифтовых бассейнов впадин Гуаймас в Калифорнийском заливе и Эсканаба в хр. Горда, в рифте Афар, где отмечаются процессы современного гидротермального рудообразования.

Структурные факторы и механизмы отложения рудного вещества. Морфоструктурный анализ древних и современных рудных образований позволяет выделить несколько основных морфологических типов рудных залежей колчеданно-полиметаллических месторождений, определяемых региональными рудоконтролирующими и локальными рудолокализирующими структурами.

Первый тип характеризуется ярко выраженными положительными формами сульфидных построек на океанических базальтах срединно-океанических хребтов в местах истечения рудоносных растворов вдоль разломов, ограничивающих осевые зоны рифтовых долин. Они встречаются в виде единичных построек (холмы, трубы, конусы, пагодо- и грибообразные тела) со шлейфами обломочных руд либо образуют поля построек типа "Венского леса" в бассейне Манус. Очевидно, такие же постройки формировались и в древних спрединговых зонах, где в офиолитах встречаются штоко-, линзообразные и изометричные залежи различной масштабности.

Второй тип рудных залежей характеризует условия отложения в кратерах, кальдерах и жерлах вулканов и определяется их масштабностью и конфигурацией. Они встречаются в виде конусо-, воронкообразных, линзовидных изометричных залежей или холмов на дне кальдер, часто в

комбинации с подстилающими прожилково-вкрапленными пегматитовыми рудами и перекрывающими пластовыми залежами. Это один из наиболее распространенных типов морфоструктур древних островодужных систем и современных вулканических построек, подводных вулканических гряд задуговых бассейнов и океанов, приосевых одиночных вулканов и бортов срединно-океанических хребтов. В последнее время рудообразование в кальдерах и кратерах выявляется все чаще. Так, например, сульфидные руды и гидротермальные рудоносные источники обнаружены в кальдерах г.Идзена (Окинавский трог), г.Осевой (хр. Хуан-де-Фука), г.Франклин (бассейн Вудларк), вулкана Полинаро (Тирренское море), в кальдере Пийпа (тыловая дуга Курильской гряды).

Третий основной и наиболее масштабный тип морфоструктур - пластовые, ленто- и плащеобразные рудные залежи часто многоярусного залегания в туфогенно-терригенно-осадочном разрезе. Они формируются в депрессионных структурах типа прибортовых трогов, грабен-синклипалей, контролируемых системой продольных, либо комбинацией продольных и поперечных разломов. В первом случае в узких трогообразных структурах образуются протяженные пластовые залежи, длина которых значительно превышает ширину. Такой тип рудных залежей описывался на Холоднинском месторождении [Дистанов и др. 1982], из других примеров можно назвать протяженные пластовые тела таких крупных месторождений, как Маунт-Айза, Раммельсберг, Мак-Артур, Филизчай и многих других. В современных рифтовых зонах пластовые залежи небольших размеров располагаются вдоль бортов осевых рифтовых зон и рифтовых долин СОХ или вскрываются глубоководным бурением в миоценовых осадках современных океанов. Во втором случае рудолокализирующие депрессии морского дна определяются мозаичными блоковыми подвижками фундамента, а руды локализуются в замкнутых брахисинклинальных структурах. Классическим современным примером подобных структур могут служить рудоносные впадины Красноморского рифта, наиболее крупная из которых, Атлантис II, вмещает большие запасы рудоносных илов. Подобная структурная картина описывалась нами и в пределах Озернинского рудного узла в Западном Забайкалье, где выделяется более двадцати рудоносных брахисинклинальных структур, к одной из которых приурочено крупнейшее Озерное месторождение [Ковалев, Бусленко, 1992].

В вулканогенно-осадочных комплексах островодужных систем помимо гидротермально-осадочных строго стратифицированных пластовых залежей встречаются субсогласные линзо- и пластообразные залежи, происхождение которых связывается с процессами постседиментационного рудоотложения путем гидротермального замещения слаболитифицированных осадков (типа рудообразующей системы впадины Гуаймас в Калифорнийском заливе) и заполнения межплоскостных отслоений часто под экранами менее проницаемых пород. Подобный тип оруденения описан на примере ряда месторождений северо-западной части Рудного Алтая [Колчеданно-полиметаллические месторождения ..., 1991] и в современной рудообразующей системе во впадине Гуаймас в Калифорнийском заливе [Лисицын и др., 1990].

Морфологические особенности древних и современных сульфидных образований определяются механизмом разгрузки рудообразующих систем. Как образно отметил А.П.Лисицын [1992], современная гидротермальная система связана между собой количественно и качественно как корни, ствол, крона и ежегодный опад у растений, где выделяется корневая флюидофильтрующая рудоподводящая зона, устьевая придонная постройка, гидротермальный флюид, металлоносные осадки и широкие области рассеяния растворов и газов. При этом надо учесть, что в придонных постройках откладывается незначительная часть выносимого эндогенного вещества, а остальное рассеивается в океане. Можно утверждать, что главную роль в формировании крупномасштабных месторождений будут играть механизмы, способствующие локализации поступающих рудоносных флюидов, а также характер истечения их на морское дно. Так или иначе, разгрузка гидротермальных растворов связывается с тремя главными механизмами - гидротермально-метасоматическим рудоотложением в корневых зонах, гидротермальным свободным осаждением у устьев каналов и гидротермально-осадочным рудоотложением в дистальных фациях. Они достаточно хорошо изучены и на древних колчеданно-полиметаллических месторождениях.

Гидротермально-метасоматическое рудоотложение проявляется в рудоподводящих зонах в виде сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации в гидротермально-измененных породах и почти повсеместно фиксируется под массивными рудными телами древних месторождений и холмообразными постройками в зонах современного рудоотложения. Зоны частичной разгрузки в рудоподводящих каналах встречаются и в гидротермально-осадочных пластовых залежах как, например, на месторождениях Мак-Артур-Ривер и Маунт-Айза, в виде метасоматических залежей кварц-доломит-пирит-халькопиритовых руд. С механизмом гидротермально-метасоматического рудообразования связывается формирование субпластовых и линзообразных залежей массивных и прожилково-вкрапленных руд в условиях разгрузки гидротермальных растворов в слаболитифицированные осадки под экранами глинистых толщ или субпластовых базальтовых покровов. В этой обстановке эффект экранирования приводит к растеканию в слоистых толщах гидротермальных растворов, поступающих по зонам разломов, пропариванию толщ, метасоматозу, вовлечению в гидротермальный процесс новых компонентов вмещающих осадков и поровых вод и отложению в полостях отслоения и зонах трещинной фильтрации рудного вещества в виде секущих и субпластовых залежей. Подобный механизм так называемого придонного замещения в условиях небольших глубин описан для ряда древних месторождений Рудного Алтая [Колчеданно-полиметаллические месторождения..., 1991], а также для современного рудообразования на примере впадины Гуаймас [Лисицын и др., 1990].

Второй принципиально важный механизм формирования рудных залежей в подводных условиях связан с резким изменением физико-химической обстановки при извержении гидротермальных растворов в охлажденную слабощелочную океаническую воду, что вызывает мгновенное выпадение в осадок большинства рудных компонентов. Это главный

механизм формирования современных сульфидных построек в спрединговых океанических зонах, кальдерах и кратерах подводных вулканов. Постройки аналогичного механизма осаждения рудных компонентов в последнее время реставрированы на многих древних вулканогенных сульфидных месторождениях [Зайков, 1991; Придонные гидротермальные постройки ..., 1988; Продукты разрушения ..., 1991].

Третий, гидротермально-осадочный, механизм отложения сульфидов является наиболее масштабным, охватывает большие площади депрессионных структур и приводит к формированию крупнейших месторождений мира. Он характеризуется хемогенным осаждением рудных компонентов из придонных рассолов, образующихся при смешивании рудоносных флюидов и морских вод. Возможно осаждение рудного вещества и в твердофазном состоянии при извержении фонтанирующими флюидами и последующем разносе частиц подводными течениями в благоприятной гидродинамической обстановке. В месторождениях этого типа отмечается чрезвычайно равномерное распределение рудного вещества в протяженных плащеобразных телах и тонкодисперсное и глобулярное строение руд. Что касается современных примеров гидротермально-осадочного рудообразования, то более всего этот механизм проявлен в красноморских рифтовых впадинах и некоторых участках осевых рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Гидротермально-осадочные руды обнаружены и в миоценовых осадках океанических бассейнов, однако больших скоплений современных гидротермально-осадочных руд в океанических хребтах и в спрединговых зонах задуговых бассейнов пока не обнаружено. Древние аналоги таких руд и механизм ритмичного хемогенного осаждения рудных осадков подробно рассматривались нами на примере Озерного и Холоднинского месторождений. Описаны они и на таких слабометаморфизованных месторождениях, как Маунт-Айза, Хилтон, Раммельсберг, Санта-Лючия, Карлота, Жайрем, тонкозернистые руды которых представляют одну из проблем для технологии обогащения.

Генетическая информативность текстур и структур руд. Индикатором механизма отложения руд служит текстурный рисунок. Он содержит важную информацию о закономерностях функционирования рудоносной системы, проявляющихся в ритмичном строении руд, пространственной и временной смене минеральных ассоциаций, структурном состоянии вещества. Каждому из выделенных механизмов отложения руд отвечают определенные текстурные разновидности. Штокверковые рудоподводящие зоны характеризуются прожилковыми, вкрапленными и массивными текстурами. В гидротермально-метасоматических рудах придонного замещения также широко представлены текстуры выполнения и замещения: метаколлоидные, массивные, брекчиевидные, вкрапленные и прожилковые. Для гидротермальных руд устьевых зон современных придонных сульфидных построек характерны пещеристые, пористые, гребенчатые, крустификационные текстуры, а для древних их аналоги: метаколлоидные, колломорфно-почечные и ритмично-полосчатые. Высказывается предположение, что формирование метаколлоидного рисунка происходит не только из коллоидных, но и из истинных растворов, рудное

вещество которых отлагается в концентрированном твердофазном состоянии [Жабин, 1979; Ельянова, 1989]. Гидротермально-осадочные руды характеризуются слоистыми, ритмично-слоистыми, двух-, трех- и четырехчленного строения, градационно- и гравитационно-слоистыми и седиментационными брекчиевыми текстурами.

