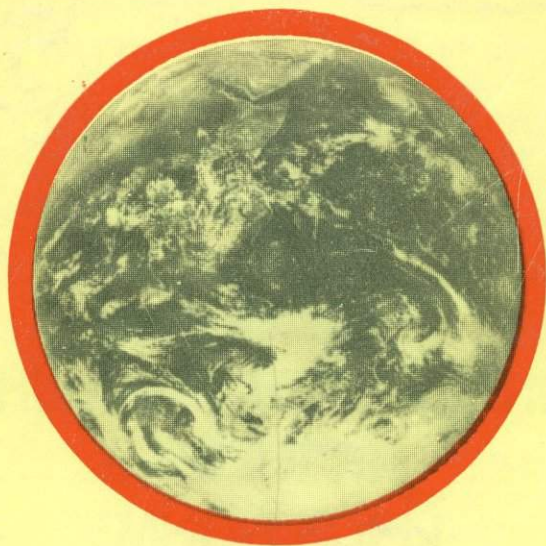


В. С. Домарев



**ФОРМАЦИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ИСТОРИИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Недра

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А.П. КАРПИНСКОГО

В. С. Домарев

**ФОРМАЦИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ИСТОРИИ
ЗЕМНОЙ КОРЫ**

4460



ЛЕНИНГРАД
"НЕДРА"
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1984



Домарев В.С. Формации рудных месторождений в истории земной коры. — Л.: Недра, 1984. — 468 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Приведен краткий обзор современных принципов изучения эволюции рудообразования в истории земной коры. Рассмотрено понятие о возрасте месторождений и о планетарных металлогенических эпохах. Изложены данные о распространении руд черных и цветных металлов во времени и показано, что они возникали в различные эпохи от архея и раннего протерозоя до кайнозоя. Выделены главные рудные формации черных и цветных металлов на основе геологических особенностей месторождений и освещена их распространенность в образованиях различного возраста. Отмечены пути практического использования данных об эволюции рудообразования и распространенности рудных формаций в истории земной коры.

Для геологов, занимающихся проблемами металлогении и поисками рудных месторождений.

Табл. 1, ил. 12, прил. 1, список лит. 88 назв.

ВИКТОР СЕРГЕЕВИЧ ДОМАРЕВ

ФОРМАЦИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Редактор издательства В.М. Макосий
Обложка художника А.И. Бородина
Технический редактор Н.П. Старостина
Корректоры М.П. Курылева, В.Н. Малахова

ИБ № 5711

Подписано в печать 0.5.10.83. М-45080. Формат 60x90¹/₁₆. Бумага офсетная. Гарнитура "Пресс-Роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,88. Уч.-изд. л. 12,99. Тираж 1550 экз. Заказ 980/1356. Цена 2 руб.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра". Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.

1904050000 — 324

Д _____ 77—84

043 (01) — 84

© Издательство "Недра", 1984

ПРЕДИСЛОВИЕ

Одной из существенных задач в изучении закономерностей размещения рудных месторождений является выяснение эволюции рудообразования во времени, знание которой имеет большое значение для понимания процессов генезиса месторождений и может облегчить оценку перспектив рудоносности металлогенических провинций и отдельных зон разновозрастного геологического развития. Рассмотрение эволюции рудообразования возможно для различных интервалов времени, и, например, Д.В. Рундквист [1969] различает восемь "главных временных масштабов", начиная от общей эволюции Земли, длящейся миллиарды лет, и до "ритмов минерализации в отдельных месторождениях, продолжительность которых не достигает и тысячи лет", причем, по мнению этого автора, процесс развития рудообразования в мелком масштабе в общих чертах отражает развитие в следующем по порядку более крупном масштабе.

Данные по эволюции рудообразования в различных масштабах времени необходимы для решения различных теоретических и практических вопросов изучения и исследования рудных месторождений. Выделение стадий минерализации имеет большое значение при детальном научных и разведочных работах на месторождении, способствуя обоснованному направлению разведочных выработок и правильной трактовке получаемых данных. Изучение закономерностей развития процессов рудообразования в пределах рудных провинций и структурно-формационных зон может дать основания для выделения металлогенических зон и обосновать прогнозные оценки как опосредованных территорий, так и еще относительно мало исследованных площадей сходного геологического строения. Идеи о закономерном проявлении оруденения в связи с геотектоническим развитием подвижных зон и платформ, выдвинутые Ю.А. Билибиным [1955], явились основой выделения новой ветви учения о полезных ископаемых, для наименования которой, по предложению Ю.А. Билибина, советскими геологами использован термин "металлогения", применявшийся ранее (а зарубежными геологами применяемый и в настоящее время) в ином смысле. Идеи

Ю.А. Билибина, разработавшиеся сотрудниками ВСЕГЕИ [Общие принципы..., 1957] и многими другими геологами, находят широкое применение, но в настоящее время большое внимание уделяется также изучению металлогении отдельных структурно-формационных комплексов.

Последовательность "ритмов минералообразования", или образования месторождений в пределах металлогенических провинций и зон, с теми или иными различиями неоднократно повторяется в истории земной коры в процессе геологического развития соответствующих регионов. Такая периодическая эволюция рудообразования во многих отношениях и во многих рудных районах уже хорошо изучена, и имеющиеся данные служат основой при направлении металлогенических и разведочных работ. Менее изученной является общая необратимая эволюция рудообразования в продолжение всей геологически документированной истории земной коры. Несмотря на то что по отдельным вопросам необратимой эволюции многими авторами приведены достаточно обоснованные суждения, все же остается ряд нерешенных проблем, по которым существуют альтернативные мнения. К таким проблемам относятся, например, вопросы о том, характеризуются ли отдельные периоды жизни земной коры образованием особых, только им свойственных типов месторождений; существует ли определенная временная планетарная закономерность в образовании месторождений различных металлов; насколько увеличивается разнообразие типов месторождений со временем и насколько усложняется минералогический состав более молодых месторождений по сравнению с более древними и др.

То или иное суждение по всем этим вопросам может иметь значение при металлогенических исследованиях, и изучение их представляется необходимым. В настоящей работе на основе литературных материалов и личных наблюдений по месторождениям различных металлов в различных районах СССР автор попытался проанализировать фактические (или обоснованные) данные по возрастной распространенности месторождений черных и цветных металлов (за исключением алюминия) на площади всех континентов и обсудить используемые в настоящее время принципы изучения эволюции рудообразования.

Образование месторождений полезных ископаемых связано с образованием других элементов геологического строения соответствующей провинции, и все закономерности развития процессов оруденения могут быть установлены лишь на фоне общей геологической эволюции земной коры.

Освещению этой проблемы посвящены многочисленные работы как советских, так и зарубежных авторов, рассматривавших в различное время и с различной детальностью как общие вопросы геологического развития Земли, так и отдельно вопросы эволюции процессов тектогенеза, осадкообразования, магматизма, геохимии и других сторон геологического строения коры. На этих общегеологических вопросах в настоящей работе мы останавливаться не будем.

Эволюция рудообразования в различных аспектах и с различной детальностью рассматривалась в работах Н.М. Страхова [1949 г., 1962 г., 1963], С.Д. Туровского [1955], Е.Е. Захарова [1958 г.], А.В. Королева [1959 г.], И.Г. Магакьяна [1959 г.], Н.А. Быховера [1963 г.], Я.Н. Белевцева [1965 г.], Д.И. Горжевского, В.Н. Козеренко [1965], В.С. Трофимова [1965 г.], В.С. Домарева [1967 г., 1968, 1972], В.И. Смирнова [1969], Д.В. Рундквиста [1968 г., 1969, 1971], С.Д. Шера [1970 г.], А.И. Тугаринова [1972 г.], Д.П. Сердюченко [1973 г.], Н.Н. Семененко [1962 г., 1974 г.], Б.М. Михайлова [1975], Г.В. Войткевича, Г.И. Лебедько [1975] и многих других советских и зарубежных авторов.

Значительное число публикаций имеется по временному распространению месторождений отдельных металлов или определенных типов оруденения, а также по характеристике особенностей металлогении различных периодов истории земной коры. Однако поступающие в большом количестве новые данные заставляют вносить в существующие представления более или менее существенные уточнения и дополнения. В частности, во многих опубликованных работах весь докембрий в качестве единой металлогенической эпохи (иногда, впрочем, подразделяемой на архей и протерозой) сопоставляется с четырьмя циклами тектогенеза фанерозоя. Вполне естественно, что сопоставление эпохи длительностью 3000—3300 млн. лет с эпохами средней длительностью 140 млн. лет затрудняло получение обоснованной картины эволюции рудообразования и создавало впечатление о существенном различии металлогении разновозрастных эпох. Эти затруднения полностью еще не изжиты, так как докембрийские месторождения изучены менее фанерозойских, а их возрастное положение в пределах докембрия во многих случаях неясно или дискуссионно. Тем не менее в настоящее время уже имеется значительное количество возрастных датировок месторождений, особенно докембрийских, и металлогенических описаний различных подразделений докембрия. К сожалению, общепринятой стратиграфической шкалы докембрия еще не установлено и для характеристики разновозрастной металлогении и относительного возраста отдельных месторождений обычно пользуются традиционными понятиями — архей и протерозой (ранний, средний и поздний). В настоящей работе за возрастные границы подразделений докембрия приняты распространенные в нашей литературе значения радиометрического возраста: архей >2600, ранний протерозой — 2600—1800, средний протерозой — 1800—1650, поздний протерозой — 1650—570 млн. лет (без подразделения).

Для обозначения возраста месторождений по возможности использованы радиометрические данные, которыми относительно полно охвачены месторождения Северной Америки и в значительно меньшей степени месторождения других щитов, для которых радиометрические данные нередко отсутствуют даже по крупным объектам. Возраст фанерозойских месторождений в различных публикациях большей частью указывается в пределах геологических периодов.

Данные по возрастной распространенности различных типов месторождений приводятся в работах, посвященных описанию геологии и металлогении многих стран и регионов, как, например, Дю Тойта [1957 г.] по Южной Африке; Р. Уоррена [Warren R., 1972 г.] по Австралии, Роское [1966 г.] по Канаде и др.

Распространение месторождений различных металлов и формаций по территории СССР приведено в "Геологическом строении СССР, т. 4" [1968 г.]. Рудные формации Украины и их возраст рассмотрены в "Металлогении Украины и Молдавии" [1974 г.], разновозрастные месторождения щитов древних платформ СССР — в "Геологии и металлогении щитов древних платформ СССР" под ред. Т.В. Билибиной [1976].

Все перечисленные и многие другие публикации дают обширный материал для обсуждения вопроса о распространенности в истории земной коры месторождений различных рудных формаций. Затруднения, которые встречаются при использовании имеющихся данных, обуславливаются, в частности, недостаточной дифференцированностью возрастных дат, нередко приводимых в пределах предполагаемых геотектонических циклов, и наличием различных данных по радиометрическому возрасту. В последнем случае наиболее соответствующими действительности нами принимаются значения, полученные рубидий-стронциевым и свинцовым методом.

В нижеследующее рассмотрение не включены месторождения выветривания и россыпи. К настоящему времени установлено существование многочисленных кор выветривания всех периодов развития земной коры, начиная с архея [Сидоренко А.В., 1975], но количество установленных месторождений выветривания домезозойского возраста явно не соответствует распространенности кор, и это заставляет предполагать, что домезозойские представители месторождений этого типа в значительной степени изменены и трудно диагностируемы, вследствие чего возрастная распространенность их по современным данным не может быть в достаточной степени обоснована. По этой причине в работе не рассматриваются месторождения алюминия, значительная часть которых представлена бокситами коры выветривания, а также россыпные месторождения. Существование древнейших золотоносных, оловоносных и других россыпей отмечается многими авторами. Если согласиться с обоснованными представлениями о россыпном происхождении золотоносных залежей Витватерсранда, то следует признать, что образование россыпей происходило уже в архее. Однако древние россыпи, подобно месторождениям выветривания, трудно распознаются, вследствие чего имеющиеся сведения об их распространенности недостаточны для получения надежных данных.

Необходимо подчеркнуть, что нами почти не затрагивается вопрос о количественном различии в образовании месторождений тех или иных рудных формаций в отдельные периоды истории земной коры. Обсуждение этого несомненно интересного вопроса требует, по нашему мнению, подробного рассмотрения эволюции геологического строения разновозрастных провинций, что далеко выходит за пределы поставлен-

ных перед настоящей работой задач. Некоторые приводимые ниже соображения не имеют целью выявить какие-либо закономерности в количественном размещении во времени месторождений различных формаций.

Автор выражает свою признательность товарищам по работе, чьи суждения во многом способствовали выработке его представлений. Особую благодарность автор приносит А.А. Смыслову, В.М. Терентьеву, А.П. Никольскому, Т.М. Барабановой, Е.С. Домаревой, оказавшим содействие в организации оформления работы, и Ю.В. Богданову, взявшему на себя труд прочтения рукописи и сделавшему ряд ценных замечаний.

ГЛАВА I

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХАХ И ВОЗРАСТЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эволюция рудообразования в истории земной коры в современной литературе рассматривается с различных сторон. Весьма существенной является характеристика общей металлогении областей различного возраста с описанием распространенных в их пределах месторождений и установлением особенностей отдельных объектов и их совокупности. Многие авторы стремятся установить эволюцию рудообразования путем количественной характеристики запасов определенных металлов в месторождениях различного возраста и таким образом выявить периоды времени, благоприятные для накопления того или иного полезного ископаемого и образования его месторождений. Существенно иным подходом к изучению эволюции рудообразования является выяснение распространенности во времени различных генетических типов рудных месторождений.

Выяснение эволюции рудообразования в истории земной коры при любом подходе к решению этой проблемы встречает ряд затруднений общего порядка, которые могут быть обусловлены отсутствием строго выделенных (в планетарном масштабе), особенно для докембрия, интервалов времени, которые следует характеризовать в отношении их металлогении, запасов руд или других особенностей, связанных с месторождениями.

Со времен де Лоне при металлогенических исследованиях принято выделять "металлогенические эпохи", под которыми обычно предлагается понимать интервалы времени, в течение которых рудообразование преимущественно одного типа или близких типов было относительно интенсивным. Выделение более или менее ограниченных во времени планетарных эпох интенсивного рудообразования затруднительно, так как в каждом регионе в соответствии с историей его геологического развития эти эпохи имели свои продолжительность и возраст-

ные границы, отличные от таковых в других регионах. В частных случаях образование месторождений какого-либо металла происходило в одно время на значительных площадях, охватывающих несколько различных в геотектоническом отношении регионов. Такова, например, третичная эпоха образования марганцевых месторождений части СССР, включающей Украину, Кавказ и Мангышлак, но не распространяющаяся на остальную площадь СССР и тем более на всю планету.

В качестве планетарных металлогенических эпох в большинстве случаев предлагается рассматривать циклы тектогенеза и, таким образом, выделять каледонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую эпохи. Общепринятого выделения циклов тектогенеза в докембрии пока еще нет, хотя в литературе опубликован ряд предложений по этому вопросу. Так как геотектонические циклы в различных регионах проявляются не синхронно и имеют различную продолжительность, представляется более целесообразным временные различия металлогении рассматривать по общепринятым стратиграфическим подразделениям, как это и делают некоторые авторы, выделяя ранне- и позднепалеозойские, мезозойскую и другие металлогенические эпохи. Строго установленного стратиграфического подразделения докембрия еще не выработано, и, как отмечено выше, представляется целесообразным выделять архей, ранний, средний и поздний протерозой, причем при определении стратиграфического положения конкретных образований нельзя избежать использования данных по радиометрическому возрасту, хотя далеко не во всех случаях их интерпретация является достаточно убедительной. Выделение раннего, среднего и позднего рифея и венда в настоящей работе затруднительно, так как привязка к ним конкретных месторождений в большинстве случаев не может быть достаточно обоснованной.

Большие затруднения при изучении эволюции рудообразования вызывает сложность установления возраста месторождений, который большей частью остается до некоторой степени условным, так как современный облик месторождения обязан различным процессам, происходившим в течение всей истории развития рудовмещающего блока земной коры, начиная с момента первичного отложения рудного вещества и кончая сегодняшним днем. Чем сложнее была геологическая история региона, тем большие изменения претерпевали первичные минеральные концентрации. Под влиянием наложенных процессов происходит изменение первичного состава минеральных агрегатов, образование новых рудных залежей, рассеивание первоначальных и т. д.

Более или менее надежно устанавливается возраст сингенетических месторождений, как эндогенных, так и экзогенных, если установлен возраст вмещающих пород. Возраст эпигенетических рудных залежей всегда принимается более или менее условно.

Представления того или иного автора о возрасте месторождения связаны с его представлениями о генезисе оруденения и часто являются дискуссионными. Известно немало случаев, когда появляющиеся новые факты или новые теоретические достижения меняют установив-

шие взгляды. Хорошим примером в этом отношении являются полиметаллические месторождения округа Кер-д'Ален (Айдахо, США), залегающие среди докембрийских пород серии Белт, пересеченной разномасштабными дизъюнктивными нарушениями и монзонитовыми интрузиями периода ларамийского тектогенеза. Эти месторождения длительное время считались мезозойскими (меловыми), но обнаружение в 1959 г. на глубоких горизонтах рудника Сан-Шайн урановых минералов с радиометрическим возрастом свыше 1250 млн. лет заставило несколько изменить эти взгляды. По описанию С.У. Хоббса и В.С. Фриклунда (мл.) [1972] в настоящее время принимается, что в районе имеются рудные образования трех периодов минерализации: позднепротерозойского, позднемелового и третичного. Главным периодом минерализации считается позднемеловой, что доказывается рядом геологических фактов, но "некоторые данные и особенно результаты изотопных анализов жильного свинца противоречат подобному выводу или могут быть с ними увязаны путем спекулятивных предположений". Таким образом, и современные представления о возрасте оруденения района не являются бесспорными и в будущем возможны дальнейшие уточнения. Следует отметить, что еще в 1916 г. О.Х. Херслеем высказывалось мнение, что источником рудных компонентов жильных месторождений района является рассеянная рудная вкрапленность докембрийских осадочных толщ. Если это действительно так, то решение вопроса о возрасте оруденения еще более усложняется.