Минеральный и химический состав руд колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири представлен пиритом, на долю которого в некоторых рудных залежах приходится до 80-90%, сфалеритом, халькопиритом, галенитом и баритом. Гидротермально-осадочные руды Холоднинского и Озерного месторождений существенно цинковые с соотношением цинка к свинцу примерно 5:1. Месторождение Кызыл-Таштыг свинцово-медно-цинковое и по своим генетическим особенностям и минеральному составу близко к классическому уральскому типу. Вместе с тем, присутствие более поздней низкотемпературной барит-полиметаллической ассоциации приближает названное месторождение к рудно-алтайскому типу. Маинское месторождение относится к медно-колчеданному типу "бесси". Месторождения Салаирского кряжа представлены кварц-барит-полиметаллической и сфалерит-пиритовой минеральными ассоциациями. Месторождения северо-западной части Рудного Алтая характеризуются достаточно широкими вариациями рудных минералов, среди которых главными являются пирит и сфалерит, второстепенными - галенит и халькопирит. И, наконец, месторождение Валентина на о-ве Кунашир представлено ассоциациями руд типа "куроко".

Таким образом, все эти месторождения отражают достаточно широкий диапазон минеральных типов, достаточно полно характеризующих группу колчеданных месторождений других регионов мира. Для большинства из них устанавливается определенная последовательность формирования минеральных ассоциаций и распределение в пространстве, проявляющиеся в вертикальной и латеральной зональности. Одной из важнейших особенностей древних вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений является достаточно частая пространственная ассоциация сульфидных руд с сульфидно-железоокисной кремнистой и железомарганцевой карбонатной стратиформной минерализацией, образующей латеральные ряды или тесно вплетающейся в процесс сульфидообразования. Если рассматривать с этих же позиций современное подводное сульфидное рудообразование, то по масштабам рудообразующих систем, дискретности распределения сульфидных рудопроявлений и минеральных типов, последовательности формирования минеральных ассоциаций, общему минеральному составу и парагенезису с металлоносными железомарганцевыми осадками в рудных районах спрединговых зон океанов, можно провести достаточно близкую аналогию с древними рудами.

В современных рудообразующих системах отмечается широкая вариация минеральных ассоциаций как в пределах протяженных спрединговых зон, так и локальных гидротермальных полей, проявляющаяся в отложении существенно пиритовых или кварц-пиритовых, медных, цинковых, медно-цинковых и барит-серебро-галенитовых руд. Подобная дифференциация отмечается и в пределах

единичных сульфидных построек на базальтах рифтовых долин или осевых рифтовых зон, в кальдерах и кратерах вулканов, в осадочных породах троговых структур, где выделяются минеральные агрегаты обогащенные кристобалитом, ангидритом, баритом, марказитом, вюртцитом, борнитом, халькопирротинном, пиритом, пирротинном, сфалеритом и другими минералами. По химическому составу сульфидные руды рифтовых долин СОХ можно разделить на два типа: колчеданный и цинково-медно-колчеданный. Это разделение в какой-то мере условно, так как тип руд определяется местом отбора проб, зональностью рудных холмов, температурой и составом гидротермальных растворов и другими параметрами. Поэтому на одном рудном поле могут присутствовать оба типа и их промежуточные разности. Прослеживается корреляция состава руд и температуры минералообразования: из высокотемпературных растворов отлагаются цинково-медно-колчеданные разности, а при снижении температуры уменьшается доля меди и отлагаются цинково-колчеданные и колчеданные руды. Часто внутренние и нижние части сульфидных построек несут высокотемпературную медную минерализацию, а внешние, более низкотемпературные, - цинковую и барит-полиметаллическую, что в целом согласуется с зональностью рудных залежей древних месторождений. В крупных залежах сульфидных руд типа "рудных холмов" отмечается следующая минеральная зональность: вершина постройки сложена пиритом, баритом, сфалеритом и пирротинном; центральная часть - пирротинном, сфалеритом и халькопиритом; основание - пирротинном и халькопиритом [Pouit, 1990].

Формирование современных руд происходит в неравновесных физико-химических условиях и приводит к отложению таких метастабильных минералов как марказит, вюртцит, иорданит, халькопирротин, изокубанит, а также ряда минеральных фаз высокотемпературной системы Cu-Fe-S. В процессе обезвоживания, диагенеза эти руды, попадая в стабильные P-T - условия, по минеральному составу будут приближаться к рудам древних месторождений. Существенное отличие минерального состава современных рудообразующих систем спрединговых океанических зон и рудоносных илов Красного моря от древних сульфидных руд заключается в слабом представительстве галенита. Вместе с тем аномальная галенитовая минерализация выявлена в районе задугового бассейна Манус и в Окинавском трое, где установлены кислые дифференциаты толеитовых магм. Корреляция содержания свинца с типом вмещающих пород прослеживается и на древних месторождениях островодужных систем, заложенных на энциалическом основании.

Средний химический состав океанической сульфидной руды по усредненным группам 149 проб из районов САХ, ВТП, хребтов Хуан-де-Фука, Эксплорер, Горда, Галапагосского и Калифорнийского залива, рассчитанный по данным И.С.Грамберга и др. [1990], представлены в табл. 5.

Содержание серы в массивных рудах из этих районов, по данным различных авторов, колеблется в пределах 34-52 вес.%. Довольно близкий состав и рудоносных осадков впадины Атлантис П в Красном море. По данным Г.Н.Батурина [1988], колебания концентраций элементов в пробах

следующие: (вес.%) Zn - 2,3-5,07, Cu - 0,49-1,09; Pb - 0,048-0,08; Ba - 0,121-0,196; Mn - 0,70-1,77; Fe - 26,3-33,6; (г/т) Co - 45-116; As - 255-410; Sb - 22-295; Ag - 45-165; Au - 0,85-1,1. Здесь заключено 1,801 млн т Zn; 0,45 млн т Cu; 3,75 тыс.т Ag; 47 т Au и 5368 т Co [Guney et al., 1988]. На 70% и более металлоносные осадки этой впадины сложены аморфными гидроокислами железа и кремнезема. От руд спрединговых зон океанов они отличаются относительно невысокими содержаниями серы.

Т а б л и ц а 5

Химический состав океанической сульфидной руды

Значение	Fe	Cu	Zn	Ba	Pb	Mn	Co	Ni	As	Ag	Cd	Au
Средн.	25.33	3.1	5.88	0.40	1529	0.05	50.43	30.65	342.4	84.33	194.1	2.3
Макс.	36.8	16.25	28.84	1.64	9120	0.16	103.8	56.5	711	172.6	550	12.85
Мин.	5.0	0.06	1.17	0.01	230	0.005	5.4	2.7	62	15.1	32	0.07

П р и м е ч а н и е. Fe, Cu, Zn, Ba - в вес.%, остальные элементы в г/т.

В характере распределения элементов-примесей в рудах древних и современных рудообразующих систем намечается две тенденции. Во-первых, они имеют близкий спектр элементов, среди которых главными являются кадмий, мышьяк, сурьма, серебро и золото и второстепенными - кобальт, германий, таллий, висмут, ртуть, олово, молибден и ряд других. Во-вторых, распределение этих элементов крайне неравномерное - от следов до ураганных концентраций. С генетической точки зрения интересно аномальное накопление и дискретное распределение таких элементов, как молибден, германий, золото, ртуть, олово в сульфидных рудах, связанных с современным и древним вулканизмом. Например, в современных рудах Галапагосса, Срединно-Атлантического хребта и впадины Атлантик П отмечается аномальное накопление молибдена (100-350 г/т) [Батулин, 1988; Грамберг и др., 1990]. Интересным представляется обогащение гидротермальных источников германием над южной осью ВТП, а также в районе 21° с.ш. и Галапагосского рифта [Mortlock, Froelich, 1986]. Весьма высокие концентрации ртути были зафиксированы в осадках ВТП (до 400 г/т) и в марганцевых конкрециях (более 2000 г/т), тяготеющих к центрам вулканизма спрединговых зон [Cox, McMurtry, 1981].

Наиболее впечатляющи ураганные концентрации золота, выявленные в вулканических спрединговых зонах океанов и задуговых бассейнов. В кальдере вулкана г. Осевой на продолжении рифтовой зоны хр. Хуан-де-Фука высокотемпературные медно-цинковые и низкотемпературные баритовые руды содержат свинца до 4%, серебра до 400 и золота до 1000 г/т [Jonasson et al., 1990]. Высокие содержания золота (до 71,6 г/т)

выявлены в массивных сульфидных рудах и брекчиях измененных базальтов и серпентинитов САХ в участках активной блоковой тектоники [Судариков и др., 1990]. Золото-полиметаллическая минерализация в активном вулканическом фронте впервые была выявлена в андезитах кальдеры подводной горы Каиката к западу от желоба Огасавара (Бонин) [Urabe et al., 1987]. Повышенная золотоносность (до 20,1 при средней 2,9 г/т) установлена в сульфидных кремнисто-баритовых рудах вулканического хр. Валу-Фа в тылу островных дуг бассейна Лай [Gold..., 1990; Lisitzin et al., 1992]. В кальдере Луис в пределах энсиматической вулканической островной дуги Табар-Фени (Папуа-Новая Гвинея) плиоцен-голоценового возраста располагается крупнейшее в мире месторождение золота, происхождение которого связывается с мантийными глубинными процессами [McInnes et al., 1991]. В вулканических постройках островных дуг Тирренского моря массивные сульфидные руды с высокими содержаниями свинца, цинка, меди и бария характеризуются аномальными концентрациями золота (7 г/т), а также ртути (6400 г/т), мышьяка (4800 г/т), сурьмы (2000 г/т) и серебра (460 г/т) [Stoffers, Oberhenli, 1987]. Такая полиэлементная специализация в какой-то мере может быть объяснима развитием средиземноморской островной дуги на сложном гетерогенном фундаменте. В заключение следует отметить, что широкий спектр элементов и колебание их содержаний в рудах характерен не только для районов деструктивных окраин плит с дифференцированным магматизмом, но и в районах наращивания плит, где проявляется исключительно базальтоидный толеитовый магматизм.

Такая же тенденция в распределении элементов-примесей прослеживается в рудах древних колчеданно-полиметаллических месторождений. В рассмотренных нами месторождениях Сибири интересно накопление таллия в гидротермально-осадочных рудах Озерного месторождения, олова и германия в рудах месторождения Кызыл-Таштыг, висмута и золота в рудах месторождений Салаирского кряжа и северо-западной части Рудного Алтая. Известна аномальная золотоносность многих вулканогенных сульфидных месторождений, наиболее ярко проявляющаяся на месторождениях архейских зеленокаменных поясов, в которых широко представлены продукты мантийного происхождения. Повсеместная золотоносность установлена в пределах протяженного девонско-карбонового Иберийского пиритового пояса, развивающегося, судя по вмещающим сланцево-кварцитовым и сланцево-граувакковым формациям с фельзит-мафитовыми вулканитами, наподобие рифтогенной или троговой структуры [Strauss, Beck, 1990]. Высокие содержания ртути установлены в сфалеритах вулканогенных месторождений Канады и Швеции [Jonasson, Sangster, 1975; Wiolenfalk, 1979]. Аномальные концентрации ртути выявлены также в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения Жайрем в Центральном Казахстане [Дербасова и др., 1984], в рудах пиритового пояса Южной Испании, в которых кроме того установлены аномалии мышьяка, сурьмы, таллия, серебра и золота [Randers, Germann, 1990]. И, наконец, геохимически информативна обогащенность оловом сульфидных руд месторождения Гeko в докембрийском зеленокаменном поясе Абитиби и на место-

рождениях Кидд-Крик, Саут-Бей, Манитувейдас, Батерст, Блейквасли, Салливан [Mulligan, 1978; Petersen, 1986], позволяющая говорить о возможной связи этого элемента с проявлениями базальтоидного магматизма.

Таким образом, по минеральным ассоциациям, вещественному и химическому составу основной массы руд, характеру накопления и распределения элементов-примесей современные рудообразующие системы вполне могут быть сопоставимы с сульфидными рудами древних месторождений. Естественно, что при проведении таких аналогий должны учитываться процессы диагенетического и метаморфического преобразования древних руд, приводящие к определенному изменению минерального и структурного состояния вещества. Вместе с тем, эти преобразования вплоть до уровня эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма не сопровождаются коренным изменением первичного облика и валового химического состава руд, что позволяет устанавливать в древних рудах черты современных их аналогов, а в современных рудах видеть облик древних аналогов.

Изотопный состав серы сульфидов. Одной из главных проблем в генезисе колчеданных месторождений является источник серы и механизмы ее концентрирования в мощных (до десятка метров) и протяженных (до десятка километров) пластовых телах в вулканогенно-осадочных и осадочных породах или штокообразных залежах диаметром и глубиной в сотни метров сливных сульфидных руд в вулканогенных породах. Некоторую информацию для решения этого вопроса можно получить при изучении изотопного состава серы сульфидных минералов. Именно в этой группе месторождений проводились наиболее масштабные изотопно-геохимические исследования и накоплен большой фактический материал, позволяющий выявить важные пространственно-временные генетические характеристики колчеданного рудообразования. Значительный объем информации уже получен при изучении изотопного состава серы сульфидов современных рудообразующих систем.

Обстоятельный обзор состояния этой проблемы для древних колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих в вулканогенных толщах, проведен Дж.Франклином, Дж.Лайдоном и Д.Сангстером, а для группы полиметаллических месторождений в существенно терригенных толщах - Л.Густафсоном и Н.Уильямсоном [Генезис..., 1984]. Анализ изотопов серы сульфидов этих месторождений позволяет говорить в общих чертах о двух группах изотопных величин. Основная масса вулканогенных месторождений характеризуется серой, близкой к метеоритному стандарту, а группа месторождений в существенно осадочных толщах имеет значительно утяжеленную серу, со средним изотопным составом 10-20‰. Исключение представляют такие крупнейшие месторождения как Брокен-Хилл и Салливан в осадочных толщах, имеющие довольно однородную серу, близкую к метеоритному стандарту.

Большой комплекс исследований изотопного состава серы был выполнен нами для месторождений Сибири. Результаты анализов представлены на гистограммах (рис. 2), из которых видна достаточно четкая группировка месторождений по средним значениям. Для

VII

VI

V

IV

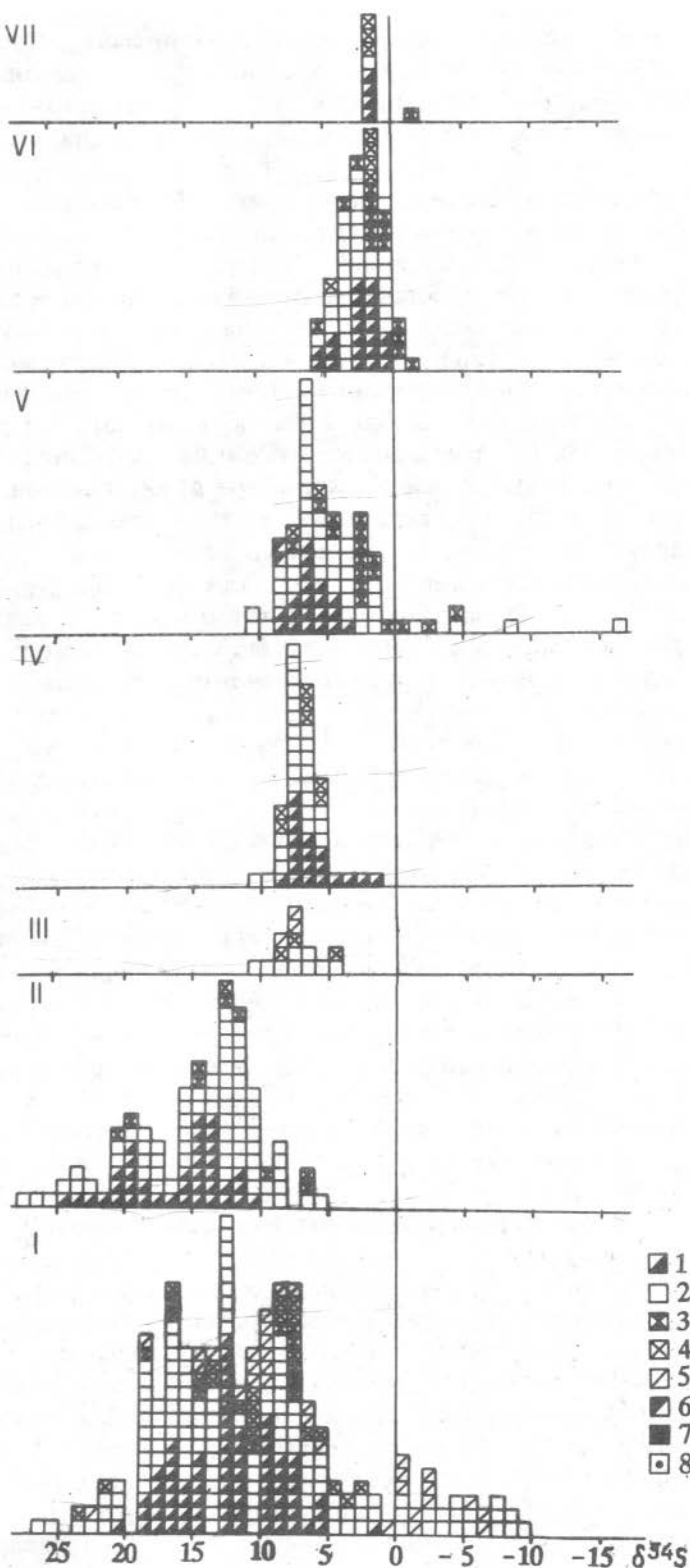
III

II

I

Рис. 2. Изотопный состав серы сульфидов колчеданно-полиметаллических месторождений азиатской части России:

I - Холоднинское, II - Озерное, III - Маинское, IV - Кызыл-Таштыг, V - Салаирское, VI - Корбалихинское, Юбилейное и Захаровское, VII - Валентина. 1 - сфалерит, 2 - пирит, 3 - галенит, 4 - халькопирит, 5 - пирротин, 6 - блеклая руда, 7 - смесь сульфидов, 8 - H_2S растворов.

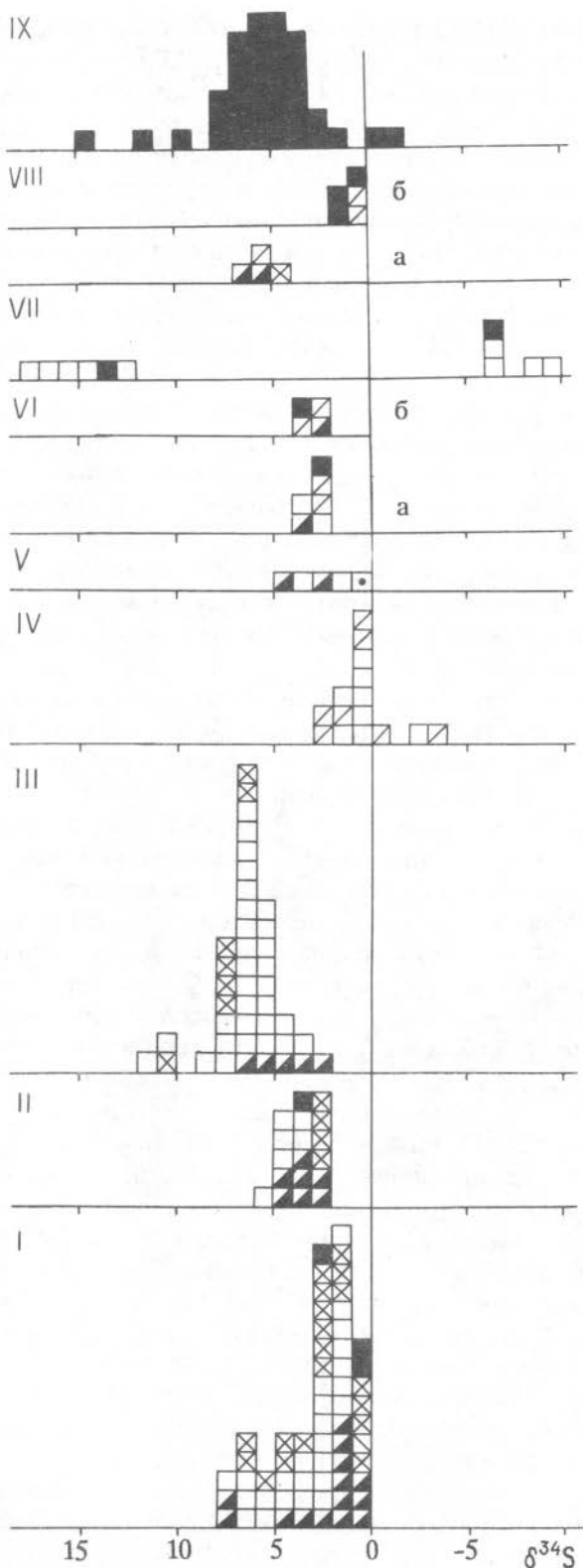


гидротермально-осадочных руд Холоднинского и Озерного месторождений средний состав изотопных величин серы сульфидов составляет около 10-15‰. Разброс части проб в сторону утяжеления и облегчения в рудах Холоднинского месторождения характерен для существенно пиритовых прослоев и вкрапленности сульфидов в графитистых сланцах на флангах рудных залежей и, скорее всего, объясняется влиянием экзогенных факторов бассейна седиментации. Месторождения Кызыл-Таштыгского и Салаирского рудных полей, Маинское месторождение, относимое к типу "бесси", характеризуются достаточно гомогенным составом серы, близким к средним величинам 6-8‰. Наиболее близки к метеоритному стандарту средние величины изотопов серы сульфидов месторождений северо-западной части Рудного Алтая и месторождения Валентина, представляющего наиболее близкий аналог руд типа "куроко". Если анализировать эти данные с позиции фациальных обстановок и типа рудовмещающего разреза, характера рудоотложения и морфоструктурных особенностей, то сохраняется та же тенденция в распределении изотопных характеристик, что отмечалась выше для двух групп древних месторождений. Одна имеет явно утяжеленную серу, а другая - облегченную, близкую к метеоритному стандарту. Вместе с тем, выделение этих групп отражает лишь самую общую закономерность, которая нарушается даже на таком казалось бы простом генетическом типе, как гидротермально-осадочный, что отмечалось выше для месторождений Салливан и Брокен-Хилл. Более пестрый изотопный состав серы устанавливается для месторождений комбинированного типа, где наряду с основными рудными залежами неправильных форм, тяготеющими к жерловым фациям, в перекрывающих терригенно-туфогенных стратифицированных толщах представлена стратиформная минерализация. Для этого типа месторождений устанавливается пространственно-временная эволюция изотопного состава серы единой рудообразующей системы. Так, например, корневые штокообразные зоны генетически близких месторождений Кызыл-Таштыг [Кузевный и др., 1991] и ряда месторождений Южного Урала [Заири, 1987] характеризуются серой, близкой к метеоритному стандарту, а сера сульфидных гидротермально-осадочных руд перекрывающих осадков имеет большую дисперсию как в сторону облегчения, так и в сторону утяжеления, что, скорее всего, объясняется общей эволюцией гидротермальных растворов и воздействием внешних факторов бассейна седиментации.