Аналогичная проблема возникает и в отношении ряда других месторождений запада Северной Америки, металлогения которого в основном относится ко времени мезозойской и кайнозойской эпох тектогенеза, но минерализация захватывает также и подстилающие породы докембрия, которые, по мнению некоторых авторов, являлись одним из источников полезных компонентов рудных залежей. Следовательно, возраст первичной концентрации металлов (по крайней мере геохимической) может быть более древним, чем образование рудных залежей в их современном виде, правильное представление о чем, естественно, имеет как теоретическое, так и практическое значение.

Переотложение первичного накопленного рудного материала — обычное (и даже обязательное) явление в осадочных месторождениях различных металлов, начинающееся в стадии диагенеза и продолжающееся при катагенезе и метаморфизме. Это переотложение нередко приводит к возникновению новых эпигенетических рудных концентраций, отличающихся по возрасту от первичного накопления металлов. Такие переотложенные формы минеральных скоплений хорошо изучены на многих месторождениях медистых песчаников. В Джеккаганском месторождении обычно выделяют минеральные образования двух фаз. К первой, более ранней, фазе относят оруденение, приуроченное к цементу песчаников и образующее пластообразные, линзообразные и лентообразные согласные с напластованием рудные тела, составляющие всю ценность месторождения. Исходя из представлений об осадочном генезисе оруденения, его следует считать синхронным с вмещающими

породами и относить к позднему карбону. Ко второй фазе минерализации относят явно переотложенные минеральные скопления, образующие инкрустации на стенках трещин во вмещающих породах или заполняющие трещины с образованием жилок. В составе жилок помимо сульфидов существенную роль играют различные нерудные минералы, главным образом кальцит и в меньшей степени барит и кварц, кроме которых встречаются анкерит и халцедон. Минеральные образования второй фазы могут быть отнесены уже к концу палеозоя, но очевидно, что за возраст месторождения в целом следует принять время отложения первичной синхронной минерализации.

В меденосной пермо-триасовой толще Мангышлака помимо главного стратиформного оруденения в пластах алевролитов, возникшего синхронно с вмещающими породами, распространены также штокверкоподобные тела и маломощные рудные жилы, образовавшиеся позже синхронной с вмещающими породами минерализации и частью представляющие собой самостоятельные рудопроявления [Домарев В.С., 1970 г.]. Некоторые рудные залежи толщи медистых песчаников Замбии сложены полностью перекристаллизованными актинолитовыми сланцами, среди которых встречаются различной формы эпигенетические образования.

Переотложение рудных минералов с образованием эпигенетических залежей происходит и при метаморфизме первично осадочной свинцово-цинковой минерализации в карбонатных толщах, причем этот процесс проявляется более интенсивно, чем в медистых песчаниках. Примером переотложенных полиметаллических залежей может служить Ачисайское месторождение в Каратау, рудная залежь которого выполняет крутопадающую трещину, некоторые рудные тела в карбонатной толще Кугитанга в Туркмении, состоящие из плотного тонкозернистого галенита, и др.

В первично осадочных месторождениях ртути мобилизация и миграция отложенного при седиментогенезе металла происходит, по-видимому, весьма легко, как это рассмотрено ниже в разделе о ртути на примере месторождений Горного Алтая.

Явления мобилизации и миграции компонентов осадочных руд с образованием новых эпигенетических рудных залежей или с рассеянием рудного материала хорошо изучены в железорудных месторождениях Криворожья. Богатые по содержанию железа магнетитовые и маргитовые залежи этого бассейна образовались путем изменения железистых кварцитов, имевшего место через более или менее продолжительное, но точно не фиксируемое время после седиментации. Образование залежей богатых руд обязано выносу кремнезема из железистых кварцитов, но в отношении условий этого выноса существуют различные мнения: одни авторы связывают его с метаморфизмом, другие с процессами выветривания. Возможно, что в разных районах Криворожья играли роль различные процессы. В Желтореченском месторождении богатые магнетитовые тела, залегающие в толще железистых кварцитов, сопровождаются уменьшенной мощностью рудоносного горизонта в

целом за счет удаления кремнистых слоев, а на продолжении магнетитовых тел по простиранию как кремнистые слои, так и мощность горизонта железистых кварцитов восстанавливаются. В Саксаганском районе имеются различной формы и размера залежи мармитовых руд, сопровождающиеся несколько менее заметным уменьшением мощности рудоносного горизонта, сложенного рудами, отличающимися повышенной пористостью, обусловленной выносом кремнезема [Белевцев Я.Н., 1972].

Интенсивно проявленный в Северном Криворожье наложенный на метаморфизованные руды процесс щелочного метасоматизма ведет к рассеянию железа и уничтожению железных руд, но в то же время этот процесс иногда сопровождается концентрацией некоторых рассеянных элементов. В том же Северном Криворожье процессы гранитизации или окремнения толщи железистых кварцитов ведут к полному рассеянию железа [Домарев В.С., 1955 г.].

Приведенные примеры иллюстрируют разновременность рудообразования в первично осадочных месторождениях, что делает неопределенным и часто дискуссионным не только возраст месторождения, но и его принадлежность к той или иной генетической группе. Это относится к месторождениям не только черных и цветных, но также благородных и радиоактивных металлов.

Осадочные месторождения, образующиеся в платформенных условиях, в большинстве случаев испытывают лишь диагенетические преобразования, обычно не создающие эпигенетических рудных залежей, и поэтому их осадочный генезис и возраст, соответствующий возрасту рудоносной толщи, не вызывает разногласий. Месторождения складчатых областей, даже сравнительно молодые, всегда изменены, и наиболее интенсивно — при процессах метаморфизма, проходящих в условиях высокотемпературных фаций. Возраст и генезис возникающих при постседиментационных изменениях переотложенных рудных концентраций пластообразной, линзообразной, штокообразной форм, представляющих собой обогащенные рудными минералами участки рудоносных пластов или вновь возникших залежей жильной или других форм, вызывают разногласия, распространяемые и на генезис всего месторождения в целом. Определения радиометрического возраста могут давать большой разброс значений, обусловленный разновозрастностью минеральных ассоциаций, и без увязки с геологическими данными не могут быть надежно интерпретированы. При хорошо проявленных двух и более этапах метаморфической минерализации вопрос о том, какой из них следует принять за возраст месторождений, остается открытым. С одной стороны, время первичного сингенетического накопления рудного вещества может быть фиксировано с той точностью и достоверностью, с какой установлен возраст рудоносной толщи, но с другой, — если главную ценность месторождения представляют переотложенные залежи, кажется целесообразным за возраст месторождения принять время переотложения первичного материала.

По нашему мнению, в том случае, если первичное седиментационное оруденение не было сугубо рассеянным и дало практически интересные, хотя, может быть, и бедные по содержанию металлов рудные скопления, за возраст месторождения следует принимать возраст рудоносных толщ. Это особенно важно в тех случаях, когда явные следы первичного накопления рудных компонентов в месторождении сохраняются и основными рудоконтролирующими металлотектами, позволяющими устанавливать закономерность размещения рудных залежей, остаются стратиграфическое положение рудоносной толщи, ее литологический состав и формационная принадлежность. Кроме того, если месторождение пертерпело многократные постседиментационные изменения, то установление главного этапа изменений, обусловившего образование практически ценных переотложенных залежей, может оказаться невозможным или затруднительным, так же как и установление времени проявления различных стадий метаморфизма, почти всегда сопровождаемых миграцией, переотложением или рассеянием металлических компонентов.

Приведенные примеры и соображения характеризуют затруднения (далеко не единственные), которые возникают при установлении возраста осадочных месторождений. Эти трудности усугубляются при выяснении распространенности во времени россыпных месторождений, а также рудных образований кор выветривания, которые в результате метаморфических изменений домезозойских образований фиксируются лишь в единичных случаях.

Эндогенные месторождения, подвергшиеся метаморфизму, также испытывают более или менее существенные преобразования, иногда сопровождающиеся переотложением рудного материала и образованием новых минеральных скоплений. Так, например, среди метаморфических изменений в колчеданных залежах Урала А.Н. Заварицкий [1936] помимо дробления, перекристаллизации рудных минералов и метасоматических преобразований в рудных залежах отметил перераспределение металлических компонентов, а также образование секущих рудных жилков типа альпийских и сульфидной вкрапленности во вмещающих породах.

Существенные метаморфические изменения отмечаются и в магматических месторождениях сульфидных медно-никелевых руд, и некоторые авторы с процессами метаморфизма связывают, например, образование (за счет первичной вкрапленности) массивных сульфидных залежей в Аллареченском месторождении. Отмечаемые во многих эндогенных месторождениях других типов стадии и фазы рудообразования в ряде случаев, вероятно, отражают разновозрастную минерализацию, связанную с переотложением материала при наложенных метаморфических процессах. Однако в целом проявление метаморфизма и переотложение вещества в эндогенных месторождениях устанавливается труднее, чем в экзогенных, поскольку процессы преобразования рудных залежей при метаморфизме происходят при физико-химических параметрах, близких к таковым первичного рудообразования. К установлению времени первичного рудообразования, а также последующих преоб-

разований, по-видимому, следует подходить путем геологической интерпретации данных по изотопному исследованию минералов различных генераций.

Все вышесказанное свидетельствует о той большой роли, какую играют наложенные на первичное минералообразование процессы как в создании современного облика месторождений, так и во времени концентрации в них металлов, что делает до известной степени условным принимаемый возраст рудных залежей. Отсюда понятно мнение Г. Баклунда [Backlund H.G., 1952 г.] о том, что в истории Земли "первичное" рудообразование имело место лишь в докембрии, а месторождения фанерозоя возникли путем переотложения первичного рудного материала при эндогенных и экзогенных геологических процессах. По известной гипотезе о регенерации месторождений Г. Шнейдерхёна [1957 г.] первичное рудообразование в фанерозое происходило лишь дважды: в период варисского тектогенеза в Евразии и в период невадского и ларамийского тектогенеза в Северной и Южной Америке. Месторождения других возрастов возникли путем переотложения материала докембрийских, варисских или невадско-ларамийских месторождений.

Однако образование однотипных месторождений при разновозрастных геотектонических циклах и широкое распространение многих рудных формаций во времени не согласуются с приведенными мнениями, хотя регенерация месторождений, мобилизация и концентрация рассеянных в породах рудных компонентов, несомненно, имели место, причем происходили неоднократно.

ГЛАВА II

ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ПЛАНЕТАРНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЭПОХ

Попытки охарактеризовать эволюцию рудообразования делались многими авторами как в работах, посвященных рассмотрению общего геологического развития Земли, так и в специальных публикациях металлогенического профиля. Одним из путей решения этого вопроса является сопоставление рудоносности разновозрастных эпох и геологических провинций.

В.М. Сеницын [1965] рассмотрел эволюцию геологических процессов по трем крупнейшим этапам (мегахронам): протогею, дейтерогей и неогей, выделенным в соответствии с предложениями Г. Штилле. В части полезных ископаемых по сводке В.М. Сеницына для протогея характерно образование месторождений высокоглиноземистого сырья, а также месторождений слюды и керамического сырья, связанных

с пегматитами. В дейтерогее возникали месторождения железных руд джеспилитового типа, месторождения сульфидных руд и платиноидов, связанные с лополитами; месторождения меди, золота и урана в кварцевых песчаниках и конгломератах типа "Катанги и Витватерсранда". Для неогее характерны "гидротермальные" месторождения, месторождения, связанные с офиолитами, трубки взрыва, месторождения, связанные с малыми интрузиями, субвулканическими и вулканическими комплексами.

Н.М. Страховым [1963] более детально рассмотрена эволюция осадочного рудообразования на фоне общей эволюции типов литогенеза в истории Земли. По его данным, концентрации железа, марганца и алюминия, относящиеся к образованиям гумидного типа литогенеза, возникают от древнейших эпох (более 4,5 млрд. лет) до современности, причем устанавливается возрастная эволюция типов их экзогенных месторождений. Осадочные концентрации меди, свинца и цинка, являющиеся образованиями литогенеза аридного типа, возникали лишь начиная с рифея.

В работах многих других авторов рассматривается эволюция эндогенного рудообразования, которую большей частью связывают с развитием магматизма.

Такие широкие обобщения, естественно, весьма схематичны и содержат много неточностей, так что для практических целей не могут быть использованы. Более существенна общая характеристика металлоносности различных металлогенических эпох, выделяемых по стратиграфическим интервалам или циклам тектогенеза.

Детальное описание металлогении различных эпох (докембрийской, раннепалеозойской, позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской) дано в работе Н.А. Быховера [1963 г.], в которой приведены также подсчеты относительных запасов и добычи различных полезных ископаемых в зарубежных странах по указанным эпохам. Характеристика распределения запасов различных полезных ископаемых по эпохам приведена также в работах С.Д. Туровского [1955], И.Г. Магакьяна [1969], Д.В. Рундквиста [1969].

Как в указанных, так и в многочисленных других работах большое внимание уделено рассмотрению распространенности металлов (в рудах) по металлогеническим эпохам. Так, по сводке И.Г. Магакьяна, докембрийская эпоха особенно богата Fe, Ni, Co, Au-Pt, U, Th, Ta-Nb, Be, Ti, а также Mn, Cr, Cu; для каледонской эпохи характерны Fe, Co, Ni, Au, Pt, Cu, Pb, Zn, а для герцинской — Cr, Cu, Pb-Zn, Au, а также Sn, W, Mo, U, Fe, Ni, Pt. Киммерийская эпоха особенно богата Sn, W, Sb, Pb-Zn, а также Fe, Cr, Au, Cu, а альпийская — "исключительно богата" Mo, Cu, Hg, Ag, Mn, а также Sr, Au, Sb, As, Sn. По "сугубо приближенным" данным С.Д. Туровского [1955], сделавшего "попытку схематизированно обобщить" литературный материал по распространенности разновозрастных месторождений металлов, докембрий характеризуется многими крупными и многообразными по составу руд и генезису рудными месторождениями. К этому периоду относятся основ-

ные запасы Pt, Ti, магматогенного Fe и Mn, Ni, Li, Be, Nb, Ta, Th, U, TR, Au. Значительна также роль месторождений V, Cr, Co, As.

Металлогения эпохи каледонского тектогенеза значительно беднее как докембрия, так и более молодых эпох, и только в отношении хрома и кобальта она имеет важнейшее значение. Видную роль в мировых запасах играет каледонская эпоха также по V, Pt, Ta, U, Cu. (Следует отметить, что С.Д. Туровский к каледонской эпохе необоснованно отнес месторождения бушвелдского комплекса и Медного пояса Шабы—Замбии). Месторождения варисской эпохи содержат "крупнейшие в мире" запасы Ba, F, Zn, Pb, а также существенные запасы Ti, Fe, Ni, Li, Be, As, U, Hg. Мезозойская металлогеническая эпоха богата Au, Sr, W, Sn, Sb, Cd. Существенна также роль Mn, Ba, Mo, Zn, As, Ag, Pb. В месторождениях кайнозойской эпохи сконцентрированы крупнейшие запасы V, Mo, As, Ag, Cd, Bi, Hg, Pb, Sb, Zn, Cu, Sn, Au, Cr. Меньшее значение имеют F, W, Mn, Ba и др.

По приведенным данным С.Д. Туровского, вариации в возрастном распределении различных металлов в основном количественные, так как все эпохи содержат месторождения одних и тех же элементов, кроме стронция, отсутствующего в докембрии и каледонской эпохе, и Th, TR, Zr, Ta, Nb, не проявленных в кайнозое и частично в мезозое (если не считать россыпей).

По мнению Д.В. Рундквиста [1969], максимальное проявление в докембрии и нижнем палеозое имели Fe, Ti, Pt, Cr, Ni; в позднем палеозое — Cu (?), Zn, Pb; в мезозое — Be, W, Sn; в мезозое—кайнозое — Mo, B, Sb, As, Hg, Ag, Bi. Уран и золото характерны для различных эпох.

Как видно из приведенных данных, распространенность металлов в месторождениях различного возраста отдельными авторами оценивается неодинаково, что, очевидно, можно объяснить недостаточной представительностью количественных данных, причины которой рассматриваются ниже. Тем не менее пометальные характеристики металлогенических эпох, подобные приведенным, имеют некоторое практическое значение, так как вместе с другими факторами в какой-то мере свидетельствуют о перспективах той или иной провинции на определенные металлы. Однако существенной роли факт преимущественной концентрации какого-либо металла в образованиях определенного возраста для планирования поисковых работ и для оценки перспектив конкретного региона без учета его провинциальных особенностей не играет. Например, если даже согласиться с явно ошибочным мнением, что промышленные концентрации меди в максимальной степени проявлены в позднем палеозое, то на оценку перспектив на медь Закавказья или Южно-Американских Анд это повлиять не может. Аналогичным образом, если допустить, что мнение о преимущественной распространенности платины в докембрии и нижнем палеозое соответствует действительности, то это не может отразиться на оценке перспектив на платиноиды мезозойских месторождений сульфидных медно-никелевых руд в ультраосновных и основных интрузивах. Примерно то же можно сказать и в отношении всех других металлов.

Что касается теоретического значения размещения промышленных запасов руд определенных металлов по возрастным группам месторождений, то в качестве показателя эволюции рудообразования без учета геологических факторов проявления месторождений оно невелико.

Кроме того, при учете статистических данных о промышленных запасах или добыче металлов, использованных, в частности, при составлении приведенных выше списков, необходимо иметь в виду их приближенность и известную субъективность (что видно и из различия в списках металлов, даваемых различными авторами), а в некоторых случаях явную ошибочность. Эти недостатки обусловлены рядом причин, среди которых помимо рассмотренной в предыдущей главе возможной дискуссионности в определении возраста месторождений существенную роль играет достоверность статистических данных, на которых основываются приведенные выводы, а также индивидуальный подход авторов к отбору учитываемых ими месторождений. Оценивая представительность статистических данных, необходимо прежде всего иметь в виду, что запасы руд выявлены еще далеко не полностью даже в пределах известных месторождений, а кроме того, ни в какой степени не может быть исключена возможность открытия новых объектов. В зарубежных странах разведка многих месторождений ведется обычно лишь с некоторым опережением эксплуатационных работ и полное количество запасов может быть установлено лишь после их выработки. Открытие и разведка новых крупных, иногда уникальных, месторождений может существенно повлиять на распределение металлов по возрастным группам. Таково, например, открытие Удоканского месторождения меди, Горевского и других месторождений полиметаллов в Енисейском кряже или вступившего в эксплуатацию в 1924 г. уникального молибденового месторождения Кляймакс (США).