Ключ к познанию источника серы и причин широкой вариации ее изотопного состава в рудах древних сульфидных месторождениях может лежать в изучении масштабных современных рудообразующих систем в спрединговых зонах океанов, задуговых бассейнов и межконтинентальных рифтовых зон, где выявлены многие генетические типы сульфидных руд характерных и для древнего рудообразования. Основные изотопные характеристики серы сульфидов современных рудообразующих систем приведены на гистограммах (рис.3). Отмечается достаточно широкая вариация величин изотопного состава, среди которых можно наметить три группы: близкие к метеоритному стандарту (1, 1V, VIIIб), наиболее утяжеленные со средним значением $\delta^{34}\text{S} - 6\text{‰}$ (красноморские илы и поле

Рис. 3. Изотопный состав серы сульфидов современных рудообразующих систем.

I - ВТП, $9^{\circ}40'$ с.ш. (Гидротермальные сульфидные руды..., 1992); **II** - ВТП, 13° с.ш. [Hekinian, Fouquet, 1985; Гидротермальные сульфидные руды..., 1992]; **III** - САХ, поле ТАГ [Лени и др., 1991]; **IV** - Калифорнийский залив, впадина Гуаймас [Лени и др., 1988]; **V** - хр.Хуан-де-Фука, г.Осевая [Bischoff et al., 1983; Лени и др., 1988]; **VI** - Южная часть хр.Хуан-де-Фука: *a* - магматические сульфиды, *б* - гидротермальные сульфиды (данные авторов); **ВП** - САХ, 40 км от рифтовой долины, $14^{\circ}46'$ с.ш. (данные авторов); **VIII** - САХ, 15° с.ш.: *a* - магматические сульфиды, *б* - гидротермальные сульфиды (данные авторов); **IX** - смесь сульфидов рудных илов Красного моря [Shanks, Bishoff, 1980].
Усл. обозн. см. на рис. 2.



ТАГ в САХ) и промежуточная группа (II, V, VI). Сравнение этих гистограмм и гистограмм, построенных Д.В.Гричуком и А.Ю.Леином [1991] только для гидротермальных систем спрединговых зон, показывает, что отдельные функционирующие системы в целом имеют довольно гомогенный состав, хотя между ними могут проявляться значительные вариации. Отмечается утяжеление серы в наиболее крупной системе поля ТАГ и в рудных илах Красного моря. Отклонения изотопного состава серы значительны и для образцов, взятых на удалении от осевых спрединговых зон (группа VII) и из впадин, заполненных осадочным материалом. Например, значительные отклонения в сторону утяжеления зафиксированы в трогЕ Эсканоба хр.Горда. По данным Р.Коски и др. [Koski et al., 1990], изотопный состав серы сульфидов здесь колеблется в пределах 1.9-11.1‰. В задуговых бассейнах, где рудообразование происходит как в осевых спрединговых зонах, так и в кальдерах вулканов изотопные характеристики, как это было показано на примере сульфидных систем бассейна Манус, укладываются в рамки величин 2.8-5.1‰ [Шадлун и др., 1992]. Облегчение изотопного состава серы в океанических осадках вполне можно объяснить бактериальной сульфат-редукцией, утяжеление же большинство исследователей современных и древних рудообразующих систем в настоящее время объясняют вовлечением в рудообразующую систему океанической воды и поровых вод морских осадков.

Проблема источника серы для основной массы сульфидов решается не так однозначно. Большинство исследователей процессов современного рудоотложения считают, что источником серы являются сульфиды базальтов океанической коры ($\delta^{34}\text{S}$ около 0‰), выщелачиваемые в условиях рециклинга. Окончательный же изотопный состав сероводорода растворов определяется смешиванием магматической серы с серой от восстановления сульфата двухвалентным ионом железа базальтов. Согласно анализу, проведенному Д.В.Гричуком и А.Ю.Леином [1991], наиболее перспективной для объяснения вариации $\delta^{34}\text{S}$ является гипотеза изменения (возрастания) $\delta^{34}\text{S}$ рудообразующего раствора во времени за счет увеличения вклада от восстановления сульфата морской воды. Такой подход объясняет систематически наблюдающееся утяжеление изотопного состава серы H_2S раствора относительно стенки канала курильщика. Подобная изотопная эволюция серы гидротермальных растворов была подтверждена этими авторами количественно методом термодинамического моделирования. Полученные результаты объясняют некоторое различие, отмечаемое для отдельных рудо-образующих систем спрединговых зон океанов. Молодые или короткоживущие гидротермальные системы, в которых сохраняется часть неизмененных базальтов имеют $\delta^{34}\text{S}$ 2-4‰, а долгоживущие, "зрелые" системы, глубинные части которых подверглись длительной проработке, имеют более тяжелую серу ($\delta^{34}\text{S}$ - 6‰). Ранее повышенные значения $\delta^{34}\text{S}$ в H_2S во флюидах некоторых гидротермальных источников (на основе моделирования) объяснялись реакцией восстановления сульфатов в зонах измененных пород [Janecky, Shanks, 1988].

Развитие колчеданного оруденения вне осевых спрединговых зон в современных жерлах и кальдерах подводных вулканов и приуроченность

значительной части древних колчеданно-полиметаллических месторождений к этим же структурам самых разновозрастных островодужных систем, очевидно, предполагает привнос значительной части серы вулканическими эманациями и магматическими флюидами. Этой точки зрения придерживается большинство исследователей древних месторождений. Классическим представителем таких месторождений являются руды типа "куроко", в которых значения $\delta^{34}\text{S}$ достаточно гомогенны и несколько утяжелены относительно метеоритного страндарта. Свидетельством этого является изотопные данные серы сульфидов месторождения Валентина на о-ве Кунашир, которые приводятся на гистограмме (см. рис. 2, VII).

Прямой привнос больших количеств эндогенной серы отмечается также на многих действующих наземных вулканах. Так, например, во время извержения вулкана Килауэа на Гавайях объем эманаций SO_2 , поступающих из магматических камер на глубинах от 500 до 2000 м, составлял только за один день около 167 т [Chartier et al., 1988]. Магматическая сера поступает с магматическими газами и на Большом трещинном Толбачинском извержении (БТТИ) на Камчатке [Набоко, Главатских, 1990].

В плане решения вопросов источников вещества и эволюции гидротермальных растворов интересными представляются районы низкоскоростной спрединговой зоны центрального сектора САХ, где широко проявлены тектонические блоковые движения, процессы метаморфизма и к поверхности выводятся породы третьего слоя океанической коры - габброиды и ультрабазиты. В.Н.Шараповым и др. [1992] установлено, что большинство выявленных здесь штокверково-жильных рудопроявлений относится к кварцево-жильной малосульфидной формации. Здесь намечается тенденция увеличения "сульфидности" (колчеданности) с падением температуры флюида, поступающего из магматических тел по трещинам в виде жидкостных и газовых струй в области смешения флюидов с морской водой. Этот тип систем относится авторами к вулканогенным смешанным, в которых сера частично эндогенная, частично восстановленная из сульфатов морской воды.

Таким образом, в формировании современных сульфидных руд и древних колчеданно-полиметаллических месторождений в вулканических областях источником серы могут выступать прямые ее эманации из глубинных магматических очагов, сульфиды из базальтоидов второго слоя океанической коры и частично восстановленная сера сульфатов морской воды. Вариации изотопного состава серы в действующих гидротермальных системах связаны с эволюцией гидротермальных растворов и вовлечением в рудообразующую систему сульфатов морской воды. Вместе с тем, устанавливается значительное утяжеление серы в сульфидных рудах, залегающих в существенно терригенных породах. Как показывают наблюдения современного рудоотложения, утяжеление серы происходит в условиях вовлечения в рудообразующий процесс осадочных толщ, а точнее, морских поровых вод. Особенно это касается древних крупномасштабных гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений, пространственно удаленных от магматических очагов и формирующихся в троговых и рифтогенных структурах. Роль эндогенной серы в них уменьшается, а сульфатной - возрастает.

Одним из кардинальных и дискуссионных вопросов в теории эндогенного рудообразования является выяснение природы источника рудного вещества, роли корового и мантийного магматизма в формировании рудообразующих систем. Как было показано выше, древние и современные рудные образования группы колчеданных месторождений обладают удивительной унифицированностью, характеризуются близким минеральным составом и геохимической специализацией, несмотря на различие геодинамических обстановок, типов проявления магматизма и механизмов отложения рудного вещества. Все это в какой-то мере указывает на консерватизм источника вещества при колчеданном рудообразовании.

При рассмотрении геодинамических обстановок древних и современных месторождений замечено, что сульфидное рудообразование происходит практически на всех этапах развития Земли как до периода активного проявления плитной тектоники, так и в фанерозойское время, когда стали уверенно выделяться ее основные структурные элементы. В большинстве своем эти обстановки нахождения колчеданных месторождений связаны с процессами растяжения земной коры и структурами глубинного заложения - это архейские зеленокаменные пояса рифтогенной природы, внутриконтинентальные троговые структуры и авлакогены, современные спрединговые зоны океанов и задуговых бассейнов и межконтинентальный рифтогенез. И даже формирование наиболее представительного из группы колчеданных месторождения типа "куроко", располагающегося в островодужных обстановках зон субдукции, рассматривается исследователями [Horikoshi, 1990; Urabe, Marumo, 1990] в режиме смены этапа сжатия растяжением, рифтогенезом, сопровождающимся развитием глубокопроникающих на уровень верхней мантии тектонических разломов, обеспечивающих поступление магматического вещества и тепловых потоков.