Таким образом, один этот факт заставляет внести в приведенные схемы размещения металлов по возрастным группам существенные изменения. Так, например, совершенно несомненно, что свинец и цинк являются важнейшими металлами докембрийской металлогении, представляя собой главные полезные компоненты таких крупнейших месторождений, как австралийские Брокен-Хилл, Маунт-Айза и др. Никель и некоторые другие металлы, характерные по приведенным выше спискам для докембрия и палеозоя, в весьма существенных количествах присутствуют в мезозойских месторождениях Норильского района; титан, если учитывать россыпные месторождения, является важным видом полезных ископаемых кайнозоя. Такого же рода коррективы можно внести в данные о возрастном распространении и других металлов. Кроме того, следует отметить, что при оценке закономерностей размещения запасов металлов в месторождениях различных возрастных групп помимо цифровых данных следовало бы учитывать соотношение площадей распространения образований различных возрастов и длительностей принятых возрастных интервалов.

Естественные причины преимущественной распространенности промышленных запасов определенных металлов в месторождениях той или иной возрастной группы не установлены, как это вполне справедли-

во отметил И.Г. Магакьян [1969], но некоторыми авторами сделаны попытки увязать количества разновозрастных руд с определенными свойствами элементов. С.Д. Туровский [1955] составил серию таблиц, в которых расположил металлы с данными об их возрастной распространенности в ряды в порядке увеличения атомных объемов, по "типам атомов", согласно периодической системе Д.И. Менделеева, в порядке уменьшения их кларков в земной коре, согласно "геохимической классификации элементов" В.Е. Ферсмана (элементы протокристаллизации, мезокристаллизации, телокристаллизации и сульфидных жил).

Основываясь на этих таблицах, С.Д. Туровский сделал следующие выводы. В ходе геологической истории Земли от древних к молодым эпохам уменьшается количество элементов протокристаллизации и соответственно их месторождений, в том же направлении изменяется количество элементов с наименьшим атомным объемом, хотя из этой закономерности имеется ряд исключений (Pt, Li, Ti, U и др.). В ходе геологической истории уменьшается также распространенность элементов II, III и частью IV периодов системы Д.И. Менделеева. Элементы, обладающие наибольшими кларками, в основной своей массе количественно уменьшаются в ходе развития Земли, а элементы с меньшими кларками увеличиваются. Таким образом, по мнению С.Д. Туровского, на возрастное распределение запасов металлов в какой-то мере оказывали влияние различные свойства металлов, но наиболее существенным критерием качественного распределения химических элементов в истории Земли, особенно в глубинных ее частях, он считает размеры атомов.

Некоторыми другими авторами высказывается мнение о существовании прямой связи "между кларками металла в земной коре и его мировыми запасами в рудных месторождениях". Д.В. Рундквист при установлении предложенного им распределения металлов по "возрастным группам" исходил из понятия о "кларке концентрации", под которым предложено понимать отношение промышленного содержания металла в его рудах к кларку этого металла в земной коре. Чем значительнее кларк концентрации, тем больший период геологического времени требуется для концентрации металла в рудах с промышленным содержанием и, следовательно, тем в более молодых образованиях будут наиболее распространены его месторождения. Так, кларк концентрации для элементов, характерных для докембрия и раннего палеозоя (Fe, Ti, Pt, Cr, Ni, Co), колеблется от 7 до 110; металлы, распространенные в верхнем палеозое, имеют кларк концентрации от 425 до 625; металлы мезозоя — от 909 до 3845; металлы мезозоя—кайнозоя — от 8333 (бор) до 555535 (висмут).

Не останавливаясь на детальном рассмотрении обоснованности числовых данных, использованных в вышеупомянутых работах, отметим, что, по нашему мнению, неправомерны никакие теоретические выводы, основанные на сопоставлении естественных факторов (размеры атомов, кларки и т.д.) с условными конъюнктурными представлениями о "промышленных" содержаниях металлов, являющихся основой и для

определения запасов металлов. Промышленное содержание металлов в рудах зависит от технико-экономических факторов. Оно определяется минералогическим составом и структурой руд, их обогатимостью, горнотехническими условиями разработки месторождения, географическим положением месторождения и экономическим состоянием соответствующего региона, меняющимся спросом и ценами на данный металл и т. п. Например, руды мезозойско-кайнозойских месторождений горных сооружений запада Северной и Южной Америки разрабатываются при содержании меди 0,3 %, медистые песчаники Замбии при содержании меди 1–3 %, а более бедные руды этого района не считаются промышленными. Для месторождений других регионов принимаются иные процентные содержания меди, меняющиеся по мере усовершенствования техники добычи и переработки руд. То же имеет место и для руд всех других металлов, например в Криворожском бассейне с началом использования железистых кварцитов требуемое содержание железа в руде снизилось в 2–3 раза. Подобные примеры можно, конечно, многократно умножить.

При подсчете планетарных запасов металлов необходимо также учитывать комплексные руды, из которых составляющие компоненты могут извлекаться при таких низких содержаниях, когда использование монометалльных руд может быть нерентабельным. Так, например, содержание урана в "рядовых" урановых месторождениях колеблется около 0,1 %, а из золотоносных конгломератов Витватерсранда уран извлекается при содержании 0,03 %, поскольку затраты на добычу руды и ее дробление окупаются извлекаемым золотом.

Из всего изложенного можно сделать вывод, что подсчитываемые некоторыми авторами планетарные "запасы" металлов в рудах разновозрастных месторождений не могут характеризовать эволюцию рудообразования в истории Земли. Более показательными в этом отношении могли бы оказаться данные о средних кларках металлов в образованиях различного возраста, исходя из которых можно было бы получить представление о количественном изменении содержаний металлов в земной коре в ее истории, и в какой-то степени об обоснованности мнения о возрастающей со временем концентрации элементов, первично находившихся в рассеянном состоянии.

Данные о химической эволюции пород континентов приводятся в работах ряда авторов. А.И. Тугаринов и Е.В. Бибилова [1976 г.], рассмотрев химический состав пород континентов, сделали вывод об увеличении с уменьшением возраста содержания в них кремнезема и калия при уменьшении железа, титана, магния и кальция и при относительно постоянстве в содержании глинозема. К такому же заключению пришел Дж. Роджерс [Rodgers J.J.W., 1978] на основе анализа большого числа проб из архейских и протерозойских пород Канады с той лишь разницей, что содержание глинозема, по его данным, уменьшается с уменьшением возраста пород.

По данным, приведенным А.В. Сидоренко и О.М. Розен [1979 г.], средние составы граувакковых толщ, сформировавшихся 3,2–

2,6 млрд. лет назад, и генотипических палеозойских толщ Верхнего Гарца "удовлетворительно совпадают", откуда указанные авторы делают вывод, что сиалическая кора существовала уже во время формирования древнейших геологически документируемых отложений.

Приведенные и другие данные позволяют предполагать, что существенных изменений в составе пород в истории земной коры не было, но для выяснения эволюции рудообразования это большого значения не имеет, так как содержание в породах рудообразующих металлов не связано прямой зависимостью с содержанием главных породообразующих элементов.

Учитывая содержание металлов в породах, А.А. Смыслов [1975] считает, что имеется различие во времени проявления металлогенических эпох сидерофильных, наиболее характерное время проявления которых — докембрий и ранний палеозой, и эпох литофильных элементов.

Распространение рудообразующих металлов в породах различного возраста изучено еще мало, но соответствующие данные могут оказаться весьма интересными. А.Д. Канищев и Г.И. Менакер [1974 г.] на основании большого числа анализов подсчитали содержание пятнадцати рудообразующих элементов (Sn, Mo, Pb, Zn, Cu, As, Be, Li, Nb, V, F, Co, Cr, Ni) в породах Забайкалья, слагающих три разновозрастные "оболочки" земной коры, соответствующие "трем этапам тектонического развития территории": архейскому, протерозойскому — кембрийскому и средне-позднепалеозойскому — мезозойскому. По характеру изменения концентраций по оболочкам перечисленные 15 элементов разделяются на три группы: 1) элементы, содержание которых довольно резко возрастает от архея к мезозою (Sn, Be, Li, Nb, Pb, Zn); 2) элементы, содержание которых возрастает от архея к протерозою и затем уменьшается к мезозою (Mo, As, Co, V, F); 3) элементы, содержание которых от архея к мезозою уменьшается (Cr, Ni). Содержание меди во всех трех оболочках приблизительно одинаково. Сопоставление запасов со средними содержаниями соответствующих элементов во всей толще земной коры данного региона и архейской и протерозойско-кембрийской оболочках какой-либо зависимости между ними не выявлено. "Более или менее закономерная картина получена лишь для верхней части коры, где установлена почти прямая связь между запасами и средними содержаниями одиннадцати элементов, присутствующих в породах в рассеянном виде". Авторы приходят к выводу, что для образования рудных скоплений химических элементов в верхней части земной коры необходимы их повышенные содержания в ней в рассеянном виде.

Связь между наличием месторождений какого-либо металла и общей зараженностью этим металлом соответствующей территории в настоящее время изучается довольно интенсивно, но окончательных выводов еще не сделано. По-видимому, показательным является не только и, может быть, не столько повышенный кларк определенного металла, но и степень дифференцированности его распределения на данной территории, в соответствии с которой А.А. Смыслов [1975] предлагает

выделять провинции слабодифференцированные, дифференцированные и интенсивно дифференцированные.

Такое подразделение имеет существенное значение для прогнозной оценки провинций независимо от их возраста и поэтому не играет большой роли при изучении эволюции рудообразования в истории земной коры. Общая геохимическая специализация металлогенической провинции определяется не возрастом последней, а наличием типоморфных для нее металлов, обуславливающим наследственность рудообразования, проявляющуюся в существовании в ее пределах разновозрастных и разнотипных месторождений соответствующих руд. Большое внимание изучению наследственности уделяют французские геологи и сотрудники Парижского университета [Some major concepts..., 1973], относительно детально рассмотревшие "наследственность в металлогении", проявляющуюся при различных геологических процессах: седиментации, вулканизме, гранитизации, метаморфизме, латеральной секреции. В качестве примеров эти авторы приводят мезозойские свинцово-цинковые месторождения, располагающиеся вокруг Севенн, источником металлов которых являются подстилающие триас герцинские породы, рудные концентрации олова и вольфрама Аргентины, проявленные в докембрии, в конце палеозоя и в третичное время и образованные за счет материала вмещающих пород ("через метаморфизм"), вольфрамовые месторождения Уганды и др.

По данным В.И. Смирнова [1969], для Кавказа типоморфны месторождения меди и молибдена, проявляющиеся на Западном Кавказе в раннем палеозое, на Центральном Кавказе в позднем палеозое, в Алаверди и Зангезуре в мезозое и на Малом Кавказе в кайнозое. Для Забайкальско-Приморской провинции типоморфны месторождения олова, проявленные в докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое. Вероятно, типоморфизмом можно объяснить отсутствие на Урале известных промышленных месторождений олова, сурьмы, ртути, крупных залежей свинцово-цинковых руд и т. д.

Причины геохимической специализации областей пока еще не имеют однозначного объяснения. Некоторые авторы видят их в различных мощностях и соотношениях мощностей оболочек земной коры (базальтовой, диоритовой, условно гранитной), хотя фактических данных для определенных выводов еще недостаточно. Существуют также предположения о космической причине специализации: выпадении на определенных площадях в известные периоды времени метеоритной пыли. Предложенные объяснения причин геохимической специализации ничего не говорят о ее возрастной эволюции.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ВО ВРЕМЕНИ

Эволюция рудообразования может проявиться не только в преимущественном образовании в определенные периоды времени месторождений тех или иных металлов, но также и в изменении со временем

условий их проявления. Выше уже отмечено высказываемое многими авторами мнение о специфических особенностях месторождений различных эпох и о существовании планетарных эпох образования определенных типов рудных месторождений, которые выделяются в соответствии с распространенными генетическими классификациями, а в некоторых случаях по характерным геологическим особенностям.

В.И. Смирнов [1969] привел данные по интенсивности развития на территории СССР эндогенных месторождений семи генетических типов в пяти геотектонических циклах: протерозойско-синийском, каледонском, герцинском, киммерийском и альпийском. По его данным, интенсивность развития месторождений (магматических хромитовых, магматических титаномагнетитовых, скарновых железа и меди) возрастает от протерозойских циклов до герцинского и затем резко снижается. Интенсивность развития скарновых месторождений цветных и редких металлов и гидротермальных месторождений также возрастает к герцинскому циклу, но остается без изменений в киммерийском и альпийском циклах; интенсивность развития рудоносных пегматитов, возрастающая в герцинском цикле, сохраняется и в киммерийском, а наибольшая интенсивность развития грейзеновых месторождений относится к киммерийскому циклу.

Такая схема распространенности месторождений различных типов, по мнению В.И. Смирнова, свидетельствует о том, что герцинская эпоха оказалась "переломной" в общей истории рудообразования и выделяется широким развитием разнообразных генетических групп эндогенных месторождений. Этот вывод не распространяется на другие регионы и континенты, но приведенные данные свидетельствуют о том, что месторождения рассмотренных типов могут иметь различный возраст и специфика металлогенических эпох может характеризоваться лишь соотношением интенсивности их развития.

Сторонники представлений о существовании характерных для каждой эпохи месторождений в качестве примера последних нередко приводят железистые кварциты, преимущественное время образования которых относят к раннему протерозою (около 2000 млн. лет). Имеющиеся в настоящее время фактические данные не позволяют считать такое мнение достаточно обоснованным, как это рассмотрено в нижеследующих главах.

Другим обычно приводимым примером являются золотоносные и ураноносные конгломераты типа Витватерсранда, которые имеют докембрийский возраст, а в фанерозое представлены лишь несколькими небольшими проявлениями. Однако в докембрии золотоносные конгломераты распространены в широком интервале времени и, в частности, содержащая конгломераты толща Витватерсранда накапливалась в продолжение около 800 млн. лет: самый древний по стратиграфическому положению золотосодержащий горизонт — Доминион-Риф имеет радиометрический возраст 2800 млн. лет, а самый молодой — Блек-Риф — 2000 млн. лет. Возраст ураноносных конгломератов другой важной в практическом отношении области их распространения — района

оз. Элиот в Канаде — составляет 2300—2500 млн. лет. Конгломераты бассейна Понгола древнее 3100 млн. лет [Myers W.B., 1971 г.]. Протерозойские конгломераты известны в Габоне, в Гане и в других районах. По данным Г.А. Твалчрелидзе [1962], золотоносные конгломераты встречаются в образованиях протерозоя, кембрия и пермо-карбона. Таким образом, золотоносные конгломераты тоже нельзя рассматривать как специфические образования определенной планетарной металлогенической эпохи, и ни они, ни железистые кварциты не характеризуют общую эволюцию рудообразования во времени.

Различное количественное распространение месторождений и некоторые их особенности второго и более высоких порядков могут отражать не только и не столько их временные, сколько провинциальные особенности, обусловленные геологической историей данного участка земной коры, и его не зависящую от времени геохимическую специализацию. Большинство металлогенических областей характеризуется специфическим комплексом полезных ископаемых и типов их месторождений, отличающим их от других областей, даже имеющих сходную историю геологического развития. Нередко однотипные месторождения двух областей близкого возраста характеризуются различным набором металлов или различным их соотношением.

Характерным примером являются залежи массивных сульфидных руд в вулканогенных толщах Урала и Рудного Алтая (так называемые колчеданные месторождения). На Урале месторождения этой формации представлены залежами пирита (с подчиненным весьма незначительным количеством других сульфидов), меднорудными и медно-цинковыми залежами, в которых к пириту присоединяются переменные количества халькопирита и сфалерита как главных рудных минералов. Только в некоторых месторождениях Южного Урала в более или менее заметных количествах присутствует галенит. Возраст большинства уральских месторождений силурийский или девонский. На Рудном Алтае среди девонских месторождений той же формации преобладают полиметаллические залежи, в которых к галениту и сфалериту в переменных, иногда незначительных количествах прибавляются халькопирит, пирит и некоторые другие сульфиды. Кроме того, на Рудном Алтае имеются и медно-цинковые колчеданные залежи. Среди раннепалеозойских колчеданных месторождений Салаира имеются и серноколчеданные, и медистые, и полиметаллические залежи. Кроме того, в этом регионе присутствуют барито-гематитовые тела, по всем своим особенностям, кроме состава рудных компонентов, близкие к колчеданным.

В качестве другого примера можно привести грейзеновые месторождения Калбинского хребта и Горного Алтая. В первом районе эти месторождения являются существенно оловянными и вольфрам-оловянными, в Горном же Алтае касситерит в грейзеновых месторождениях не играет существенной роли и главными металлическими компонентами руд являются вольфрам и молибден. Такие примеры различия близких по возрасту месторождений и сходства разновозрастных залежей различных провинций можно найти для всех типов рудных образований.

По представлениям некоторых авторов, большую роль в современном металлогеническом облике конкретных районов играет степень их денудированности, в результате которой месторождения близповерхностного образования древних областей могут быть полностью уничтожены, а глубинные месторождения вскрыты современным рельефом. Такое явление, несомненно, может отражаться на наборе месторождений отдельных районов, но наличие разновозрастных кор выветривания даже среди докембрийских образований свидетельствует о том, что процессы денудации не могут объяснить отсутствие хотя бы в самых древних регионах тех или иных типов месторождений.

Существенную роль в создании металлогенического облика провинций, особенно докембрийских, может играть степень метаморфизованности ее пород, так как в условиях различных фаций метаморфизма возникают различные ассоциации и различные типы месторождений. Так, например, для зеленосланцевой фации характерно образование среднетемпературных рудных залежей жильной, жилообразной, штокверковой формы, часто не сохраняющихся в условиях более высокотемпературных фаций метаморфизма, чем, по-видимому, и объясняется их ограниченная распространенность в сильнометаморфизованном докембрии. В противоположность этому образования амфиболитовой фации, как, например, пегматиты, в докембрии наиболее распространены. Условия гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма благоприятны для образования месторождений рутила. В условиях зеленосланцевой фации может происходить концентрация золота в песчаносланцевых толщах из рассеянного состояния в минералогически выраженное оруденение с образованием практически важных месторождений.

В результате метаморфизма могут возникать своеобразные уникальные месторождения, иногда проявленные лишь в каком-либо одном регионе. Примером может служить австралийское месторождение Рейдиум-Хилл, представленное жилообразными залежами, существенно сложенными биотитом, магнетитом, ильменитом, рутилом, давидитом. Столь же своеобразны некоторые урановые месторождения альбититовой формации, медное оруденение Мессина в Южной Африке, железорудные месторождения ангаро-илимского типа, рудные тела которых, имеющие форму жил, линз, штоков, сложены сплошными и брекчиевидно-вкрапленными рудами, приуроченными к трубкам взрыва или к контактам трапшových интрузий габбро-долеритов и габбро-диоритов.

Строго говоря, каждое месторождение имеет свои особенности, обусловленные самыми различными причинами, в основном не связанными с их возрастом и практически всегда остающимися в какой-то степени неясными. Наличие уникальных или своеобразных месторождений на площади металлогенической провинции не характеризует особенностей рудообразования какого-либо возраста, так же как и наличие месторождений распространенных типов, но содержащих в своих рудах какие-либо необычные для данного типа металлы или

минералы, как, например, медь в карбонатитовом месторождении Палабора в Южной Африке или скопления минералов германия в месторождении Тсумеб в Намибии. Что касается набора разнотипных месторождений, то он также зависит от геологической истории соответствующего участка земной коры и его геохимической специализации, а не от проявления тех или иных процессов.

По мнению ряда авторов, некоторые металлы в различные периоды истории земной коры концентрируются в месторождениях различного типа. Н.М. Страховым [1971] дана схема временного распространения различных типов осадочных месторождений железа. Широко признана схема развития оловорудных концентраций от пегматитовых в более ранние эпохи, через кварцевые жилы и грейзеновые месторождения к сульфидно-касситеритовым в более молодые [Королев А.В., 1963]. Ванадий в докембрии концентрируется в магматических месторождениях, а в фанерозое в осадочных [Холодов В.Н., 1967 г.]. Попытки установить закономерности такого рода делаются различными авторами и для других металлов. Схема распространенности месторождений некоторых типов приведена в книге Д.И. Горжевского и В.Н. Козеренко [1965].

Рассмотренные выше и другие схемы эволюции рудообразования имеют большей частью количественный характер, что, по нашему мнению, не всегда является обоснованным, так как количественная оценка распространенности месторождений различных типов может оказаться субъективной по причинам, рассмотренным выше при оценке предствительности данных о запасах металлов.

Эволюция рудообразования, по-видимому, наилучшим образом может быть понята путем выяснения временной распространенности определенных типов месторождений и возможных различий разновозрастных представителей их. Выбор принципов выделения таких типов представляет собой достаточно сложную задачу.

Многоплановость таких образований, какими являются рудные месторождения, позволяет группировать их по различным критериям в зависимости от цели группировки. Этим объясняется то многообразие определений "рудная формация", которое предложено в настоящее время в советской литературе. Распространенное понимание формации как совокупности месторождений с устойчивыми минеральными (или металлическими) ассоциациями для рассмотрения вопросов металлогении неудобно, так как минералогический состав рудных тел не является главным (и тем более единственным) фактором, определяющим закономерности проявления месторождения во времени и пространстве.

Выделение формаций на генетической основе, т. е. сведение формационной группировки месторождений к их генетической классификации, нецелесообразно, так как генетические и формационные группировки преследуют различные цели. Хотя геологические особенности месторождения обязаны его генезису, но изучение их относится к той части учения о полезных ископаемых, которую французские геологи называют "гитологией", другая же сторона генезиса — физико-химические факто-

ры минералообразования — в создании геологической обстановки нахождения рудных залежей имеет подчиненное значение. Рудные образования различных регионов и даже каждое отдельное месторождение имеют свои геологические особенности, но группировка их в формации должна основываться лишь на некоторых основных элементах их строения, так как при излишне большом числе формаций общие закономерности размещения месторождений могут быть замаскированы. При изучении металлогении отдельных провинций в соответствии с детальностью этого изучения может быть использована более дробная группировка месторождений с выделением подформаций и других более мелких таксонов.

Разработанной формационной классификации месторождений на основе их геологического строения в настоящее время не существует, но отдельные формации выделяются во многих работах по рудным месторождениям. При рассмотрении в последующих главах распространенности рудных формаций во времени за основу принят ориентировочный перечень их, предложенный В.С. Домаревым [1968]. Большинство выделенных формаций этого перечня соответствует общеизвестным группам месторождений, но отнесение некоторых месторождений к той или иной формации произведено автором по данным их геологических описаний за исключением объектов, известных ему по личным наблюдениям. Вопросы генезиса месторождений в данной работе не обсуждаются, хотя формационная принадлежность их обусловлена геологическими условиями первичного (в основном) образования рудных залежей.

ГЛАВА III

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЖЕЛЕЗА, ТИТАНА, ВАНАДИЯ, ХРОМА И МАРГАНЦА

Железо является наиболее распространенным после алюминия металлом земной коры, составляя по весу 5,1%. Как известно, в геологических процессах железо проявляется в двух- и трехвалентной форме, причем оно может переходить в ионное состояние, что, облегчая возможность его мобилизации, миграции и осаждения, обуславливает широкое распространение железорудных месторождений. Содержание железа в ультраосновных и основных породах, составляющее 9,85 и 8,56% (по А.П. Виноградову), лишь в 2-3 раза меньше все снижающихся бортовых содержаний в промышленных рудах, что позволяет ожидать в будущем увеличения числа типов практически ценных месторождений. Удовлетворяющие современным требованиям промышленности месторождения возникали в продолжение всей геологически документированной истории земной коры, начиная с раннего архея и до настоящего време-

ни, с большей или меньшей интенсивностью в различные эпохи в различных провинциях.

Железорудные месторождения образуются в земной коре при геологических процессах, начиная от магматических и кончая процессами приповерхностного выветривания, но по данным, приведенным Л.В. Пустоваловым [1964], 90% железных руд имеет осадочное (экзогенное) происхождение.

В настоящее время предложено много различных классификаций железорудных месторождений, но главными формациями их являются следующие. Титаномагнетитовые залежи в основных интрузивных породах, жиллообразные и штокообразные тела магнетитов в трапловых трубах (ангаро-илимский тип), контактовые и стратиформные скарновые месторождения, стратиформные месторождения в осадочно-вулканогенных и в осадочных толщах, океанические конкреции, рудные залежи в коре выветривания, железистые кварциты. Кроме того, ограниченное значение или распространение имеют метасоматические залежи в карбонатных породах, морские россыши магнетита и некоторые другие. При магматических и эндотермальных процессах и в меньшей степени при диагенезе осадков возникают значительные концентрации железа в сульфидной форме, как это происходит при образовании месторождений сульфидных медно-никелевых руд в базитах и гипербазитах, колчеданных залежей, пиритовых конкреций в каменноугольных пластах и т. д. В качестве железных руд сульфиды не имеют практического значения, если не считать незначительного использования пиритных огарков, образующихся при производстве серной кислоты, для выплавки низкосортного чугуна.

Титаномагнетитовые залежи наиболее распространены в докембрии, в течение которого они возникали в достаточно широком интервале времени. Месторождения архейского возраста известны в округе Сингбхум в Индии (2600 млн. лет), примерно тот же возраст имеет месторождение Новоселковское и другие в Белоруссии (2800—2600 млн. лет.). К "раннему" докембрию относится месторождение Айрон-Маунтин в штате Вайоминг (США). Позднеархейское и раннепротерозойское титаномагнетитовое оруденение проявлено на Алданском щите и Забайкальской горной области. Раннепротерозойские месторождения с возрастом 2300—2100 млн. лет имеются в Финляндии, а также в восточной части Балтийского щита (2200 млн. лет.). Среднепротерозойские месторождения Африки связаны с бушвелдским комплексом (1750 млн. лет) и соответствующим ему комплексом Тете в Мозамбике. К позднепротерозойскому времени относится Кусинская группа месторождений на Урале, Лысанское месторождение Восточного Саяна и месторождения некоторых других регионов.

Распространение титаномагнетитовых месторождений не ограничивается докембрием. Раннепалеозойский возраст имеет Качканарское месторождение на Урале, Кручининское месторождение в Забайкалье. В Алтае-Саянской горной области габброидные интрузии с титаномагнетитовым оруденением известны в Горной Шории, где к ним относится

раннепалеозойский массив горы Патын, и в Туве — интрузивы нагорья Сангилен, имеющие средне-позднекембрийский и ранне-среднекембрийский возраст [Немцович В.М., Шапошников Г.Н., 1961]. В районе г. Осло в Норвегии титаномагнетитовое оруденение относится к пермским образованиям. В северо-восточной Аляске в пределах зоны длиной около 400 км расположен ряд гипербазитовых массивов с титаномагнетитовой минерализацией, причем несколько более крупных залежей в роговообманковых пироксенитах практически интересны. Возраст рудоносных интрузивов послераннемезозойский, но они не моложе 100 млн. лет [Taylor H.P., Noble J.A., 1969 г.].

Магнетит и ильменит представляют собой обычные акцессорные минералы основных интрузивных пород, и так как титаномагнетитовые месторождения являются комплексными и наиболее практически интересным компонентом их руд служит ванадий, то уже при невысоком содержании железа, не достигающем 20 %, габброидные массивы, не считающиеся ныне месторождениями, могут приобрести промышленное значение. Размеры месторождений титаномагнетитов могут быть очень значительными, но существенной роли в общем балансе запасов и добыче железных руд в настоящее время они не играют.

Залежи магнетитов, связанные с траппами (ангаро-илимский тип), по современному состоянию сведений, широко распространены только в южной части Сибирской платформы. Возраст магматических трубок, к которым приурочены рудные залежи, относят к триасу, а оруденение некоторые авторы считают юрским. Являются ли месторождения Сибирской платформы уникальными в пространстве и времени, однозначно, по-видимому, решить нельзя, хотя крупные размеры некоторых представителей этой формации заставляют думать, что обнаружение их не представляет большой сложности и в развитых странах они не должны были остаться незамеченными.

Скарновые месторождения представляют собой довольно распространенную форму проявления железных руд. Однако некоторая неопределенность самого понятия "скарновое" месторождение [Образцова З.А., 1978] затрудняет получение ясного представления о конкретных объектах на основе их литературных описаний. По современному состоянию знаний целесообразно различать две основные формации скарновых месторождений. К первой из них относятся образования, именовавшиеся в старой литературе "контактово-метаморфическими", рудные залежи которых, по крайней мере частью, приурочиваются к непосредственному контакту интрузивного массива с вмещающими, преимущественно карбонатными, толщами. Образование руд в этих случаях обязано взаимодействию двух контактирующих сред и генетически тем или иным образом связано с интрузивным магматизмом, время проявления которого и определяет возраст оруденения.

Ко второй формации скарновых месторождений относятся стратиформные (или близкие к ним) залежи в осадочно-вулканогенных толщах, породы которых обнаруживают метасоматические изменения, частью состоящие в образовании гранатов, пироксенов и (или)

других скарновых минералов. Такие "скарны" не имеют прямой генетической связи с интрузивами и своим происхождением обязаны процессам регионального метаморфизма. Возрастное и пространственное соотношение их с рудными залежами может быть различным, а генезис оруденения нередко остается недостаточно изученным и дискуссионным. В одних случаях железо руд освобождается из основных эффузивов при их метасоматической переработке, как это имеет место, например, в Сербайском месторождении Кустанайской области [Домарев В.С. и др., 1971], а в других оно выносится при процессах вулканизма и осаждается из вод бассейна.

К рассматриваемой формации относятся, по-видимому, нижнепалеозойское Кочуринское месторождение Горной Шории, палеозойские скарновые месторождения Алжира, а также Дашкесанское месторождение в Азербайджане, образовавшееся в эпоху позднего мела—палеогена. По минералогическому составу и морфологии рудных залежей к перечисленным месторождениям близки преобразованные в условиях высокотемпературных фаций метаморфизма первично осадочные (?) накопления железа. Такие месторождения характерны для докембрия, и к архейским представителям их относятся магнетитовые залежи в скарноподобных породах, приуроченные к карбонатным горизонтам иенгрской серии Алданского щита. Это — месторождения Таежной, Дес-Сангельской и других групп, генезис которых, по мнению Т.В. Билибиной [Геология..., 1976], несомненно, связан с "процессами анатектической гранитизации". С гранат-магнетитовыми, кварц-пироксен-магнетитовыми и гранат-пироксен-магнетитовыми сланцами радиометрического возраста 2,5—2,0 и 1,9—1,8 млрд. лет связана железная минерализация на территории Анабарского массива [Билибина Т.В., Терентьев В.М., 1968]. Позднепротерозойский возраст имеют скарновые (осадочно-метаморфические) месторождения Финляндии.

Некоторые из стратиформных залежей "скарновых" руд можно относить к формации вулканогенно-осадочных месторождений типа Холзунского в западной части Горного Алтая и округов Лан и Диль в ФРГ. К скарновым некоторые авторы относят и отмеченные выше месторождения ангаро-илимского типа, приуроченные к траповым трубкам.

Контактные скарновые месторождения не очень многочисленны. Типичными их представителями являются хорошо известные среднепалеозойские (S_2 — D_1) месторождения Урала, такие как гора Высокая, гора Благодать (в пределах рудных полей которых имеются, однако, и стратиформные залежи) и некоторые другие, раннепалеозойское уже выработанное Тельбесское месторождение и месторождения Казской группы и другие в Горной Шории. Генезис месторождения Солонго в Бурятии связывают с гранитами, имеющими возраст 299—236 млн. лет. В Болгарии отмечают контактные месторождения позднего мела, в ГДР — варисского возраста, в Иране — третичного (?), в Италии — позднего триаса и плиоцена [Zitzmann A., 1978 г.].

Наиболее многочисленную и важную в практическом отношении группу железорудных месторождений составляют пластовые залежи в

вулканогенно-осадочных и осадочных толщах, относящиеся к образованиям вулканогенно-осадочного и гумидного типов литогенеза. Месторождения этой группы различаются по минералогическому составу, текстурным и структурным особенностям руд, литологии вмещающих толщ, степени метаморфизма и условиям образования. В соответствии с этим предложены многочисленные различной детальности классификации их как по генетическим, так и по различным формационным признакам. Для целей настоящей работы, по-видимому, достаточно различать вышеперечисленные четыре формации: 1) стратиформные залежи в вулканогенно-осадочных толщах; 2) стратиформные залежи в осадочных толщах; 3) железистые кварциты; 4) железо-марганцевые конкреции океанов.

Древнейшими образованиями в вулканосадочных толщах являются месторождения типа Кируна в шведской Лапландии, возраст которых 2,6 — 1,95 млрд. лет. Месторождения того же типа имеются в Центральной Швеции, в Карелии, на Кольском полуострове и в Канаде [Формозова Л.Н., 1968 г.]. Генезис рудных залежей Кируна, как известно, вызывает разногласия, и до сих пор некоторые авторы относят их к "магматическим", что, возможно, обусловлено глубоким метаморфизмом первичного месторождения, придавшего ему характерные черты эндогенных образований. Однако приведенные в ряде публикаций данные и соображения о связи оруденения с вулканизмом и о вулканогенно-осадочном происхождении месторождений типа Кируна представляются более убедительными, чем мнение и доводы апологетов магматизма. Среднепротерозойские месторождения "подводно-эксталяционного" происхождения, имеющие радиометрический возраст 1800 млн. лет, отмечены в Юго-Западной Гренландии [Appel P.W.U., 1974], а силурийские и девонские — в Чехословакии. Девонский возраст имеют месторождения Горного Алтая, такие, как Холзунское и Коргонское, хорошо известные месторождения округов Лан и Дилль в ФРГ. Рудные залежи района Вара в Югославии образовались в триасе [Формозова Л.Н., 1968 г.]. В Болгарии имеются вулканогенно-осадочные месторождения маастрихтского возраста, а в Италии — третичного. Уже эти выборочные данные иллюстрируют распространенность вулканогенно-осадочных месторождений среди образований самого различного возраста от архея до кайнозоя, что отмечалось многими авторами.

К формации стратиформных месторождений в осадочных толщах мы относим все осадочные железорудные залежи независимо от условий отложения руд и их минералогического состава. Проявление осадочных месторождений железа в докембрии и во все периоды фанерозоя общеизвестно и не требует рассмотрения; следует упомянуть лишь некоторые месторождения докембрия, поскольку во многих современных публикациях, касающихся эволюции рудообразования во времени, обращается внимание на распространенность в докембрии лишь железистых кварцитов, хотя в этот период истории земной коры в слоистых толщах возникали осадочные железорудные залежи и других типов. Архейский возраст имеют осадочные месторождения района Стип-Рок (Канада),

радиометрический возраст которых составляет около 2600 млн. лет, а протерозойский — месторождения свиты Претория в Южной Африке. К позднепротерозойским относятся месторождения Енисейского кряжа, Комарово-Зигагинского района западного склона Урала, Ропер-Ривер в Северной Австралии и др. Следует отметить, что осадочное происхождение могут иметь и некоторые из упомянутых выше докембрийских стратиформных скарновых и вулканогенно-осадочных залежей, генезис которых не бесспорен. Так, например, отнесенные выше к этим формациям "архейские" месторождения Алдана, Центральной Швеции, а также Нью-Джерси (США) и другие Д.П. Сердюченко и А.Д. Яницкий [1958 г.] рассматривают как "магнетитовые пластообразные руды в зоне древних парасланцев, генетически связанные с химическим осаждением железа в карбонатных илах или на подстилающих карбонатных породах". Современный облик этих месторождений обязан повторным воздействием "метаморфизма и магматических внедрений". За счет таких образований количество месторождений докембрия, относимых к первично осадочным, может возрасти.