Многими исследователями древних месторождений отмечалась тесная пространственная связь толеитовой и известково-щелочной серий с базальтоидным магматизмом и его генерирующую роль. На консерватизм базальтоидной магмы в формировании разновозрастных колчеданных месторождений указывал еще В.И.Смирнов [1974]. В районах развития колчеданных месторождений выделяются как последовательно дифференцированные, так и бимодальные серии гомодромного и антидромного рядов. Господствующее развитие в древних колчеданосных провинциях имеют продукты вулканизма натровой и калинатровой серий [Колчеданные месторождения..., 1979]. Отмечается тесная пространственная ассоциация многих колчеданных месторождений с кислыми эффузивными и субвулканическими дифференциатами основных магм на заключительных стадиях развития энсиматических

островных дуг. Приуроченность современной сульфидной минерализации кратеров и кальдер подводных вулканов внеспрединговых океанических зон к кислым дифференциатам толеитовых магм отмечалась Р.Батизой [Batiza, 1985].

Тесная ассоциация пород базальтоидного комплекса с сульфидным рудообразованием однозначно решается на примере древних медно-колчеданных месторождений с цинком и кобальтом, относимых к "кипрскому" типу и типу "бесси". Однозначно устанавливается приуроченность медной и медно-цинковой минерализации с базальтоидными породами толеитового ряда в срединно-океанических хребтах. Такая же минерализация выявлена и в связи с внутриплитным щелочным базальтоидным вулканизмом горячих точек океанических плит. Высокотемпературная медно-цинковая и низкотемпературная барит-полиметаллическая (свинцово-серебро-сульфосольная) ассоциации, наиболее близкие к рудам типа "куроко", выявленные в последнее время в задуговых спрединговых зонах, ассоциируют наряду с базальтами и с кислыми породами поздних стадий - риолитами, дацитами, андезитами. Эта минерализация наиболее близка к типам руд важнейших колчеданосных рудных районов древних островодужных систем, заложенных на сиалической или переходной коре. Для этих образований характерна возрастающая роль продуктов кислого вулканизма и таких элементов как свинец, серебро, золото, сурьма, барий и ряд других. Олово, таллий, висмут, молибден, в целом несвойственные первичной геохимической специализации базальтоидной магмы, приобретаются в ходе ассимиляции сиалической коры глубинной магмой и процессами вторичного обогащения. Не исключено, что и эти элементы, по крайней мере в некоторой своей части, продуцируются базальтоидной магмой. Так, например, выше отмечалось обогащение сульфидных руд некоторых участков спрединговых зон молибденом, а для олова была показана возможность изоморфного вхождения в значительных количествах в базальтовые стекла [Некрасов и др., 1982].

Большинство исследователей современных рудообразующих систем спрединговых зон в качестве исключительного источника рудных компонентов признают базальты второго слоя океанической коры, из которых эти компоненты извлекаются по рециклинговой модели путем глубокого проникновения океанических вод по зонам наиболее крупных разломов, ограничивающих рифты и кальдеры и достигающих глубин вплоть до границ верхней мантии [Arehart, 1989; Franklin, 1990; Лисицын, 1992]. В условиях функционирования конвективных ячеек над магматическими очагами, протекания обменных реакций между нагретой морской водой и вмещающими базальтами, зеленокаменного изменения последних формируется гидротермальный высокотемпературный раствор, поступающий на океаническое дно и отлагающий сульфиды. При этом предполагается, что выщелачиваются магматические ликвационные сульфиды, присутствующие в базальтах в виде вкрапленников, капель, прожилков [Акимцев и др., 1989]. Некоторые исследователи полагают, что для формирования рудоносного раствора достаточно повышенного кларкового фона элементов в базальтах, и подтверждают это

экспериментальными исследованиями и количественными подсчетами [Bischoff, Dickson, 1975; Курносов, 1986; Гричук, Краснов, 1989; Лисицын и др., 1990; Лисицын, 1992; и др.]. Однако этот вариант считается малоприемлемым при образовании гигантских месторождений, поскольку для этого потребовались бы огромные объемы пород [Campbell et al., 1984].

Вместе с тем, рециклинговая модель в полном ее объеме не всеми принимается однозначно, особенно для древних рудообразующих систем. Не отрицая роли участия морской воды в формировании компонентного солевого состава гидротермальных растворов, некоторые исследователи поступление основных рудных компонентов связывают с магматической деятельностью, процессами дифференциации и кристаллизации магм. В отечественной литературе этот вопрос освещался в ряде полемических статей Г.Ю.Бутузовой [1986 а, б; 1989], сторонницы магматической природы основных рудных компонентов для современных сульфидных систем, и ее оппонентами, Д.В.Гричуком и С.Г.Красновым [1989], сторонниками чистой рециклинговой модели. Г.Ю.Бутузова делает вывод о важной роли магматогенного источника в поставке сульфидообразующих элементов и о связи гидротермально-осадочного рудообразования с внутрикоровым очагом базальтоидного магматизма. Такой же точки зрения придерживаются Г.Н.Прокопцев и Н.Г.Прокопцев [1985; 1990], которые показали, что конечный этап ликвации сопровождается бурным выделением летучих газовой-флюидной фазы, концентрирующей значительную часть рудных компонентов базальтовой магмы. Такой флюидный дифференциат, по их мнению, мог поставлять основную часть рудного материала высокотемпературных гидротерм типа "курильщиков". Как видно из работ [Bougault, Cande, 1983; Hofmann, 1984,] такие процессы дифференциации могли протекать весьма специфично, поскольку в самой мантии в верхних ее частях проявлены неоднородности, и ее продукты зависят от состава первичного материала на месте плавления. По данным А.Хофмана [Hofman, 1984], гетерогенность мантии определяется метасоматозом под влиянием флюидной фазы и процессами рециклирования терригенных осадочных пород, океанической и континентальной коры и литосферы.

Интересные результаты в отношении источников и природы рудообразующих систем были получены В.Н.Шараповым с коллегами [1992] при изучении структурно-генетических типов оруденения в базальтах, ультраосновных и габброидных породах в районах срединно-океанического хребта Центральной Атлантики. Эти авторы делают вывод о том, что в недрах земной коры, в придонных породах и на дне можно ожидать проявления продуктов двух генетических типов флюидных рудообразующих систем: тектонометаморфогенных и гидротермально-магматогенных. Первые проявляются в процессе движения литопластин и их скучивания, вторые являются следствием внедрения в земную кору базитовых интрузивов и дифференциации магмы в камере. Предлагается механизм, по которому из магматических тел в земной коре по проводящим трещинным зонам к поверхности океанического дна осуществляется конвективный массоперенос в форме жидкостных и газовых струй, определенным образом взаимодействующих с

вмещающими породами и магматическими сульфидами в них, поровыми и трещинными водами. Такие системы авторы относят к вулканогенному типу смешанных рудообразующих систем. Минералого-геохимической особенностью смешанных магматогенных флюидных систем является явно выраженный кремниевое-малосульфидный профиль продуктов отложения при охлаждении гидротерм. Делается важный вывод о намечающейся тенденции увеличения "сульфидности" (колчеданности) с падением температуры флюида, а также в области смешения флюидов с морской водой. Значимость высокотемпературной пластической и низкотемпературной хрупкой деформации в проникновении морской воды в породы третьего слоя океанической коры при формировании гидротермальных растворов и переносе сульфидов подчеркивается и другими исследователями [Hebert, Constantin, 1991].

На возможность прямого присутствия постмагматических эманаций в составе рудообразующих систем указывают продукты наземного извержения вулканов. Изучение поведения свинца, цинка, меди и других элементов в продуктах излияния базальтов, андезитобазальтов и андезитодацитов на Большом трещинном Толбачинском извержении, Ключевском и Карымском вулканах на Камчатке позволило С.И.Набоко и С.Ф.Главатских [1990] сделать ряд важных выводов об источниках рудного вещества. Прежде всего выявляется металлогеническая специализация магматических эксгаляций - с магнезиальными базальтами проявляется преимущественно медная минерализация, а с кислой магмой - более свинцово-цинковая.

Магматические газы имели галлоидно-сернисто-углекислый с водородом состав. При выходе на поверхность они содержали H_2S и SO_2 приблизительно в равных количествах. По данным изотопного состава газы имеют магматическую природу, также как и привносимые ими медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, висмут, теллур, селен и ряд других элементов. Летучие (флюиды) привносились не только в период извержения. Наиболее интенсивное образование эксгаляционных рудных минералов происходило и в постэруптивный период вдоль проницаемых участков околожерловой зоны в течение наблюдаемых шести лет за счет миграции металлоносного флюида из магнезиального базальта, перемещенного из верхней мантии, и остывающих в корнях шлаковых конусов. Присутствие среди сульфидных минералов самородных металлов (Cu, Fe, Au, As) и интерметаллических соединений (CuZn, CuPb) отражает восстановительный характер флюида магнезиального базальта. По ряду геохимических параметров, в том числе и по относительным концентрациям серы, меди, цинка, свинца и железа состав мантийного флюида магнезиального базальта БТТИ близок к составу современных сульфидных руд, а также к древним колчеданным формациям.

Ярким подтверждением сказанного являются результаты количественного подсчета, произведенного при извержении одного из вулканов Сальвадора [Goossens, 1975]. Здесь за семь дней в 1970 г. вместе с пеплом было выброшено на поверхность 5 т меди, 14 т марганца, 0,7 т цинка, 0,9 т фтора, много хлора, сульфат-иона и других элементов. Прямое

поступление фиксируется и в современных подводных вулканах, где в кратерах и кальдерах формируются сульфидные руды.

Одним из интереснейших вопросов в проблеме генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений является природа свинца и соотношение этого элемента с железом, медью и цинком. Отмечаются весьма широкие колебания концентраций свинца в древних сульфидных рудах - от следов до формирования самостоятельного барит-полиметаллического минерального типа, где галенит является главным рудослагающим минералом. Свинец, как и барий, крайне неравномерно распределен и в образованиях современных рудообразующих систем спрединговых зон, где он либо постоянно фиксируется в виде изоморфной примеси в сульфидах, либо образует самостоятельную фазу. Повышенные количества его обнаружены во впадине Гуаймас, где рудообразование протекало в осадочных толщах, которые, как предполагается, служили его дополнительным источником, о чем свидетельствуют данные изотопного состава свинца [Hurray et al., 1988].