Железо-марганцевые конкреции в практически интересных скоплениях установлены до настоящего времени только на дне современных океанов, а в более древних отложениях они не известны. Проявление конкреций в шельфовых зонах, на дне морей и озер не позволяет исключать возможность их накопления и в прошлые геологические периоды. Однако для целей настоящей работы интересно подчеркнуть, что распространенность океанических конкреций свидетельствует об интенсивности, может быть, несколько своеобразного современного осадочного процесса, приводящего к крупнейшим накоплениям железных руд.

Образование инфильтрационных и остаточных железорудных залежей при процессах приповерхностного выветривания хорошо известно, и месторождения этой формации мезозойского и кайнозойского возрастов отмечены во многих рудных провинциях. Труднее фиксируются палеозойские и докембрийские месторождения зон выветривания, поскольку наложенные изменения маскируют их первичный облик. Хорошо установлено проявление раннепротерозойского интенсивного поверхностного окисления и выветривания железистых кварцитов Курской магнитной аномалии. Большая глубина мартитизации магнетитовых руд Саксаганского района Криворожья, достигающая 1,5–2 км и во много раз превосходящая глубину уровня грунтовых вод, примерно ограничивающего снизу современную зону окисления, свидетельствует о том, что мартитизация (если связывать ее с приповерхностным изменением железистых кварцитов) имела место в более древние, вероятно докембрийские, периоды. Многочисленные разновозрастные коры выветривания в докембрии, и в частности в архее, устанавливаемые и установленные в последние десятилетия [Сидоренко А.В., 1975], позволяют предполагать, что и образование месторождений выветривания происходило не только в мезозое и кайнозое, а и в более древние периоды, вплоть до архея.

Месторождения железистых кварцитов, как отмечено выше, сос-

тавляют наиболее важную в практическом отношении железорудную формацию. Входящие в нее месторождения, так же как и месторождения других формаций, отличаются друг от друга по литологии рудоносных толщ, по минеральному составу руд, по степени метаморфизма и наличию богатых залежей, а также по ряду других особенностей, но тем не менее некоторые характерные черты позволяют геологам всех стран рассматривать железистые кварциты как единый тип месторождений, подразделяемый различными авторами по тем или иным признакам на два и более подтипов. Наиболее простым и в то же время показательным является предложенное канадскими геологами выделение двух подтипов по наличию или отсутствию в рудоносной толще эффузивных пород. К типу оз. Верхнего отнесены месторождения, в которых железистые кварциты являются компонентами осадочных толщ, образовавшихся на шельфе или в миогеосинклинальных условиях, а к типу Альгома — железистые кварциты вулканогенно-осадочных толщ.

Железистым кварцитам посвящена обширная литература, а в последние годы проведены международные симпозиумы: в 1970 г. в Киеве и в 1972 г. в Дулуте (штат Миннесота, США). Последний симпозиум, по словам редакторов издания его материалов, "должен был дать почти глобальную оценку характера и размещения докембрийских железорудных формаций" [Джеймс Г.Л., Симс П.К., 1975]. Наличие многочисленных публикаций исключает необходимость останавливаться на геологических особенностях железистых кварцитов, пространственном размещении их и на предложенных классификациях. Достаточно напомнить о распространении этих образований на всех щитах и крупных массивах докембрия и о существовании различных представлений по отдельным вопросам генезиса рудоносных толщ и руд, таким как роль вулканизма в качестве поставщика железа, способ осаждения железа из вод бассейна, происхождение полосчатости и т. п. Мы остановимся лишь на представлениях о распространенности железистых кварцитов во времени.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что многие месторождения всех континентов образовались в архее и древнейшими из них в настоящее время можно считать полосчатые железистые породы суперкрустального пояса Ишиа в Западной Гренландии, радиометрический возраст которых, определенный по рубидий-стронциевому и свинцовому методам, 3760 ± 70 млн. лет. Подсчитанные запасы руды этого района 2 млрд. т при среднем содержании железа 34 % [Appel P.W.U., 1979]. Архейские месторождения с возрастом более 2700 млн. лет составляют большинство железистых кварцитов Канады [Goldich S.S., 1978 г.]. Установленные суммарные запасы их равны 35 млрд. т. Архейские месторождения распространены в Зимбабве, Свазиленде, Сьерра-Леоне и других странах Африки, в Индии, Австралии, в пределах Украинского щита. По сообщению В. Дорра [Dorr J.V.N. II, 1973 г.], на территории Гвианского и Бразильского щитов возраст железистых кварцитов варьирует от 3200 млн. лет до позднего докембрия.

Многие, в том числе крупнейшие, месторождения, к которым относятся железистые кварциты Кривого Рога, Курской магнитной аномалии,

района оз. Верхнего и п-ова Лабрадор и Северной Америке, группы Хамерсли в Западной Австралии и другие, образовались 2500—1900 млн. лет тому назад.

Железистые кварциты среднего и позднего протерозоя известны во многих регионах, но крупнейших месторождений, сопоставимых с месторождениями раннего протерозоя и архея, среди них, по-видимому, не установлено, что, может быть, объясняется недостаточной изученностью. Выше отмечено возможное наличие средне- и позднепротерозойских железистых кварцитов на площади Бразильского и Гвианского щитов, они известны также в Северной Америке, в Австралии, в Северной Африке, на Урале и других районах. Железистые кварциты с относительно крупными запасами, составляющими по весьма ориентировочному подсчету 20 млрд. т при среднем содержании железа 47 %, установлены на северо-западе Канады в малоосвоенном районе. Их радиометрический возраст 1000 млн. лет [Фолинсби Р.Э., 1972]. Г. Габриэлс [Gabrielse H., 1972 г.] отметил наличие толщи полосчатых пород мощностью до 150 м в Кордильерах Канады в позднепротерозойской существенно вулканогенно-терригенного состава формации Уиндермер, радиометрический возраст которой 800—600 млн. лет.

К концу протерозоя или к раннему кембрию относятся железистые кварциты Малого Хингана, возраст которых более определенно не установлен (юдомий?). Три месторождения этого района приурочены к единой полосе существенно терригенных пород, прослеживающейся на 40 км. Мощность железорудного горизонта 25—50 м, а на отдельных участках до 150—200 м.

Наличие железистых кварцитов палеозойского возраста отмечается во многих регионах, но в некоторых случаях относимые к ним образования представлены кремнисто-железистыми толщами, породы которых не имеют характерной тонкополосчатой текстуры. Специально вопрос о палеозойских полосчатых железистых формациях рассмотрен Дж. Е. О'Рурке [O'Rourke J.E., 1961], который описал соответствующие толщи, распространенные в Гималаях в поясе, протягивающемся на 1600 км от Кашмира до Бутана. В пределах Непала в этом поясе выделяются два типа осадочных железных руд, слагающих главную рудную зону, к одному из которых относятся породы, сложенные перемежающимися слоями гематита, яшмы и алеврита. Среднее содержание железа в полосчатых рудах составляет 56,5 %. Эти полосчатые железистые породы Дж. О'Рурке сопоставляет с железистыми кварцитами докембрия. Возраст их точно не установлен, так как присутствующая в рудоносной толще пояса фауна представлена формами, характерными частью для девона, частью для более древних периодов. К типу железистых кварцитов, по мнению Дж. О'Рурке, относятся железорудные месторождения Мату-Гросу в Бразилии и Боливии, содержащие 10 млрд. т 50 %-ных руд, находящиеся в удаленных от промышленных центров районах и поэтому мало изученные. Месторождения не метаморфизованы, их руды состоят из перемежающихся полос гематита и яшмы. Часть железистой толщи представлена оолитовыми и пизолитовыми

рудами. Кембрийский возраст рудоносной толщи хорошо устанавливается по фаунистическим данным.

Наличие палеозойских руд типа железистых кварцитов Дж. О'Рурке отмечает в Португалии, Испании, Сардинии, Западной Африке и в других районах (по литературным данным).

Ряд проявлений железо-кремнистых толщ известен в палеозое Казахстана [Новохатский И.П., 1972 г.; Негоспаев Б.Г., 1976 г.]. Кембрийский возраст имеет месторождение Кумды-Куль в Центральном Казахстане, где магнетитовые и гематитовые кварциты, содержащие 25–50 % железа и до 4,0 % марганца, приурочены к кремнисто-эффузивной толще, включающей также безрудные кварциты и красные яшмы. Такого же возраста месторождение Бурултас в Западном Прибалхашье, в котором актинолитово-магнетитовые слои чередуются с кремнистыми в пачках мощностью до 5 м, и др.

Полосчатые железо-кремнистые руды, тесно связанные с кремнистыми и вулканогенными образованиями Туяк-Косагалинского месторождения в восточной части Атасуевского района, имеют ордовикский возраст. В рудах в повышенных против кларка количествах присутствует германий, находящийся в прямой корреляционной связи с железом.

По мнению А.С. Калугина [1972 г.], к "типу железистых кварцитов" можно отнести многие железорудные месторождения Горного Алтая, ритмично полосчатые руды которых состоят из чередующихся слоев гематита и слоев перемятых вулканокластических продуктов.

В некоторых карбонных месторождениях Елтайской группы валериановской полосы Тургайского прогиба тонкополосчатые магнетитовые "роговики" залегают согласно с вмещающими их пелитовыми туффитами основного состава и со скарновыми магнетитовыми рудами, образуя выдержанные по простиранию и мощности рудные тела [Чугуевская О.М. и др., 1968 г.], не играющие, однако, существенной роли в балансе запасов железных руд района. Кремнисто-железистые породы раннекарбонного возраста, по описанию Р.У. Шульца [Schultz R.W., 1966], сходные с месторождениями оз. Верхнего, обнаружены в Тайнахе (Ирландия).

Приведенные выборочные данные, суммированные в табл. 1, позволяют считать, что железистые кварциты не являются специфическим рудным образованием какой-либо ограниченной во времени металлогенической эпохи, а проявлены во всех геологических периодах докембрия. Довольно многочисленные железо-кремнистые образования раннего и среднего палеозоя, вероятно еще не полностью выявленные, отличаются от докембрийских по текстурно-структурным особенностям руд (менее четко выраженная и более грубая полосчатость) и их минералогическому составу, что в известной мере связано с их меньшей метаморфизованностью, а также меньшей мощностью рудоносных толщ, меньшей выдержанностью отдельных рудных слоев и соответственно меньшими масштабами оруденения. Возможно, что все это является следствием постепенного "вымирания" формации в истории земной коры и, очевидно, железистые кварциты представляют собой образования, типичные для докембрия, хотя и проявляющиеся в палеозое.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Эволюция железоруднения в истории земной коры рассматривается обычно как с качественной, так и с количественной стороны. Широко распространено мнение о преобладающем значении докембрия как эпохи максимального накопления железных руд, обязанным главным образом представлениям о возрасте железистых кварцитов. Как указано в предыдущих главах, количественная характеристика эволюции рудообразования вследствие ряда причин, по современному состоянию наших знаний, не может быть сделана достаточно уверенно, но попытаться проанализировать приводимые разными авторами подсчеты все же имеет смысл. При этом анализе целесообразно рассмотреть не только распределение количества железных руд по временным интервалам, но также интенсивность рудообразования в тот или иной период.

В нижеприведенные подсчеты не включено железо сульфидных руд многочисленных нежелезных месторождений различного генезиса от магматического до осадочного. Количество железа в отдельных крупных месторождениях достигает сотен миллионов тонн, а в их совокупности оно достаточно велико, чтобы внести те или иные коррективы в представления о времени максимального накопления металла в отдельных провинциях, а может быть, и в рудах земной коры в целом (см. таблицу).

Возраст железистых кварцитов

Эра	Период или абсолютный возраст, млн. лет	Области распространения
Палеозой	Карбон Девон Ордовик Кембрий	Тургайский прогиб, район Тайанак (Ирландия) Горный Алтай, горы Фулочки (Непал) М-ние Касагалы-Туляк (Центральный Казахстан) М-ние Бурунтас (Западное Прибалхашье), М-ние Тоймасшоки (Центральный Казахстан)
Поздний протерозой	570	Малый Хинган (?)
	650	Ашинская свита (Урал)
	Более 800	Мату-Гросу (Боливия)
	600-900	Кордильеры (Северная Канада), США, Египет, Марокко
	1000	Северо-Западная Канада
Средний протерозой	1640-1790	М-ние Барабу (штат Висконсин, США) Район Брокен-Хилл (Австралия)
Ранний протерозой	1800-2200	Серия Ваварам (Аризона), п-ов Лабрадор (Канада), район оз. Верхнего, Кривбасс, Кременчутский район, КМА, Северная Бразилия

Эра	Период или абсолютный возраст, млн. лет	Области распространения
Ранний протерозой	2200–2500	Орехово-Павлоградская зона УКЩ, район Кимберлей (Австралия), хребет Хамерсли (Западная Австралия), м-ние Оленегорское, Алданский щит, Корсакай; Обоянская серия, Воронежский массив
Архей	2700–3200	Ималыкская группа (Алданский щит), пояса Абитиби-Вава, Учи (Канада); район Вермилион (Миннесота), район Мичиликотен (Онтарио), Западная Австралия, Верховцевская зона УКЩ, Минас Жерайс (Бразилия), серия Айрон-Ор (штаты Орисса, Сингбум, Дхарвар и др., Индия), хребт Бартут (Монтана), Сьерра-Леоне, системы Себаквийская, Булавейская и Шамвенская (Зимбабве), Либерия, Белоруссия, Восточная Карелия, Мадагаскар
	3000–3500	Блок Пильбара (Австралия), Конско-Белозерская зона УКЩ Свазиленд (Южная Африка), серия Иматака (Венесуэла)
	3760	Серия Ишуа (Западная Гренландия)

По данным, приведенным Н.А. Быховером [1963 г.], докембрийские месторождения включают 68 % суммарного запаса железных руд капиталистических стран и 53 % их добычи. В СССР железистые кварциты и связанные с ними богатые железные руды Кривого Рога и КМА дают 75 % добываемого железа. Однако эти данные не характеризуют интенсивности образования руд в различные периоды существования земной коры, так как произведенные подсчеты не учитывают длительности этих периодов. Действительно, продолжительность докембрия порядка 3000 млн. лет, в то время как длительность всего фанерозоя 570 млн. лет, т. е. в пять раз меньше. Если запасы руд докембрия распределить на равные фанерозою интервалы, то на каждый из них, исходя из данных Н.А. Быховера, придется всего 13,5 % запасов и 10,5 % добычи, т. е. в этом случае необходимо будет признать, что накопление руд в докембрии в среднем происходило менее интенсивно, чем в фанерозое.

По представлениям многих авторов, главным периодом образования железистых кварцитов был интервал 2500–1900 млн. лет тому назад, в течение которого было отложено и сохранилось до настоящего времени не менее 100 трлн. т металла [Джеймс Г.Л., Симс П.К., 1975]. Количество железа более древних и более молодых месторождений значительно уступает приведенным запасам. По мнению Г.Л. Джеймса и П.К. Симса, такая концентрация железа в "короткий период времени", а может

быть и одновременно, представляет собой замечательное событие в истории Земли и требует специального объяснения. Это мнение подерживается и многими другими авторами, но тем не менее с ним едва ли можно согласиться, и прежде всего потому, что достоверность указанных выше запасов железа весьма невелика, как это следует хотя бы из того, что другими авторами они оцениваются совершенно иначе. По данным Н.А. Быхова, суммарные прогнозные запасы железных руд докембрия составляют 3 трлн. т, причем преобладающая часть их заключена в месторождениях железистых кварцитов. Н.П. Семененко [1978 г.] "учтенные" и "перспективные" запасы железных руд "всех континентов" оценивает в 1029 млрд. т, в том числе в железистых кварцитах месторождений типа оз. Верхнего 120,9 и типа Альгома 105,6 млрд. т. По зарубежным статистическим сводкам, общие мировые запасы железа, по-видимому в богатых рудах (?), на первое января 1972 г. составляли всего 232, в том числе "достоверные" — 65 млрд. т.

Н.М. Страхов [1963] для протерозойских месторождений районов оз. Верхнего, Кривого Рога и КМА привел цифру запасов руд в 510 млрд. т, а для архейских месторождений системы Нама — Трансвааль в Южной Африке — 2500 млрд. т (по П. Вагнер) и высказал мнение, что общие запасы железных руд в докембрии, "несомненно, во много раз превосходят эту цифру". Таким образом, по данным Н.М. Страхова, запасы архейских месторождений превышают запасы протерозойских, что подчеркивает условность приводимых различными авторами размеров запасов. Кроме того, причины недостаточной убедительности количественных подсчетов запасов разновозрастных месторождений, отмеченные в первой главе настоящей работы, полностью относятся к железистым кварцитам. Какими данными пользовались Г.Л. Джеймс и П.К. Симс при своих подсчетах в отмеченной работе, они не указали, но характерно, что перечисленные ими рудные районы относятся к сравнительно хорошо освоенным, а степень разведанности более древних месторождений экономически менее развитых стран или труднодоступных районов, очевидно, много ниже.

Если поставить задачу о выяснении геологических причин особой концентрации железа в железистых кварцитах того или иного времени, то помимо данных о современных запасах месторождений необходимо учесть и историю существования рудных залежей после их первичного образования. Как отмечено в гл. I, при наложенных процессах образовавшиеся месторождения могут быть уничтожены эрозией или руды их рассеяны при процессах метаморфизма, как это описано для Криворожья. Архейские рудные концентрации в большей степени, чем более молодые, могут подвергнуться таким изменениям, а попыток количественного учета уничтоженных железистых кварцитов в процессе их существования до настоящего времени никем не производилось.

Из сказанного следует, что любые утверждения о "чрезвычайной" концентрации железа в те или иные периоды образования железистых кварцитов могут отражать лишь современное состояние запасов и имеющих о них сведений. Но если даже считать максимальные из приведенных для запасов железистых кварцитов количества соответствующи-

ми действительности, то и тогда весь докембрий или наиболее продуктивный интервал его от 2500 до 1900 млн. лет тому назад не будет исключительным ни по запасам руд, ни по интенсивности их образования, хотя именно в докембрии возникли крупнейшие по запасам железорудные бассейны. Если в течение раннего протерозоя накопилось 10^{14} т железных руд (в интервале времени от 2500 до 1900 млн. лет), то средняя скорость их образования составляла около 160 тыс. т в год.

Запасы железо-марганцевых конкреций в пределах Тихого океана, по данным Дж. Меро [Mero J.L., 1964 г.], составляют 1656 млрд. т, средняя скорость их накопления 5 млн. т в год, а железа в них соответственно 840 тыс. т, что примерно в 15 раз превышает интенсивность накопления железа в железистых кварцитах в раннем протерозое, если его среднее содержание в них условно принять в 35 %.

Подсчеты запасов конкреций, по-видимому, не более точны, чем подсчеты количества железистых кварцитов, и, вероятно, большего доверия заслуживают данные о запасах железных руд в прибрежно-морских железорудных осадках позднего мела — палеогена Приобья, заключающих 580—900 млрд. т, из которых 40 млрд. т Бахчарского месторождения пригодны для открытой добычи [Западно-Сибирский железорудный бассейн, 1964]. Длительность образования приобских руд примерно 60 млн. лет, и, следовательно, интенсивность накопления их равна 10—15 тыс. т в год; это относится не ко всей поверхности планеты, а лишь к ограниченной сравнительно небольшой площади.

Все приведенные числовые данные свидетельствуют о сложности и условности количественной оценки размеров накопления железных руд в отдельные периоды существования земной коры и о переоценке интенсивности рудообразования в докембрии в целом и в раннем протерозое в частности. Тем не менее железное оруденение происходило отнюдь не равномерно во все геологические периоды. Н.М. Страхов [1971], рассматривая историю накопления гипергенных железных руд, оценивает количество кембрийских руд в 1—25 млрд. т (в железистых кварцитах), силурийских — 24,5, карбоновых — 31, юрских — 16—17 и неогеновых — 30 млрд. т.

В докембрии образовались несоизмеримые с фанерозойскими количества руд типа железистых кварцитов; в девоне, мелу и палеогене накопление осадочных руд происходило в относительно небольшом масштабе, а в перми и триасе заметного экзогенного железного рудообразования не происходило вовсе. Уточнение данных о запасах экзогенных месторождений и учет запасов эндогенных руд, в частности связанных с траппами триасовых (?) месторождений магномагнетитов Сибирской платформы, может внести в оценку железооруденения отдельных периодов фанерозоя те или иные изменения, но представления о неравномерности распределения суммарных запасов руд месторождений различного возраста едва ли смогут быть изменены.

Вариации в количестве железных руд, накопившихся в те или иные эпохи, в какой-то степени, вероятно, обусловлены общими причинами глобального масштаба, но в большей мере они связаны с особенностями

геологического развития отдельных регионов, на территории которых в отдельные эпохи рудообразование происходило особенно интенсивно. В региональном масштабе металлогенические эпохи накопления значительного количества руд какого-либо металла или металлов проявляются достаточно четко, что служит важным фактором при установлении закономерностей размещения оруденения соответствующей металлогенической провинции и оценке ее перспектив. Так, для Криворожско-Кременчугской зоны главной эпохой образования железных руд является ранний протерозой, для Горной Шории — ранний палеозой, для Тургайской провинции — карбон, для юга Сибирской платформы — триас, для Липецкой провинции — юра—мел, для Керченского полуострова — плиоцен и т. д. Вполне понятно, что в течение указанных эпох выделяются более ограниченные интервалы рудообразования, разделенные безрудными, но настолько сближенными, что они могут быть объединены в одну эпоху.

Эволюция образования месторождений железа во времени более ясно проявляется в распространенности различных рудных формаций. Месторождения титаномагнетитовых руд для докембрия более характерны, чем для фанерозоя, но такие представления, может быть, обусловлены подчиненным значением этих месторождений в качестве источника получения сырья для черной металлургии и в связи с этим недостаточно полным учетом их. Некоторое преобладание докембрийских месторождений по сравнению с фанерозойскими, может быть, объясняется и различием в длительности этих периодов. Контактные скарновые месторождения в общем мало характерны для докембрия, если не считать метаморфогенных залежей в скарноидах, и наиболее распространены в палеозое. Наиболее заметна эволюция в образовании осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений, подробно рассмотренная Н.М. Страховым [1963, 1971] в порядке освещения общей эволюции типов литогенеза в истории Земли. В схеме эволюция экзогенного железного рудообразования, по Н.М. Страхову, выражается в смене во второй половине рифея относительно глубоководного накопления железных руд раннего и среднего докембрия мелководным морским, а затем в фанерозое — озерным и, наконец, поверхностным наземным (кора выветривания). В соответствии с такой эволюцией в докембрии происходило накопление "кремнисто-железистых отложений, давших начало джеспилитам", а в самом начале фанерозоя или в позднем рифее образование джеспилитов прекращается и на смену им приходят олиговые гидрогётит-шамозитовые руды.

По мнению некоторых авторов, имеет место различие в распространенности железистых кварцитов типа оз. Верхнего и типа Альгома. Образования первого типа встречаются только в докембрии, а второго — как в докембрии, так и в фанерозое [Джеймс Г.Л., Симс П.К., 1975]. Последнее мнение, по-видимому, объясняется более широким пониманием термина "тип Альгома" и отнесением к нему помимо типичных железистых кварцитов также и некоторых месторождений вулканогенно-осадочной формации. Что касается отмеченного выше мнения Н.М. Страхова о смене на границе рифея и фанерозоя железистых квар-

цитов оолитовыми рудами, то в него следует внести некоторые изменения, так как распространенность оолитовых руд формации стратиформных залежей в осадочных толщах не ограничивается фанерозоем и верхним рифеем. Сам Н.М. Страхов, говоря о наличии "переходных" толщ, в которых присутствуют и железистые кварциты, и оолитовые руды, приводит в качестве примера систему Нама—Трансвааль, в различных подразделениях которой вокруг Бушвелдского лакколита присутствуют и железистые кварциты, и залежи железных оолитовых руд гематит-шамозитового состава. Радиометрический возраст бушвелдского интрузивного комплекса 1950—1750 млн. лет, а возраст прорываемых им пород, очевидно, более древний.

Оолитовые руды в ассоциации с железистыми кварцитами известны в районе оз. Верхнего, в Западной Австралии и в других районах, а в итабиритах п-ова Лабрадор отмечаются оолитовая и пизолитовая текстуры. Осадочные железорудные залежи, не связанные с железистыми кварцитами, как это рассмотрено выше, в докембрии распространены от архея (Стил-Рок) до позднего протерозоя (Енисейский кряж и др.).

Широко распространены во времени месторождения вулканогенно-осадочной формации, к которым относятся крупнейшие протерозойские месторождения типа Кируна в Шведской Лапландии и фанерозойские позднемеловые залежи Болгарии и третичные в Италии. Принципиальных различий между разновозрастными месторождениями не установлено, но степень метаморфизма их весьма различна, что придает наиболее измененным залежам некоторые специфические черты.

Помимо рассмотренных формаций известны железорудные месторождения и иных типов, не имеющие в большинстве случаев многочисленных представителей и поэтому не могущие характеризовать эволюцию рудообразования во времени. (Напомним, что месторождения выветривания в данной работе не рассматриваются). Из них прежде всего следует упомянуть Бакальское месторождение, представленное сидеритовыми (в зоне окисления — окисными) рудами, возникшими путем метасоматического замещения сидеритом позднепротерозойских известняков.

Генетически интересны гематитовые (с баритом) раннепалеозойские залежи Малого и Большого Юрманских и Орлиногорского месторождений Салаира, представляющие собой аналоги колчеданных месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. К своеобразным, мало распространенным во времени относятся также отмеченные выше связанные с траппами залежи магнетитов и отмеченные в литературе позднедокембрийские "магнетитовые" лавы, обнаруженные в Центральном Иране.

Все приведенные данные позволяют сделать некоторые общие выводы относительно временной эволюции образования железистых руд. Железорудные месторождения возникали во все геологические периоды существования земной коры и, хотя интенсивность их образования не была постоянной, выделение планетарных эпох железнакопления затруднительно. Такие эпохи хорошо выделяются в региональном масш-

табе, что связано с эволюцией геологического развития отдельных регионов.

Существующие представления об особом богатстве железными рудами докембрия справедливы в том отношении, что именно в докембрии возникли крупнейшие по запасам железорудные бассейны. Однако не во все периоды докембрия и не повсеместно возникали благоприятные условия для рудообразования, и так же как в фанерозое, в архее и протерозое могут быть выделены провинциального значения эпохи интенсивного возникновения железорудных месторождений.

Высказываемое иногда мнение о том, что докембрийские руды представлены почти исключительно железистыми кварцитами, неточно, так как в докембрии проявлены и месторождения других формаций, а также рудные залежи специфических типов, в той или иной степени связанные с метаморфизмом.

В образовании осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений железа устанавливается определенная эволюция во времени, выражающаяся в изменении палеогеографических условий накопления железа и типов рудных залежей. Последнее проявляется в основном в затухании от архея и раннего протерозоя к среднему палеозою процессов образования железистых кварцитов и в появлении в фанерозое озерных и болотных руд и месторождений выветривания, мало распространенных или еще мало rozpoznанных в докембрии.

Титан

Несмотря на то что титан является достаточно распространенным элементом земной коры (его кларк, по А.П. Виноградову, составляет 0,46 %), эндогенные моноэлементные титановые месторождения не возникают. Исключения представляют метаморфогенные рудные концентрации, образующиеся при интенсивном метаморфизме глинистых пород, содержащих титан. В эндогенных месторождениях титан проявляется в комплексных железо-титан-ванадиевых рудах, иногда содержащих также медь. За счет размыва эндогенных (включая метаморфогенные) месторождений образуются россыпи, которые и являются важными в практическом отношении концентрациями титановых минералов, в основном рутила и ильменита.

Геологические условия образования титановых месторождений указанных классов довольно разнообразны. И.И. Мальшев [1957] выделяет 16 генетических типов их, но для рассмотрения распространенности титанового оруденения во времени достаточно выделять практически интересные магматические концентрации титана, связанные с основными или щелочными породами, и современные и погребенные россыпи.

Установленные месторождения титаномагнетитовых (ильменит-магнетитовых) руд в габброидах распространены в наибольшей степени в докембрии (Индия, Алданский щит, Балтийский щит, Украинский кристаллический массив, Урал, Северная Америка и др.) и в раннем палеозое (Урал, Горная Шория, Забайкалье).

Более молодые рудопроявления с железо-титановыми рудами, по качеству близкими к кондиционным, известны в Туве, где они связаны

с габброидными интрузивными комплексами среднего—позднего кембрия и раннего—среднего девона [Немцович В.М., Шапошников Г.Н., 1961], а месторождения раннемелового возраста (110—100 млн. лет) распространены на Аляске [Taylor H.P., Noble J.A., 1969 г.].

Более подробно возрастная распространенность месторождений титаномагнетитовой формации в основных породах рассмотрена выше в разделе о железе, и здесь следует лишь еще раз подчеркнуть, что наличие месторождений, практическая значимость которых установлена, не определяет общую распространенность титановой минерализации в габброидах, которая свойственна породам соответствующих магматических формаций всех возрастов.

Титановая минерализация в щелочных породах в возрастном отношении распространена от протерозоя до мезозоя, но промышленные месторождения этого типа редки. Многочисленные метаморфогенные месторождения титана, преимущественно докембрийского возраста, существенной роли в качестве источника промышленного получения руд не имеют. Практически важным типом концентраций титана являются современные и погребенные (мезозойские и кайнозойские) россыпи, распространенные на площади Украинского щита, в Зауралье, а в зарубежных странах — в Индии, Австралии, Бразилии, США и др.

Ванадий

Ванадий распространен в земной коре больше, чем такие металлы, как медь и свинец, и кларк его, по А.П. Виноградову, составляет 0,009, т. е. близок и кларку цинка. Тем не менее в промышленных количествах ванадий концентрируется почти исключительно в комплексных рудах, в качестве сопровождающего или акцессорного компонента во многих месторождениях железа, полиметаллов, а также в карбонатных толщах, в шунгитах, фосфоритах, нефтях. По данным В.Н. Холодова [1973], наибольшие запасы пятиоксида ванадия заключены в осадочных железных рудах, где суммарное количество ее составляет 69025 тыс. т.

Главным типом промышленных концентраций ванадия в эндогенных образованиях являются магматические месторождения титаномагнетитов в габброидах, в рудах которых V_2O_5 присутствует в количестве от долей процента до 1—2 %, большей частью в составе магнетита. Из месторождений этой формации в 1970 г. получено 75 % продукции ванадия зарубежных стран [Fischer R.P., 1975 г.]. Распространенность их во времени рассмотрена в разделах о железе и титане, и здесь следует лишь еще раз упомянуть титаномагнетитовые месторождения, связанные с бушвелдским комплексом, содержание пятиоксида ванадия в рудах которых составляет в среднем 1,6—2 %. Интересно отметить, что в некоторых залежах этого района между содержанием ванадия и титана установлена обратная корреляция. По мнению Уиллемса [1965 г.], в месторождениях Бушвелда заключены крупнейшие в мире запасы ванадийсодержащих железных руд.

Экзогенными концентрациями ванадия являются стратиформные залежи в пестроцветных и черносланцевых толщах, имеющие осадочное или инфильтрационное происхождение. К этому типу принадлежат хорошо известные карнотитовые месторождения плато Колорадо, в которых карнотит концентрируется в зоне окисления урановых залежей в асфальтсодержащих породах. Количество пятиоксида ванадия в карнотитовых рудах составляет 0,7–1,5 % и резко снижается в неокисленных рудах. Возраст первичной минерализации в карнотитовых месторождениях мезозойский, преимущественно юрский или меловой. Месторождения сходного типа известны в Австралии и в других регионах.

Ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы распространены в палеозойских отложениях от кембрия до девона. Ванадиеносные сланцы кембрийского возраста известны в Тянь-Шане и в Казахстане, дикиноновые сланцы Прибалтики имеют ордовикский возраст, доманик Урала и сланцы Чаттануга в США – девонский [Холодов В.Н., 1973]. Ванадийсодержащие железные руды распространены в мезозое и кайнозое, но в небольших количествах ванадий присутствует и в палеозойских месторождениях, например в апатит-магнетитовых рудах девонского Халзунского месторождения Горного Алтая содержание пятиоксида ванадия составляет 0,25–0,29 %, а в железистых кварцитах докембрия – до 0,008 %. Есть ванадий и в фосфоритах, в частности пермской формации Фосфория в США, где некоторую часть продукции ванадия дает переработка фосфатных пород. Известен ванадий также в некоторых рудных телах позднепротерозойского полиметаллического месторождения Брокен-Хилл в Зимбабве и раннепалеозойского (?) месторождения Цумеб в Намибии.

По мнению В.Н. Холодова [1967 г.], устанавливается "эволюция типов" осадочных скоплений ванадия во времени, выражающаяся в том, что "главным носителем высоких содержаний ванадия в докембрийскую и нижнепалеозойскую эпохи явились углисто-кремнистые породы, а в мезозойско-кайнозойскую – окисные оолитовые железные руды". Причины этого явления следует искать "в общей эволюции осадочного литогенеза на протяжении геологической истории Земли". Однако В.Н. Холодов считает, что "по геохимическому составу, по происхождению и условиям образования к ванадиеносным кремнистым сланцам близки ванадийсодержащие шунгиты Средней Азии и Карелии и углисто-кремнистые фосфориты и сланцы пермской формации Фосфория (США)". С другой стороны, ванадий, хотя и в невысоких содержаниях, присутствует в рудах железистых кварцитов докембрия, так что указанная выше "эволюция" не вполне выдерживается, но все же намечаются определенные изменения в проявлении ванадиевого оруденения в истории земной коры.

По данным В.Н. Холодова [1973], "главнейшие" запасы ванадия архея, раннего, среднего и позднего протерозоя связаны с титаномагнетитовыми месторождениями в основных породах. В фанерозойских основных интрузивах "ванадиеносные титаномагнетитовые руды встречены не были; практически все эти массивы безрудны". Присутствие

ванадия в рудах раннепалеозойского Качканарского месторождения, а также в количестве 0,082 % в девонских титаномагнетитовых габброидах Булкинского массива в Туве [Немцович М.В., Шапошников Г.Н., 1961] не позволяет полностью согласиться с этим мнением. В палеозое и мезозое распространены осадочные концентрации ванадия, а в кайнозое он проявлен в основном в россыпных месторождениях ванадиеносных титаномагнетитов. Представления В.Н. Холодова об эволюции осадочного образования ванадийсодержащих руд приведены выше. Незначительные количества ванадия, имеющие только геохимический интерес, известны в зонах окисления некоторых полиметаллических месторождений. Содержание ванадия в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана, по данным Дж. Мери, составляет 0,054 %, а общие запасы его в них 900 тыс. т.

Хром

Хром является характерным элементом ультраосновных пород, в которых его кларк в десятки и сотни раз превышает кларки всех других изверженных и осадочных пород. Поэтому вполне естественно, что промышленные скопления хромита, единственного практически интересного минерала хрома, связаны с массивами интрузивных гипербазитов. Другая форма концентраций хромита — делювиальные и прибрежно-морские россыпи — не имеют большого промышленного значения, хотя делювиальные россыпи могут распространяться на значительные площади.

Небольшие количества хрома присутствуют в виде примеси в некоторых месторождениях природнолегированных железных руд, содержащих кроме хрома и другие легирующие примеси (Ni, Co). Такими рудами обладают, например, юрские осадочные железные руды Орско-Халиловских залежей на Урале или руды Елизаветинского месторождения, образовавшиеся в коре выветривания гипербазитового массива. Но собственно хромитовые месторождения относятся к одной рудной формации, хотя и различаются по второстепенным особенностям, по морфологии рудных залежей, текстуре и структуре руд, составу хромшпинелидов, времени их образования по отношению к вмещающим интрузивам и др.

Своеобразными по составу вмещающих пород являются стратиформные залежи хромита района Кондапалл-Прадеш в Индии, приуроченные к чарнокитовой серии, сложенной одними из древнейших пород Индии. Хромит связан с серпентинизированными пироксенитами, перемежающимися с чарнокитами, которые рассматриваются как магматические образования [Krishna Rao, 1964 г.].