Значительные количества галенита в составе барит-полиметаллических руд обнаружены в последнее время в спрединговых зонах задуговых бассейнов. Такие же закономерности поведения этого элемента отмечаются в районах развития древних колчеданных месторождений, в которых максимальные его количества обнаруживаются в месторождениях, ассоциирующих с осадочными или кислыми породами. Обычно это геодинамические обстановки энсиалических островных дуг. Для колчеданно-полиметаллических месторождений вулканических областей, особенно для гидротермально-осадочного генетического типа, установлена высокая корреляционная связь галенита с цинком. Данные изотопного состава свинца этих месторождений указывают на его глубинный источник. Вместе с тем, на отдельных месторождениях наряду с нормальным выявляется доля аномального радиогенного свинца, что указывает на смешанный его источник. Так, анализ изотопов свинца примерно 30 стратиформных сульфидных месторождений каледонид Норвегии показал, что наименее радиогенный свинец совпадает с полем фигуративных точек свинца из вулканогенных месторождений океанических хребтов, а наиболее радиогенный - со свинцом внутриплитных континентальных обстановок [Bjorlykke, 1991]. Это позволяет говорить о комбинированном источнике этого элемента и смешении мантийного свинца с радиогенным, экстрагированным из пород древнего основания.

На примере функционирования современных подводных рудообразующих систем выявляется способность свинца к дифференциации и рассеиванию в процессе эволюции рудообразующей системы и смены температурного режима. Малые содержания его в современных сульфидных рудах океанических зон могут быть объяснены рассеиванием этого элемента при извержении высокотемпературных гидротермальных источников в океаническую воду. Дж.Эдмондом и К.Фон Даммом [Edmond, Von Damm, 1984] показано, что содержание свинца в высокотемпературных эманациях в 50 тыс. раз выше, чем в морской воде, однако основная масса его рассеивается в металлоносных придонных

осадках. Отмечено также, что свинец в ассоциации с CaCO_3 накапливается по периферии осевых зон хребтов [Varnavas, 198]). Аномалии свинцовой минерализации в островодужных системах и задуговых бассейнах, скорее всего, указывают на возможность вовлечения в рудообразующий процесс вторичных источников, сиалической коры и континентальных осадков.

Таким образом, приведенные данные по изотопии серы и свинца, характеру накопления и распределения элементов в рудах и породах, намечаемая их вариация в зависимости от состава вмещающей среды и магматических образований, свидетельствуют в большинстве своем о смешанном мантийно-коровом источнике рудных элементов. Вместе с тем, как для древних, так и современных колчеданно-полиметаллических месторождений можно говорить о постоянстве ассоциаций элементов, связанных с базитовым магматизмом, с одной стороны, и о гетерогенности источников для ряда рудных компонентов - с другой. Минералогическую специфику и масштабность проявления оруденения, скорее всего, определяют следующие первостепенные факторы:

1. Исходная неоднородность вещества верхней мантии.
2. Процессы дифференциации магмы и ассимиляции корового вещества.
3. Неравномерность распределения магматических сульфидов, извлекаемых в условиях рециклинга.
4. Переработка ранее отложенных сульфидов магмой поздних циклов вулканизма.
5. Вторичное вовлечение в рудообразующий процесс масс сульфидов спрединговых зон и металлоносных осадков первого слоя океанической коры в зонах субдукции.

Сравнительный анализ сульфидного рудообразования древних месторождений Сибири и других хорошо изученных месторождений различных регионов мира с современным рудоотложением в спрединговых зонах морей и океанов показывает, что несмотря на разнообразие геологических условий образования, на смену геодинамических режимов в истории Земли, петрогеохимическую эволюцию магматических процессов колчеданное рудообразование во все геологические эпохи обладало удивительной унифицированностью и консерватизмом, проявлялось в больших масштабах и инициировалось базальтоидным магматизмом. Их все объединяет характер морфоструктур, механизмы рудоотложения, сквозной минеральный состав (пирит, сфалерит, халькопирит, галенит и барит) и типоморфный набор элементов-примесей (кадмий, сурьма, мышьяк, висмут, серебро, золото и другие элементы). Как в древних вулканических поясах, так и в современных спрединговых зонах наращивания океанической коры сульфидные рудообразующие системы отличаются вариациями концентраций основных и малых элементов, обусловленных "внешними" коровыми и глубинными процессами, протекающими в мантии.

Благодаря открытию современных рудообразующих сульфидных систем выявлены граничные физико-химические параметры их функционирования, обуславливающие химический и минеральный состав руд и последовательность формирования минеральных ассоциаций. Эти данные подтвердили многие закономерности, выявленные ранее при изучении состава, строения и минералого-геохимических особенностей древних колчеданных месторождений. В сочетании с конкретной геодинамической позицией и морфоструктурными элементами они позволяют подойти к построению полноценных моделей рудообразующих систем по схеме: источник-перенос-отложение рудных компонентов. Нам представляется необходимым выделить трех типовых моделей формирования основной массы промышленных колчеданных месторождений: гидротермально-осадочная, гидротермальная и гидротермально-метасоматическая. Каждая из них несет набор генетических признаков, что отражается на облике руд и вмещающих пород месторождений.

В гидротермально-осадочной модели они проявлены в пластовой форме рудных залежей, в существенно осадочном типе рудовмещающего разреза, депрессионных рудолокализирующих структурах, равномерном и тонкодисперсном распределении сульфидов в рудных телах, осадочных и хемогенных текстурах руд, комплексе малых элементов, соосажденных в процессе седиментации, и низкими температурами рудоотложения.

Гидротермальная модель предполагает свободную придонную разгрузку высокотемпературных гидротермальных растворов на поверхность вулканических пород осевых спрединговых зон, депрессий

вулканических построек, кальдер и кратеров вулканов, с формированием холмо- и линзообразных залежей, наличие корневых рудоподводящих зон прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации и гидротермально-измененных пород, компактное, пульсационное и дифференцированное осаждение концентрированных масс сульфидов крустификационного текстурного рисунка.

Гидротермально-метасоматическая модель характеризуется развитием комплекса среднетемпературных гидротермально-измененных пород в самых различных литолого-фациальных обстановках, сложной морфологией секущих и субпластовых залежей, широким проявлением рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации в сочетании с компактными рудами. Не исключено сочетание отдельных элементов различных моделей в пределах одной рудообразующей системы. Примером таких комбинированных моделей могут служить месторождения Южного Урала, залегающие в вулканогенных породах в структурах кальдер и в околожерловых фациях, где массивные воронко- и штокообразные залежи гидротермального генезиса сочетаются на флангах и в верхних частях стратиграфического разреза с пластовыми гидротермально-осадочными рудами.

Все эти модели описывают конечный результат функционирования рудообразующей системы и не затрагивают более сложную ее часть - источники рудного вещества, зарождения и эволюции гидротермальных растворов. Эта сторона проблемы моделирования рудообразующих систем остается наиболее дискуссионной. Принимаемая в настоящее время многими исследователями рециклинговая модель, казалось бы, объясняет и источник рудных компонентов, и механизм зарождения гидротермальных растворов за счет глубокопроникающих океанических вод. Вместе с тем, примеры прямого поступления с флюидными эманациями современных подводных и наземных вулканов всего комплекса элементов, типичного для древних колчеданных месторождений и современных сульфидных руд, не позволяют считать эту модель универсальной. Это подтверждается и зависимостью минерального состава руд от степени дифференциации базальтоидной магмы, устанавливаемой на древних колчеданных месторождениях и в современных сульфидных системах заостроводужных бассейнов. Не отрицая роли рециклингового механизма особенно в спрединговых океанических зонах, нам представляется более реальным зарождение сульфидных рудообразующих систем как продукта смешанной магматогенно-флюидной природы с мантийным источником основных рудных компонентов. Роль глубинных разломов разрывной и сдвиговой природы и зон фильтрации как для рециклинговой модели, так и для мантийно-флюидных систем является первостепенной.

Большой проблемой остается выявление критериев формирования уникальных месторождений. Пока что она решается на уровне констатации тех же генетических признаков и геологических закономерностей нескольких десятков хорошо изученных крупных объектов, что устанавливаются и для более мелкомасштабных их аналогов. Не назван и не описан ни один из критериев, который бы определял масштабность

рудообразующей системы. Предположительно можно говорить о двух важных факторах - источнике вещества и механизме реализации рудообразующей системы. Большинство сульфидных построек современных спрединговых зон по своим масштабам не могут быть сопоставимы даже с мелкими древними месторождениями. Самая крупная залежь, известная в пределах Галапагосского рифта, имеет массу порядка 25 млн т. Очевидно, чисто рециклинговый механизм способствует формированию относительно мелкомасштабных месторождений, а возникновение крупных - обязано скорее всего вкладу глубинного мантийного источника и более длительному его существованию. Предполагается, что только в крупных современных подводных сооружениях, где в небольших количествах развиты кислые дифференциаты базальтовой магмы, формируются большие по масштабам рудные месторождения [Batiza, 1983]. Вообще же, ряд исследователей объясняют формирование крупных месторождений количественными особенностями соответствующих геологических процессов, качественно не различающихся на объектах разных масштабов.

Вторым важным фактором формирования крупномасштабных месторождений является характер разгрузки и концентрирования поступающих рудных компонентов. Рудообразующая система работает в условиях концентрирования рудных компонентов или в условиях их рассеяния. Первый процесс можно сравнить с тысячами мелких ручейков, стекающих в полноводную реку, а второй - с теми же ручейками, но выпадающими в океан и поглощаемыми им. Из фонтанирующих высокотемпературных гидротермальных источников в современных рудных полях спрединговых зон океанов отлагается в виде рудных залежей только 2-10% рудных компонентов, а остальные рассеиваются подводными течениями в осадках океанов [Лисицын, 1992]. Еще менее продуктивны субаэральные обстановки разгрузки рудоносных магматогенных флюидных систем. Как было показано С.И.Набоко и С.Ф.Главатских [1990] на примере БТТИ на Камчатке, только 2% рудных компонентов, преимущественно меди, отлагается на месте, а остальные рассеиваются в окружающей среде. И только благоприятные структурные условия (депрессионные троговые структуры, кальдеры и жерла вулканов, экранирующие осадочные и магматические породы, экраны кратерных озер в субаэральных обстановках и др.) способствуют концентрации всех компонентов, поступающих из конвективной ячейки, объемы и параметры которой определяются глубинными факторами на корово-мантийном и мантийном уровнях. Примером наиболее рационального и масштабного рудообразования по сравнению с океаническими рудообразующими системами являются депрессионные впадины Красного моря, заполненные рассолами, в которые разгружаются гидротермальные растворы. Вероятные запасы сухого обессоленного ила самой крупной впадины Атлантик II оцениваются в 100-200 млн т при содержании цинка и меди 5 и 1 вес.% [Митчел-Гарсон, 1984]. Это еще раз подтверждает наибольшую продуктивность именно этого типа структур, которые дают наибольший процент уникальных крупномасштабных месторождений гидротермально-осадочного генезиса.

Авдейко Г.П., Волынец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги, структурно-петрологические аспекты и проблема магмообразования // Вулканол. и сейсмол. - 1989. - N 5. - С.3-15.