По мнению М. Чайслера [Chisler M., 1970], особый тип хромитовых месторождений представляет собой залежь Западной Гренландии, приуроченная к горизонтам раннедокембрийских анортозитов, являющихся главным компонентом стратифицированной интрузии комплекса Фисканессет. Месторождение сильно метаморфизовано, но магматическая природа его еще распознается.

Возраст хромитовых месторождений весьма различен и колеблется от раннего архея до кайнозоя. Время их образования соответствует возрасту вмещающих интрузивов или немного меньше его, если согласиться с мнением некоторых авторов о связи рудных скоплений со временем серпентинизации вмещающих пород. Распространенность месторождений в пространстве относительно ограничена, поскольку все они принадлежат к одной формации, и более или менее существенная добыча хромитов (в количестве несколько сотен тысяч тонн в год) по данным зарубежной статистики в 1975 г. производилась лишь в восьми странах.

Наиболее древние месторождения распространены в Южной Африке и Зимбабве, где возраст месторождения Селукве превышает 3,5 млрд. лет, а рудоносного комплекса Масаби — 3 млрд. лет. Столь же древним является рудоносный гипербазитовый массив Стиллиуотер в штате Монтана (США). Архейский возраст имеют хромиты Алданского щита и упомянутые выше месторождения Гренландии (радиометрический возраст более 2,6 млрд. лет). Раннепротерозойский возраст имеют хромитовые залежи Бушвелдского комплекса ЮАР и Великой дайки Зимбабве. В Индии хромитоносные интрузивы залегают в породах дарварской системы. Месторождение Кеми в Финляндии связано с магматизмом возраста 2,3–2,1 млрд. лет. Позднепротерозойское оруденение известно в Северной Австралии, в Родопском массиве на Балканах, на Урале.

Докембрийские (архейские) месторождения Южной Африки являются главным производителем хромитовых руд зарубежных стран, давшим в 1975 г. вместе с Замбией 2658 тыс. т из 8741 тыс. т мировой добычи.

Палеозойские хромиты распространены на Урале, где наиболее значительные месторождения Кемпирсай, Сарановское имеют раннепалеозойский возраст (О — S), но есть месторождения и в карбоне (Ключевское, Верблюжегорское). Небольшие проявления раннего палеозоя известны и в пределах Алтае-Саянской складчатой области, а также на о. Мадагаскар. Возраст месторождений последнего района 479–540 млн. лет. Многочисленные месторождения мезозойского и кайнозойского возраста распространены в странах Тихоокеанского и западной части Средиземноморского поясов. Эти месторождения уступают докембрийским и палеозойским по размеру и практической значимости, но Албания и Филиппины, обладающие рудами третичного возраста, относятся к числу крупных производителей хромита. К образованиям альпийского времени относятся также месторождения Болгарии, Турции, Кипра, Армении, Ирана и др. Возраст оруденения этих районов находится в пределах от юры до неогена. В пределах Тихоокеанского пояса мезозойские месторождения известны на Кубе, в Калифорнии (США), в Тасмании и наиболее молодые кайнозойские месторождения — на Филиппинах и в Папуа — Новой Гвинее.

Таким образом, хромитовое оруденение, связанное с гипербазитовым магматизмом, проявлялось на протяжении всей геологически

документированной истории земной коры, хотя в различные периоды в неодинаковой степени. Элювиальные и делювиальные россыпи на выходах коренных руд распространены в Зимбабве, на Кубе и в других странах, а прибрежно-морские известны на тихоокеанском побережье США и атлантическом побережье Албании и Турции.

Марганец

Месторождения марганца, так же как и железа, возникали во все периоды геологически документированной истории земной коры от архея до современности. Они распространены широко и в пространстве, но крупные промышленные месторождения известны далеко не во всех странах. По данным зарубежной статистики [Minerals Yearbook, 1977 г.] в 1975 г. наибольшее количество марганцевых руд добыто в СССР, вслед за которым идет ЮАР, давшая 5769 тыс. т., а более 1 млн. т добыто, кроме того, в Бразилии, Габоне, Индии, Австралии и, по-видимому, также в Китае. Месторождения этих провинций разновозрастны, так что установить по их данным какие-либо планетарные эпохи особо интенсивного накопления марганцевых руд нельзя. Минералы марганца образуются при различных геологических процессах, но практически интересные концентрации их в основном могут быть отнесены к одной из следующих формаций: к скарновым месторождениям, к стратиформным осадочным образованиям, к образованиям коры выветривания и к формации океанических конкреций. Скарновые месторождения невелики и немногочисленны, а происхождение некоторых из них, по-видимому, связано с процессами метаморфизма. К этой формации относят докембрийское месторождение Лонгбан в Швеции, характерное весьма богатой минералогией (свыше 400 минералов), которое, по-видимому, правильнее рассматривать как метаморфогенное (метаморфизованное осадочное) вместе с месторождением Франклин в Северной Америке, залегающим в кристаллических известняках докембрия. К скарновым относят также небольшие палеозойские месторождения Урала (месторождение Сатпальского, Липовая гора и др.).

Штуфные скопления родонита присутствуют в скарновых зонах третичного скарнового железорудного месторождения горы Белой в Приморье. В месторождении Дзэкоку (Япония) жильообразные тела, состоящие главным образом из родохрозита, залегают в контактово-метасоматических породах миоценового возраста.

В общем балансе марганцевых руд скарновые месторождения не играют существенной роли и известные их представители не характеризуют распространенность марганца во времени. Главная масса марганцевых руд заключена в первично осадочных месторождениях, образующихся в достаточно различных палеогеографических условиях в морских и озерных бассейнах. Рудные тела различаются по морфологии, по минералогическому составу руд, по степени их метаморфизма, по интенсивности и характеру поверхностных изменений в коре выветри-

вания и другим особенностям. Различны также существующие представления об источниках марганца осадочных и вулканогенно-осадочных залежей. Однако первичное накопление марганца во всех месторождениях связано с общим для них процессом осадочного литогенеза, и поэтому в отношении распространенности во времени их можно рассматривать совместно, хотя среди типичных представителей более или менее четко выделяются по крайней мере три самостоятельные формации.

Первую формацию составляют месторождения, связанные с гондитами и кодуритами, представляющими собой метаосадочные породы, в которых марганец присутствует в составе силикатов (спессартит и др.). Промышленные руды в таких месторождениях во многих случаях возникают в зоне выветривания за счет окисления марганецсодержащих силикатов. Таким образом, руды гондитовых месторождений имеют сложное происхождение, начинающееся с накопления марганца в осадках, за которым следуют постседиментационные изменения (включая метаморфизм), приводящие к образованию гондитов. Последующее их выветривание обуславливает возникновение окисных руд. Некоторые авторы рассматривают такие месторождения как метаморфогенные.

К гондитовым относится большинство докембрийских месторождений Индии, распространенных в породах архейской толщи раннего Дхарвара, образовавшейся в интервале 2900–2600 млн. лет. В Западной и Центральной Африке имеются месторождения гондитового типа в архейской серии Бирримии, имеющей возраст более 2200 млн. лет. Архейские месторождения выделяются также в высокометаморфизованных толщах на Бразильском и Алданском щитах, в Индии, где в штате Мадхья-Прадеш помимо месторождений гондитового типа известны близкие к ним осадочно-метаморфические месторождения, представленные марганцеворудными пластами в метаморфизованных толщах системы Аравилли возраста около 2500 млн. лет. Более молодые марганценозные метаморфизованные осадочные толщи серии Восточных Гат имеют возраст 1600 ± 80 млн. лет и серии Сатпура 950 ± 30 млн. лет. Позднепротерозойские проявления оруденения гондитового типа отмечены в Нигерии.

А.П. Никольским в урочище Карашоки, в 105 км к юго-западу от г. Семипалатинска, встречены железо-марганцовистые кварциты с марганцевым амфиболом и гранатом, приуроченные к толще яшмо-кварцитов, кварцито-песчаников с прослоями сланцев и порфириров. В породах присутствуют окислы марганца (псиломелан и пиролюзит), содержание которых достигает 15–20 %. Рудоносную толщу относят либо к кембрию, либо к позднему протерозою. Степень ее метаморфизма невысока, но А.П. Никольский и В.П. Наумов [1976] считают, что по своему характеру породы толщи близки к гондитам.

Среди менее метаморфизованных и неметаморфизованных осадочных месторождений марганца можно выделить залежи в кремнистых породах вулканогенно-осадочных толщ, которые многие авторы связывают с подводными вулканическими эксталяциями, и залежи среди

осадочных карбонатных и терригенных толщ. Руда этих месторождений представлена карбонатами и окислами (гидроокислами) марганца, причем последние частью возникают за счет карбонатов в зоне окисления.

Распространены осадочные месторождения во времени достаточно широко. Отмеченные выше докембрийские месторождения, по-видимому, являются метаморфизованными их представителями, а в фанерозое марганцевые рудные залежи встречаются среди отложений большинства геологических периодов. В странах Тихоокеанского пояса известны месторождения рифея — раннего кембрия, девона, карбона — перми, юры, раннего и позднего мела и палеогена. На территории СССР к образованиям рифея — раннего кембрия относится пласт марганцевых руд в железорудной толще Малого Хингана, раннепалеозойские месторождения распространены в пределах Алтае-Саянской складчатой области, другие промышленные месторождения приурочены к толщам девона, карбона, перми, мела и триаса, а наиболее крупные месторождения — Никопольское и Чиатурское — имеют олигоценный возраст.

К наиболее молодым, частью современным накоплениям марганцевых руд принадлежат уже рассмотренные выше железо-марганцевые конкреции дна океанов, заключающие, по ориентировочным подсчетам Дж. Мерио [Mero J.L., 1963 г.], в пределах Тихого океана 400 млрд. т марганца. О том, что образование конкреций продолжается в настоящее время, свидетельствуют приведенные Дж. Мерио данные о корках окислов марганца на поднятых со дна океана обломках артиллерийских снарядов второй мировой войны. Продолжительность образования залегающих на поверхности дна океана конкреций была достаточно значительной. Если принять скорость роста конкреций 1–10 мм за 1 млн. лет, отмечаемую некоторыми авторами, то конкреции диаметром 8–16 см могли потребовать для своего образования 60 млн. лет, а более мелкие конкреции — 20–30 млн. лет [Andrews J., Margons M., 1976 г.]. Впрочем, как отметил Дж. Мерио, данные о скорости роста конкреций весьма разноречивы.

О современном накоплении марганца на дне бассейнов свидетельствуют также рудоносные осадки Красного моря, источник металлов которых до сих пор вызывает разногласия: сторонники магматического или подкорового происхождения рудообразующих флюидов связывают его с неизвестными подводными вулканическими эманациями, а другие исследователи видят источник металлов в соленосных толщах берегов моря, из которых марганец и другие рудные компоненты выщелачиваются фильтрующимися морскими водами и отлагаются во впадинах дна в местах выклинивания подземных водоносных горизонтов.

Эволюция экзогенного марганцевого оруденения в истории земной коры рассматривалась Н.М. Страховым [1963], по данным которого докембрийское накопление марганца связано с пелагическими осадками бассейнов, и только в фанерозое оно перемещается на мелководье, а с мезозоя охватывает и поверхность континентов (месторождения выветривания). О неточности этих представлений свидетельствует распространенность железо-марганцевых конкреций на дне современных

океанов, а также имеющиеся в настоящее время данные и соображения о мелководном происхождении толщ железистых кварцитов, к которым нередко приурочены и гондиты. Более детально рассмотрена эволюция экзогенного марганцевого рудообразования Б.М. Михайловым [1975], по представлениям которого в докембрии, начиная от раннего архея примерно до середины позднего протерозоя, марганцевое оруденение ограничивалось гондитовым типом; с середины позднего протерозоя и до кайнозоя преобладали эффузивно-кремнистые марганценозные отложения, позднее которых примерно с позднего мезозоя рудные скопления начали возникать в известняково-песчано-глинистых толщах, а с конца мела — в коре выветривания. Начиная с третичного времени образуются железо-марганцевые конкреции океана.

Исходя из изложенных выше данных о распространении месторождений различных типов, в эту схему, по-видимому, можно внести некоторые уточнения. Как уже отмечалось, в докембрии известны месторождения не только гондитового типа, но и залежи, приуроченные к кремнистым породам, а ограничивать распространение месторождений типа выветривания мезо-кайнозоем нет достаточных оснований. Распространенность высокометаморфизованных пород типа гондитов в основном ограничивается докембрием, но промышленные рудные залежи на них в большинстве случаев обязаны поверхностным изменениям. В разделе о железе отмечено существование железных шляп, возникших на железистых кварцитах, в докембрийское время и представляется вполне вероятной возможность образования в докембрии и зон окисления гондитов.

Гондиты (и кондуриты) являются главным источником марганцевых руд, возникающих при их поверхностном окислении, и, следовательно, могут считаться основной формой образования месторождений марганца в докембрии, обусловленного метаморфизмом небогатых марганцем осадочных пород и их последующим выветриванием. Марганцевистые кремнисто-терригенные толщи, соответствующие первичным породам гондитов, образовывались и в фанерозое, но представители их, метаморфизованные в условиях высокотемпературных фаций, возможно, еще не обнаружены.

Содержание марганца в невыветрелых гондитах обычно невелико, а крупных осадочных месторождений богатых руд, сопоставимых с никопольскими и чиатурскими, в докембрии не установлено, и поэтому можно предполагать, что образование богатых осадочных концентраций марганца в осадках фанерозоя в какой-то мере отражают эволюцию марганцевого рудообразования в истории земной коры. Этому, конечно, не противоречит существование в фанерозое месторождений бедных марганцевых руд, каковы, например, пермское месторождение Улу-Теляк на Урале или раннепалеозойское Усинское в Западной Сибири.

Образование марганцевых конкреций, возможно, не ограничивается третичным временем, и есть указания на наличие их в ископаемом состоянии в отложениях палеозоя, юры, мела [Glasby G.P., 1977].

Таким образом, в образовании экзогенных месторождений мар-

ганца в истории земной коры намечается определенная эволюция, обусловленная в известной мере различием в интенсивности фанерозойского и докембрийского метаморфизма. В различии интенсивности метаморфизма проявляется и эволюция эндогенного марганцевого оруденения, но скарновые месторождения марганца недостаточно многочисленны, чтобы по ним можно было делать какие-либо выводы.

ГЛАВА IV

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕДИ, НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА

Медь

Одной из особенностей геохимии меди является многочисленность ее минералов (более 150 разновидностей, и в том числе ряд сульфидов и сульфосолей — наиболее распространенных медьсодержащих компонентов медных руд).

По количеству минералов медь значительно превосходит все другие цветные металлы, в частности цинк и никель, обладающие более высоким кларком, который для меди равен 0,0047 % (по А.П. Виноградову). Минералы меди, и особенно ее сульфиды, имеют весьма широкое распространение и встречаются в самых различных магматических, метаморфических и осадочных породах; их присутствие установлено также и в метеоритах. Они образуются при всех известных геологических процессах: интрузивном и эффузивном магматизме, метаморфизме, протекающем в условиях различных фаций, осадкообразовании в связи с различными литологическими разностями осадков, выветривании, причем во всех этих случаях могут возникнуть более или менее значительные скопления промышленного значения.

Разнообразие условий образования медных минералов определяет и их появление во все периоды геологически документируемой жизни земной коры от раннего архея до голоцена. Столь же широко во времени распространены и промышленные (по современным кондициям) концентрации меди в виде различного типа месторождений. Распределение последних во времени, так же как и в пространстве, неравномерно, что дает основание для попыток выделить благоприятные для меди металлогенические эпохи, встречающихся, однако, такие же затруднения, как и аналогичные попытки для других металлов. Применяемый обычно для этих целей прием — подсчет суммарных запасов разновозрастных месторождений — дает только приблизительное представление о современном распределении промышленных медных руд и не может быть

использован для выяснения природных геохимических закономерностей.

Нецелесообразность попыток выделения планетарных меднорудных эпох подчеркивается еще тем обстоятельством, что в отдельных регионах образование крупных концентраций меди происходило в различное время. Так, в Кодаро-Удоканской зоне эпохой обильного накопления меди был ранний протерозой, в Центрально-Африканском медном поясе Шабы—Замбии— поздний протерозой, в Салаире — ранний палеозой, на Урале — средний палеозой, в Центральном Казахстане — поздний палеозой, в Норильском районе — триас, в Закавказье—Иране — поздний мезозой—палеоген и т. д. Количество меди, накопившейся в месторождениях каждого из перечисленных и других районов, определялось, очевидно, не возрастом, а особенностями геологического развития данной провинции и, вероятно, ее металлической специализацией.

Для выяснения эволюции рудообразования в истории земной коры много большее значение, чем распределение по эпохам запасов меди, имеет установление особенностей ее геологического проявления в различные периоды. В этом отношении является показательным, что примерно в одно время в различных районах возникали месторождения различных формаций. Так, например, в раннем протерозое (2 млрд. лет тому назад) в Кодаро-Удоканской провинции возникло крупное осадочное месторождение формации медистых песчаников, а в Южной Африке в близкий по возрасту период (около 1850 млн. лет) образовались крупные медно-никелевые месторождения бушвелдского комплекса. На Балтийском щите близкий к этому возраст имеют некоторые колчеданные месторождения Швеции и метаморфогенные колчеданные залежи Финляндии (Оутокумпу и др.). В начале среднего протерозоя (порядка 1600—1700 млн. лет) в Австралии возникло метаморфогенное (первично-осадочное) месторождение Маунт-Айза, а в Канаде примерно к этому же времени относится несколько более раннее медно-никелевое месторождение Сёдбери. Медистые песчаники Джезказгана имеют карбоновый возраст, несколько моложе их (верхний палеозой) медно-порфиновые руды Центрального Казахстана и Средней Азии, а несколько старше (девон—силур) колчеданные залежи Рудного Алтая и Урала. Медно-никелевые месторождения Норильска образовались в триасе, в Британской Колумбии к этому же периоду относятся медно-порфиновые месторождения, а на Аляске — своеобразное месторождение Кенникотт.

Мы отметили только некоторые крупные меднорудные районы и месторождения, но подобное перечисление можно было бы продолжать бесконечно, так как в любой отрезок времени в различных районах континентов возникали самые разнообразные месторождения.