Акимцев В.А., Третьяков Г.А., Шарапов В.Н. Магматические сульфиды в базальтах южной части хр. Хуан-де-Фука // Геология и геофизика - 1989. - N 2. - С. 58-62.

Батурин Г.Н. Вариации состава сульфидных руд океана // Геол.журн. - 1988. - Т. 48, N 5. - С. 77-87.

Бауман Л. Положение сульфидных геосинклинальных месторождений в плитнотектоническом цикле // Эндогенное рудообразование. - М.: Наука, 1985. - С. 186-210.

Буалло Г. Геология окраин континентов. - М.: Мир, 1985. - 155 с.

Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океаническом рудогенезе. Сообщ. 1. Источники воды, газов, серы и формирование основного солевого состава рудообразующих растворов // Литология и полез. ископаемые. - 1986а. - N 5. - С. 3-18.

Бутузова Г.Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 2. Источники рудообразующих элементов // Литология и полез. ископаемые. - 1986б. - N 6. - С. 3-18.

Бутузова Г.Ю. Еще раз к вопросу об источнике металлов в гидротермальном океанском рудогенезе // Литология и полез. ископаемые. - 1989. - N 1. - С. 114-119.

Генезис рудных месторождений. - М.: Мир, 1984. - Т.1. - 533 с.; Т. II. - 404 с.

Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. - СПб: Недра, 1992. - 278 с.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. - М.: Наука, 1987. - 237 с.

Горяйнов И.Н., Смекалов А.С., Пушеровский Ю.М. Металлогеническая таксономика океанического дна в связи с концепцией нелинейной геодинамики // Докл РАН. - 21992. - Е.322, N6. - С. 1113-1122.

Грамберг И.С., Краснов С.Г., Айнемер А.И. и др. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане // Сов. геология. - 1990. - N 12. - С. 81-91.

Гричук Д.В., Краснов С.В. Об источниках рудообразующих элементов в современных гидротермах дна океана // Литология и полез. ископаемые. - 1989. - N 1. - С. 105-113.

Гричук Д.В., Ленин А.Ю. Эволюция океанской гидротермальной системы и изотопный состав серы сульфидов // Докл. АН СССР. - 1991. - Т. 318, N 2. - С. 422-425.

Гуменный Ю.К. К изучению рудопроявлений о-ва Кунашир // Тр. СахКНИИ. - 1962. - Вып. 12. - С. 185-211.

Двойнин В.В., Газизова К.С. Месторождение Тесиктас // Металлогения Казахстана. Рудные формации. - Алма-Ата: Наука, 1978. - С. 37-40.

Дербасова А.Л., Кулинич В.В., Муканов К.М. Корреляционные соотношения ртуты с барием в рудах Жайремской и Ушкатынской групп месторождений (Центральный Казахстан) // Условия образования . рудных месторождений Казахстана. - Алма-Ата, 1984. - С. 166-175.

Дистанов Э.Г. Колчеданно - полиметаллические месторождения Сибири. - Новосибирск: Наука, 1977. - 352 с.

Дуничев В.М. О взаимосвязи медно-полиметаллического и серного оруденения и их связи с вулканизмом на острове Кунашир (Курильские острова) // Современный вулканизм. Т.1. - М.: Наука, 1966. - С.253-258.

Ельянова Е.А. Формирование состава и строения руд при современном и древнем колчеданообразовании // Сов.геология. - 1989. N 12. - С. 17-26.

Жабин А.Г. Онтогенез минералов (агрегаты). - М.-Наука, 1979.

Заири Н.М. Геолого-генетические изотопно-геохимические модели месторождений колчеданосных формаций // Построение моделей рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1987. - С. 128-141.

Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин (на примере колчеданосных зон Урала и Сибири). - М.: Наука, 1991. - 206 с.

Злотник-Хоткевич А.Г. Древние и современные колчеданные руды: черты сходства и отличия // Зап. ВМО. - 1987. - Ч. 116, вып. 5. - С. 574-585.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Н., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. - М.: Недра. - 1990. - Кн. 1. - 320 с.; Кн. 2 - 332 с.

Ковалев А.А., Карякин Ю.В. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиции концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении // Металлогения и новая глобальная тектоника. - М.: Мир, 1973. - С. 81-85.

Ковалев К.Р., Бусленко А.И. Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). - Новосибирск: Наука, 1992. - 200 с.

Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая / Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю. и др. - Новосибирск: Наука, 1991. - 121 с.

Колчеданные месторождения мира. - М.: Недра, 1979. - 284 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. - М.: Мир, 1983. - 390 с.

Краснов С.Г., Попов В.Е., Черкашев Г.А. Результаты изучения современного океанского сульфидного рудообразования в связи с разработкой генетических моделей колчеданных месторождений // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных. формаций. - Новосибирск: Наука, 1988. - С. 118-126.

Краснов С.Г., Ельянова Е.А. Сравнительный анализ современного и древнего колчеданного рудообразования // Геология руд.месторождений. - 1990. - Т 32, N 4. - С. 76-88.

Кривцов А.И. Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология руд. месторождений. - 1987. - Т. 29, N 3. - С. 3-17.

Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. - М.: Мир, 1982. - 391 с.

Кузбный В.С., Дистанов Э.Г., Макаров В.А. и др. Изотопный состав серы колчеданно-полиметаллических руд Кызыл-Таштыгского рудного поля // Изотопные исследования процессов рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1991. - С. 30-40.

Курносое В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. По материалам глубоководного бурения. - М.: Наука, 1986. - 252 с.

Лени А.Ю., Ульянова Н.В., Гриненко В.А. и др. Геохимические особенности гидротермальных сульфидных руд Срединно-Атлантического хребта (26° с.ш.) // Геохимия. - 1991. - N 3. - С. 307-319.

Лени А.Ю., Гальченко В.Ф., Гриненко В.А. и др. Минеральный состав и геохимия пород с бактериальными обрастаниями из подводных построек // Геохимия. - 1988. - N 9. - С. 1235-1248.

Лисицын А.П. Эндогенное вещество, рудообразование и гидротермы на дне океана // Вулканогенно-осадочное рудообразование. - Спб., 1992. - С. 123-128.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. - М.: Наука. - 1990. - 255 с.

Магматические горные породы. Основные породы. - М.: Наука, 1985. - 486 с.

Медно-колчеданные месторождения Урала: Условия формирования - Екатеринбург: УрО РАН, 1992. - 307 с.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. - М.: Мир, 1984. - 495 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Закономерности поведения Cu, Zn, Pb в современном вулканическом процессе (к проблеме генезиса колчеданных месторождений) // Вулканология и сейсмология. - 1990. - N 2. - С. 36-52.

Неверов Ю.Л. Колчеданные полиметаллические рудопоявления типа "куроко" на Курильских островах и некоторые вопросы их генезиса // Тр. Сахалинского комплексного ин-та. - Южно-Сахалинск, 1963. - Вып. 15. - С. 55-65.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудн. месторождений. - 1991. - N 6. - С. 34-49.

Некрасов И.Я., Фролова К.Е., Мохов А.В. и др. Строение Sn-содержащих базальтовых стекол по данным электронной микроскопии и ИК-спектроскопии // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 267, N 5. - С. 1231-1234.

Попов В.Е., Красный А.И., Айнемер А.И., Черкашев Г.А. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО. - 1985. - Вып. 4 - С. 410-427.

Придонные гидротермальные постройки колчеданосных районов. - Свердловск: УрО АН СССР, 1988. - 119 с.

Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах. - Свердловск: УрО АН СССР, 1991. - 226 с.

Прокопцев Г.Н., Прокопцев Н.Г. Образование металлоносных гидротерм на дне океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1990. - N 4. - С. 96-107.

Прокопцев Н.Г. О механизме поступления рудного вещества на дно океана из базальтового расплава // Докл. АН СССР. - 1985. - Т. 283, N 4. - С. 964-968.

Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. - М.: Мир, 1986. - 159 с.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на юго-западном Алтае // Геотектоника. - 1982. - N 1. - С. 44-59.

Скиннер Б.И., Пек Д.Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторождения. - М.: Мир, 1973. - С. 195-207.

Смирнов В.И. Вулканы и руды // Вестн. АН СССР. - 1974. - N 3. - С. 21-27.

Судариков С.М., Ашадзе А.М., Степанова Т.В. и др. Гидротермальная деятельность и рудообразование в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта (новые данные) // Докл. АН СССР. - 1990. - Т. 311, N 2. - С. 440-445.

Тамбиев А.С. Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. - Тбилиси: Сабхата Сакартвело, 1986. - 231 с.

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья/ Э.Г.Дистанов, К.Р.Ковалев, Р.С.Тарасова и др. - Новосибирск: Наука, 1982. - 207 с.

Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Богданов Ю.А. и др. Минеральный состав, текстуры и условия образования современных сульфидных руд в рифтовой зоне бассейна Манус // Геология рудн. месторождений. - 1992. - N.5. - С. 3-21.

Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Сколотнев С.Г. О структурно-генетических типах рудообразующих систем Центральной Атлантики // Геология и геофизика. - 1992. - N 7. - С. 21-39.

Arehart G.B. Volcanogenic massive sulfides: comparison of ancient and modern marine ore-depositing systems // Mar. Mining. - 1989. - V. 8, N 3. - P. 225-244.

Batiza R. Abundances of hydrothermal mineral deposits of seamounts inferred from seamount petrologic characteristics and abundances // Proc. OCEANS'83, San Francisco, 29 Aug.-1 Sept., 1983. V. 2. - N.Y., 1983. - P. 797-800.

Batiza R. Qualitative assessment of polymetallic sulfide mineral deposits on seamounts // Mar. Mining. - 1985. - V. 5, N 2. - P. 181-190.

Bischoff J.L., Rosenbauer J., Aruscavage P.J. et. al. Seafloor massive sulfide deposits from 21° N, East Pacific Rise; Juan de Fuca and Galapagos Rift: bulk chemical composition and economic implications // Econ. Geol. - 1983. - V. 78, N 8. - P. 1711-1720.

Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200 °C and 500 bars: Implications for origin of sea-floor heavy-metall deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1975. - V.25, N 3. - P. 385-397.

Bjørlykke A., Vokes F.M., Birkeland A., Thorpe R.I. Lead isotope data for stratabound sulfide deposits in the Caledonides of Norway indicate mantle and crustal sources // Jt. Ann. Meet. Soc. Econ. Geol., Toronto, May 27-29, 1991: Program. with Abstr. - V. 16 / Geol. Assoc. Canada (GAC) and Miner. Assoc. Canada (MAC). - [Toronto], [0.0.91]. - С. A13.

Bougault H., Cande S. Le Leg 82 du programme international de forages océaniques profonds (I.P.O.D.): croûte océanique "normale" ou "anormale" sur la ride médio-Atlantique; propriétés géochimiques // C. r. Acad. sci. - 1982. - ser. 2. T.296, N 1. - P. 101-102.

Campbell I.H., McDougall T.J., Turner J.S. A note on fluid dynamic processes which can influence the deposition of massive sulfides // Econ.Geol. - 1984. - V. 79, N 8. - P. 1905-1913.

Chartier T.A., Rose W.I., Stokes J.B. Detailed record of SO₂ emissions from Pu'u "O'o between episodes 33 and 34 of the 1983-86 eruption, Eruption, Kilauea, Hawaii // Bull. Volcanol. - 1988. - V. 50, N 4. - P. 215-228.

Corliss J.B., Dymond J., Gordon L.J. et al Submarine thermal springs on the Galapagos Rift // Science. - 1979. - V. 203. - P. 1073-1083.

Cox M.E., McMurtry G.M. Vertical distribution of mercury in sediments from the East Pacific Rise // Nature. - 1981. - V. 289, N 5800. - P. 789-792.

Czamanske G.K., Moore J.G. Composition and phase chemistry of sulfide globules in basalt from the Mid-Atlantic Ridge rift valley near 37° N lat // Geol.Soc.Amer.Bull. - 1977. - V. 88. - P. 587-599.

Edmond J.M., Von Damm K.L. Formation of metalliferous deposits at ridge crests // 27 Международ. геол. конгресс., Москва, 4-14 авг., 1984: Тезисы докл. Т. 3. Секц. 06, 07. - М., 1984. - С.24-25.

Francheteau J., Needham H.D., Choukroune P. et al. Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered on the East Pacific Rise // Nature. - 1979. - V. 277, N 5997. - P. 523-528.

Franklin J.M. Volcanogenic massive sulphide models: evidence from modern seafloor studies // 8th IAGOD Symp. in conjunct. with Int.Conf.Miner. Deposit Model., Ottawa, Aug. 12-18, 1990: Program with Abstr. - [Ottawa], 1990. - P. 190-191.

Gold found in Lau back-arc sulfides // EOS: Trans. Amer. Geophys. Union. - 1990. - V. 71, N 38. - P. 1083,1090.

Goossens P.J. L'apport métallifère "direct" du volcanisme continental // Miner. Depos. - 1975. - V. 10, N 1. - P. 43-45.

Guney M., AlMarhoun M.A., Nawab Z.A. Metalliferous sub-marine sediments of the Atlantis-II-Deep, Red Sea // CIM Bull. - 1988. - V. 81, N 910. - P. 33-39

Halbach P., Nakamura Ko-ichi, Wahsner M. et al. Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin // Nature. - 1989. - V. 338, N 6215. - P. 496-499.

Hebert R., Constantin M. Petrology of hydrothermal metamorphism of oceanic layer 3 implications for sulfide parageneses and redistribution // Econ.Geol. - 1991. - N 86, N 3. - P. 472-485.

Hekinian R., Fouquet Y. Volcanism and metallogenesis of axial and off-axial structures on the East Pacific Rise near 13° N // Econ.Geol. - 1985. - V. 80, N 2. - P. 221-249.

Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J.L. et al. Sulfide deposits from the east Pacific Rise near 21° N // Science. - 1980. - V. 207, N 4438. - P. 1433-1444.

Hofmann A.W. Enrichment processes in the mantle: metasomatism or recycling // 27 Международ. геол. конгресс, Москва, 4-14 авг. 1984: Тез. докл. Т.5: Секц. 10-11. - М., 1984. - С.292.

Horikoshi E. Opening of the Sea of Japan and Kuroko deposit formation // Miner. Depos. - 1990. - V. 25, N 2. - P. 140-145.

Le Hurray A.P., Church S.E., Koski R.A., Bouse R.M. Pb isotopes in sulfides from mid-ocean ridge hydrothermal sites // *Geology*. - 1988. - V. 16, N 4. - P 362-365.

Janecky D.R., Shanks W.C. Computational modeling of chemical and sulfur isotopic reaction processes in seafloor hydrothermal systems: chimneys, massive sulfides, and subjacent alteration zones // *Can. Miner.* - 1988. - V. 26, N 3. - P. 805-825.

Jonasson I.R., Sangster D.F. Variations in the mercury content of sphalerite from some Canadian sulphide deposits // *Geochem. Explorat.* 1974. - Amsterdam e.a., 1975. - P. 313-332.

Jonasson I.R., Franklin J.M., Hannington M.D. Massive sulphide deposits of Axial Seamount, Juan de Fuca Ridge // 8th IAGOD Symp. in conjunct. with Int. Conf. Miner. Deposit Model., Ottawa, Aug. 12-18, 1990: Program. with Abstr.. - [Ottawa], 1990. - P. 62.

Koski R.A., Zierenberg R.A., Shanks W.C. (III), Benninger L.M. Composition and stable isotope characteristics of sulfide-sulfate deposits and altered sediment at Escanaba trough, southern Gorda ridge // *Ibid.* - P.59-60.

Lisitzin A.P., Bogdanov Yu.A., Zonenshain L.P. Hydrotherms of the Western Pacific: [Pap.] Symp. Evol. Ocean. Lithosphere (Annu. Meet. Work. Group IGCP Project N 256 Ophiolite Genes. and Evol. Ocean. Lithosphere) Dagomys, Nov. 12-18, 1990 // *Ofioliti*. - 1992. - V. 17, N 1. - P. 171-172.

Maclean W.H. Liquidus phase relations in the $\text{FeS-FeO-Fe}_3\text{O}_4\text{-SiO}_2$ system and their application in geology // *Econ. Geol.* - 1969. - V. 64, N 8. - P. 865-884.

Malahoff A. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos Rift with some continental deposits // *Mar. Technol. Soc. J.* - 1982. - V. 16, N 3. - P. 39-45.

McInnes Brent I.A., Evans N.J., Cameron E.M. et.al. Evidence from mantle metasomatism in the Tabar-Lihir-Tange-Feni Island Arc, Papua New Guinea // *Jt Annu. Meet. Soc. Econ. Geol.*, Toronto, May 27-29, 1991: Program. with Abstr. Vol. 16/Geol. Assoc. Canada (GAC) and Miner. Assoc. Canada (MAC). - [Toronto], 1991. - P. A82.

Minniti M., Bonavia F.F. Copper-ore grade hydrothermal mineralization discovered in a seamount in the Tyrrhenian sea (Mediterranean): is the mineralization related to porphyrycopper or to base metal lodes? // *Mar. Geol.* - 1984. - V. 59, N 1/4. - P. 271-282.

Misra K.C., Lawson J.S. Paleotectonic setting of massive sulfide deposits of the Ducktown mining district, Tennessee, USA // *Proc. 7th Quadrenn. IAGOD Symp.*, Lulea, Aug. 18-22, 1986. - Stuttgart, 1988. - P. 685-692.

Mortlock R.A., Froelich P.N. Hydrothermal germanium over the southern East Pacific Rise // *Science*. - 1986. - V. 231, N 4733. - P. 43-45.

Mulligan R. Tin in stratabound massive sulphide deposits // *Met. Assoc. Acid Magm. Int. Geol. Correl. Program. Symp.*, Karlovy Vary. - 1974. - V. 3. Prague, 1978. - P. 439-446.

Petersen E.U. Tin in volcanogenic massive sulfide deposits: an example from the Geco Mine, Manitouwadge district, Ontario, Canada // *Econ. Geol.* - 1986. - V. 81, N 2. - P. 323-342.

Pouit G. Typologie des amas sulfures de la ride Est Pacifique // *Chron. Rech. Minière*. - 1990. - V. 58, N 498. - P. 60-61.

Randers E., Germann K. Primary and secondary distribution of gold and silver host-rocks of volcanogenic massive sulfide and manganese deposits in the pyrite belt of Southern Spain // 3th IAGOD Symp. in conjunct. with Int. Conf. Miner. Deposit Model., Ottawa, Aug. 12-18, 1990: Program. with Abstr. - [Ottawa], 1990. - P. 280.

Rickard D.T. Uniformitarianism and ore genesis // Ore Genesis. State Art. - Berlin e.a., 1982. - P. 667-674.

Scott S.D. Seafloor polymetallic sulfide deposits: modern and ancient // Mar. Mining. - 1985. - V 5, N 2. - P. 191-212.

Shanks W.C., Bischoff J.L. Geochemistry, sulfur isotope composition, and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. - 1980. - V. 75, N 3. - P. 445-459.

Spies F.N., Macdonald K.C., Atwater T. et. al. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments // Science. - 1980. - V. 207, N 4438. - P. 1421-1433.

Stoffers P., Oberhänsli R. Hydrothermal activity and metalliferous sediments on the ocean floor // Terra cognita. - 1987. - V. 7, N 2-3. - P. 187-193.

Strauss G.K., Beck J.S. Gold mineralisations in the SW Iberian Pyrite Belt // Miner. Depos. - 1990. - V. 25, N 4. - P. 237-245.

Urabe T., Yuasa M., Nakao S. et al. Hydrothermal sulfides from a submarine caldera in the Shichito-Iwojima Ridge, northwestern Pacific // Mar. Geol. - 1987. - V 74, N 3-4. - P. 295-299.

Urabe T., Marumo K. Models for Kuroko-type deposits of Japan // 8th IAGOD Symp. in conjunct. with Int. Conf. Miner. Deposit Model., Ottawa, Aug. 12-18, 1990: Program. with Abstr.. - [Ottawa], 1990. - P. 192-193.

Varnavas S.P. Some observations on the distribution of metals in metal-rich hydrothermal deposits from the East Pacific Rise // Chem. Erde. - 1981. - V 40, N 4. - P. 298-308.

Wiolenfalk L. Mercury as an indicator of stratigraphy and metamorphism in the Skellefte ore district // Econ. Geol. - 1979. - V 74, N 5. - P 1307-1314.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Колчеданно-полиметаллические месторождения палеовулканических областей азиатской части России	5
Глава II. Некоторые новые данные изучения процессов современного сульфидного рудообразования	16
Глава III. Основные геодинамические обстановки древних и современных сульфидных рудообразующих систем	23
Глава IV. Генетические особенности древних и современных сульфидных рудообразующих систем	33
Глава V. Источников рудного вещества	48
Заключение	54
Список литературы	57

Доп. темат. план выпуска самост. изд. СО РАН на 1993 г.

Утверждено к печати

Ученым советом Института геологии СО РАН

Редактор А.В.Владимирова
Художественный редактор М.И.Ляшенко
Технический редактор О.М.Вараксина

Подписано к печати 16.12.93.

Формат 60x84/8. Бумага тип. N 2. Гарнитура таймс. Офсетная печать.

Печ.л. 7,4. Уч.-изд.л. 5,9. Тираж 300 экз. Заказ N 213.