При всем разнообразии медных месторождений главнейшие из них относятся к одной из семи рудных формаций, в представителях которых медь может быть главным или существенным компонентом. Это формации: 1) сульфидных медно-никелевых руд в основных и ультраосновных породах; 2) вкрапленных медных руд в основных вулканитах; 3) медно-порфириновых месторождений; 4) жильных месторожде-

ний; 5) скарновых месторождений; 6) колчеданных месторождений; 7) медистых песчаников. В пределах каждой формации можно выделить более мелкие подразделения (подформации), так как каждое месторождение обладает своими особенностями и встречаются рудные образования, обладающие чертами, характерными для двух из перечисленных формаций или не соответствующими ни одной из них. К последним относятся медьсодержащие карбонатиты, месторождения вкрапленных медных руд в габбро и некоторые другие, главным образом метаморфогенные, образования.

Медные минералы распространены также во многих месторождениях других металлов, относящихся к различным формациям, в рудах которых они являются сопутствующими или акцессорными компонентами.

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд могут быть связаны как с ультраосновными, так и основными комплексами геосинклинальных или платформенных магматических пород. Соотношение содержаний меди и никеля в различных месторождениях сильно колеблется, так же как состав и количество сопровождающих компонентов, из которых главнейшими являются платиноиды, кобальт и золото. Медь в рудных залежах не является главным компонентом, к которым относятся никель и платиноиды, но по содержанию ее в рудах и по запасам металла месторождения сульфидных медно-никелевых руд принадлежат к важным промышленным концентрациям и этого металла. По данным Дж.Л. Местрода [Mestraud J.L., 1972], медно-никелевые месторождения содержат 2,25 % общего количества меди всех стран.

Распространены рассматриваемые месторождения в пределах докембрийских щитов, на платформах, а также в эвгеосинклинальных зонах складчатых областей. К этой же формации, по-видимому, следует отнести проявления медно-никелевой и платиновой минерализации зеленокаменных поясов докембрия Канадского и Африканского щитов, представленные в основном вкрапленными рудами. Сюда же относятся и проявления вкрапленности медных и никелевых сульфидов и пирротина в гипербазитах фанерозойских складчатых поясов.

Генезис оруденения в месторождениях формации неодинаков. Образование его в основном обязано магматическому процессу, но проявляется и более позднее гидротермальное минералообразование, а в некоторых месторождениях достаточно отчетливо проявляются процессы метаморфизма. Этим обусловлено существующее различие в представлениях о генезисе рассматриваемых месторождений, причем в отношении оруденения Западной Австралии высказывается мнение о связи его с вулканическими эксгаляциями [Lusk J., 1971 г.]. Во времени в истории земной коры медно-никелевое оруденение распространено весьма широко: от архея до кайнозоя.

К наиболее древним относят некоторые месторождения Зимбабве (Эмпресс и др.), образование которых имело место в промежутке времени от 3,3 до 2,9 млрд. лет назад [Naldrett A.J., 1973 г.]. Архейский возраст (более 2,5 млрд. лет) имеют и некоторые месторождения Канады и Западной Австралии. К древнейшим следует, по-видимому,

отнести и месторождение Мончетундры, возраст которого вызывает, однако, разногласия. Приведенные в публикациях 1972 г. данные по определению радиометрического возраста Мончегорского плутона по свинцово-изохронному методу показали значение 2,9 млрд. лет, что не согласуется с геологическими представлениями некоторых авторов.

Месторождения раннего и среднего протерозоя распространены в Северной Америке, Южной Африке, Австралии, на Балтийском щите. К ним, в частности, относятся крупнейшие месторождения Сэдбери в Канаде и бушвелдского комплекса в ЮАР. Меньшее количество месторождений отмечается в рифее и фанерозое, но к этим периодам относятся крупные месторождения района Инсизва в Африке и Норильского района. Наиболее молодое оруденение этого типа отмечено в Индонезии (поздний мел, миоцен) и в Папуа — Новой Гвинее (эоцен—миоцен).

Вкрапленная медная минерализация в основных вулканитах представляет собой одно из проявлений, обязанных связи меди с мантийными интрузивными и эффузивными магмами. Сульфиды меди и реже самородная медь являются обычными акцессорными компонентами основных магматических пород континентов и встречаются в соответствующих породах океанского дна. Одним из типов промышленной концентрации меди в основных породах является формация вкрапленных и прожилково-вкрапленных медных руд в основных вулканитах (базальтах, миндалекаменных лавах и др.) и в некоторых случаях также в ассоциированных с вулканитами конгломератах и песчаниках.

Промышленных размеров залежи таких руд достигают редко, а крупные объекты представлены пока только знаменитыми месторождениями штата Мичиган, дающими до настоящего времени свыше 100 тыс. т меди в год. Общее же количество запасов, заключенных в месторождениях формации, составляет 2,30 % мировых [Mestraud J.L., 1972].

Во времени месторождения и рудопроявления рассматриваемой формации распространены столь же широко, как и в пространстве. Древнейшими из известных являются, по-видимому, месторождения Западной Австралии, возраст которых близок к 3 млрд. лет. Образование месторождений Мичигана относится к периоду 1640—880 млн. лет, а широко распространенная минерализация в толще базальтов и диабазов района Каппермайн-Ривер в пределах Северо-Западных территорий Канады, частью переслаивающихся с красными песчаниками и сланцами, имеет возраст 1200 млн. лет. Минерализация в осадочных породах представлена здесь сульфидами меди, главным образом халькозином и борнитом, и, по-видимому, является переотложенной за счет первично-сингенетичной меди базальтов [Вагагар W.R., 1969 г.]. Палеозойские и мезозойские рудопроявления известны в Горной Шории (гора Кайбын — ранний кембрий), на Новой Земле (силур—триас), на Корейском полуострове (мел) и во многих других регионах. Примерами кайнозойской минерализации могут служить рудоносные лавы месторождения Каприхоза (Перу), Хал-Халское месторождение Азербайджана, плиоцен-четвертичные рудопроявления Соломоновых островов. К образованиям

этой формации можно отнести базальтовые лавы, излившиеся из вулкана Килауэа (Гавайи) в 1963 г. Здесь из базальтового расплава, не имевшего необычно высоких содержаний меди или никеля, выделились две фазы, богатые сульфидами меди (халькопирит) и железа (пирротин), содержащими никель, а также магнетитом [Skinner B.J., Peck D.L., 1969 г.].

Первичная минерализация в основных эффузивах сингенетична с их становлением, но во многих случаях она мобилизована и переотложена при последующих процессах метаморфизма, как это отмечено в формации Катоктин в Виргинии [Wroghy G.P., 1960 г.] и в амфиболитизированных и эпидотизированных эруптивных породах Северо-Восточного Мадагаскара [Roche H., 1963 г.]. Метаморфические изменения свойственны докембрийским месторождениям, а других возрастных особенностей оруденения этого типа пока не отмечено. Крупные месторождения Мичигана до настоящего времени остаются уникальными, и их происхождение, возможно, обусловлено какими-то провинциальными особенностями геологического развития вмещающего их блока земной коры.

Некоторое промышленное значение, вероятно, может иметь триасовое месторождение Кенникотт на Аляске, частью сходное с месторождениями Мичигана наличием оруденения в амигдалоидных базальтовых потоках, представленного миндалитами, выполненными хлоритом, халцедоном, кварцем, эпидотом с цеолитами и кальцитом, содержащими самородную медь, халькозин, борнит и халькопирит. Но в месторождении имеются залежи богатых руд, существенно состоящие из халькозина с небольшим количеством других сульфидов, приуроченные к доломитовым известнякам позднего триаса, перекрывающим базальты, а частью расположенные на контакте с ними. Гипсометрическое положение месторождения (на высоте более 2 км) в зоне многолетней мерзлоты и отсутствие каких-либо изменений рудовмещающих известняков исключает возможность связи халькозиновых руд с современными процессами выветривания и их образование за счет меди нижележащих амигдалоидных лав. К настоящему времени богатые халькозиновые тела уже выработаны, а, по сведениям Г. Шнейдерхена, месторождение не разрабатывается уже с 1938 г. В. Линдгрэн относит месторождение Кенникотт к типу медных сульфидных жил в базальтовых лавах, а Г. Шнейдерхен к "телетермальным". Первое мнение, очевидно, имеет в виду оруденение в лавах, а второе — богатые халькозиновые залежи в известняках. Весьма вероятно, что эти два типа оруденения не связаны генетически и относятся к разным формациям. Помимо месторождения Кенникотт в медном поясе Читина на Аляске имеются и другие объекты того же типа.

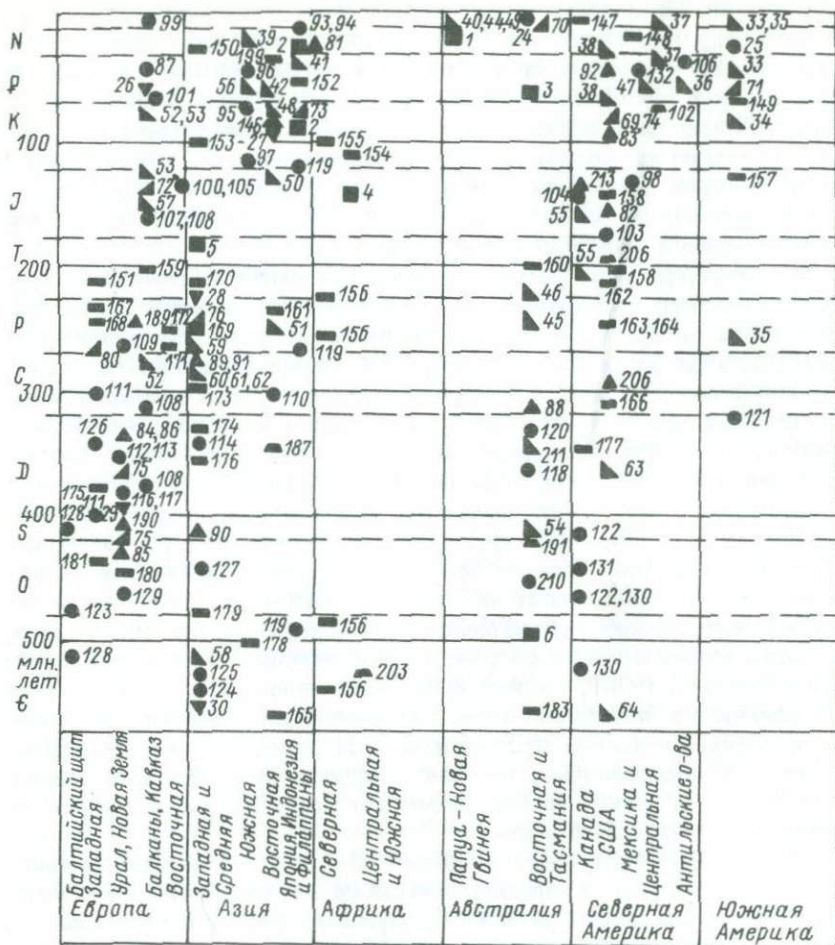
Месторождения формации медно-порфиновых руд являются одними из наиболее важных в практическом отношении и заключают около 48,35 % мировых запасов меди [Mestraud J.L., 1972]. Месторождения формации представлены рудной вкрапленностью и сетью пересекающихся прожилков, преимущественно в порфириновых породах умеренно

кислого или среднего состава, претерпевших более или менее интенсивное гидротермальное изменение. Рудные тела могут иметь самую разнообразную форму: столбообразную, трубообразную, пластовую, жильную и т. д. Основными полезными компонентами медно-порфировых месторождений являются медь и молибден, присутствующие в рудах в различных количественных соотношениях, что обуславливает существование практически различных месторождений от собственно молибденовых до собственно медных. Главными сопутствующими компонентами являются серебро, золото, рений.

Медно-порфировые месторождения различаются по ряду факторов, вследствие чего их можно классифицировать по многим признакам. Некоторые авторы разделяют месторождения по составу рудоносных пород, и, в частности, в американской литературе предложено выделять "монцитонитовую модель" и "диоритовую модель" этих месторождений. По соотношению меди и молибдена выделяют месторождения молибденовые, медно-молибденовые, молибдено-медные и медные (по вещественному составу руд выделяют и другие группы). Различают месторождения и по геотектоническим особенностям рудоносных зон (месторождения островных дуг, краев континентов и др.) и по глубине образования и современного эрозионного среза. Однако все медно-порфировые месторождения на основании отмеченных выше их характерных черт можно рассматривать как единую группу образований, что практически и делается в ряде опубликованных как в нашей стране [Павлова И.Г., 1978], так и за рубежом сводных работ, особенно многочисленных в последние годы. Мы рассматриваем ниже временное распространение только медных и молибдено-медных месторождений, не касаясь молибденовых, так как последние рассмотрены в разделе о молибдене и данные по ним не меняют представлений о распространенности месторождений меди.

Медно-порфировые месторождения известны в Северной Америке с 60-х годов XIX в., но предварительная оценка их произведена только в 90-х, а промышленная разработка, первоначально в опытном порядке, начата в округе Бингхэм в штате Юта (США) лишь в 1903 г. К началу 1930 г. на эксплуатировавшемся месторождении было извлечено около 1,5 млн. т меди, 302 т серебра и около 30 т золота [Русakov М.П., 1934]. Успешная эксплуатация этого месторождения стимулировала поиски и разработку аналогичных месторождений на территории США и других государств Северной и Южной Америки, что и привело к установлению ведущей роли медно-порфировых руд в отношении запасов и добычи меди в зарубежных странах.

Медно-порфировые месторождения горных сооружений запада Северной и Южной Америки за небольшим исключением являются средне-позднемезозойскими и кайнозойскими, что создало представление об образовании этого типа минерализации исключительно или преимущественно в молодые периоды жизни Земли. Только в 1928 г. было обнаружено Коунрадское, а затем и другие месторождения Центрального Казахстана и Средней Азии, что указывает на интенсивность медно-



■ 1 ▽ 2 ▲ 3 ▲ 4 ▲ 5 ● 6 ■ 7 ▲ 8

Рис. 1. Распространенность месторождений меднорудных формаций в фанерозое.

1—8 — месторождения: 1 — сульфидных медно-никелевых руд в базитах и гипербазитах; 2 — вкрапленных медных руд в основных вулканитах; 3 — медно-порфировые; 4 — жильные; 5 — скарпные; 6 — колчеданные; 7 — медистых песчаников; 8 — прочие.

порфирового оруденения и в палеозое, а достаточно широкая распространенность такого же оруденения в докембрии установлена лишь в последние 10—15 лет. В настоящее время ясно, что месторождения медно-порфировых руд возникали на всем протяжении геологического этапа развития Земли от архея до четвертичного периода (рис. 1, 2).

Молодые медно-порфировые месторождения распространены в пределах Тихоокеанского и Средиземноморского металлогенических поясов. В Тихоокеанском поясе помимо горных сооружений Южной и Северной Америки, где находятся наиболее крупные и хорошо изучен-

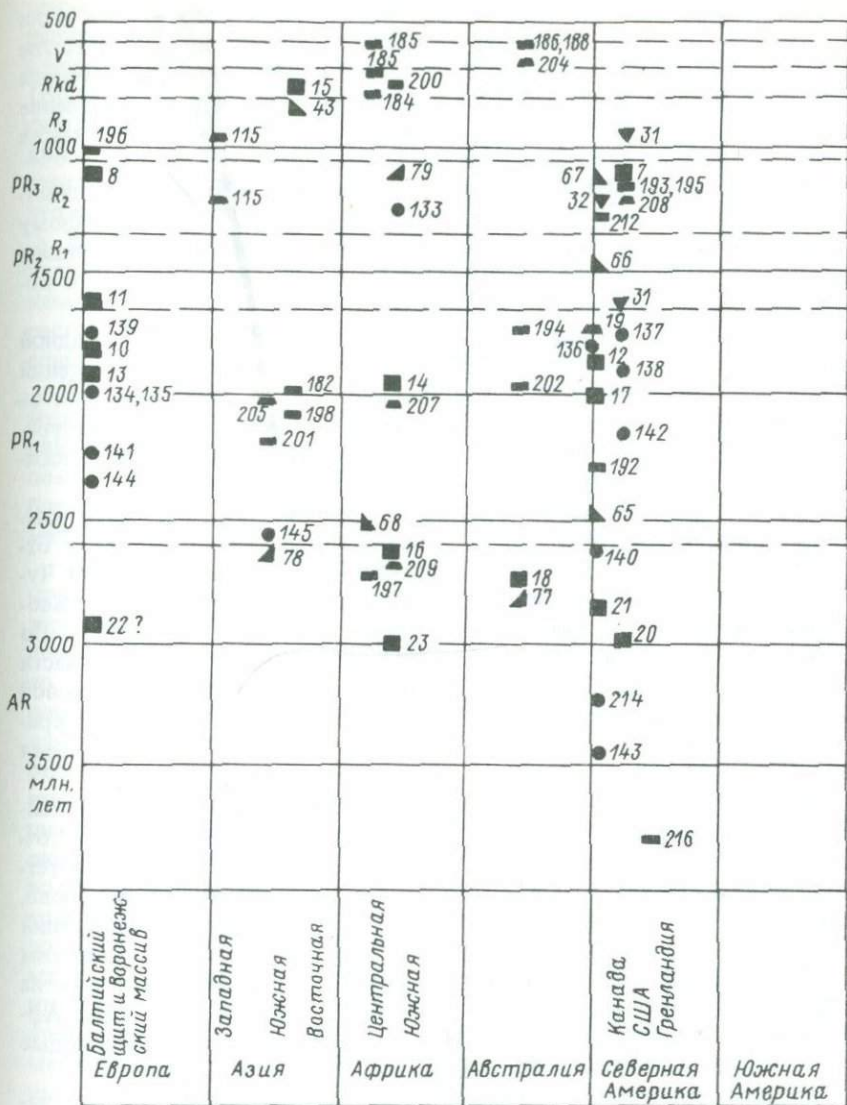


Рис. 2. Распространенность месторождений меднорудных формаций в докембрии. Условные обозначения см. на рис. 1.

ные объекты, большое количество месторождений, в основном еще мало разведанных, выявлено в юго-западной части пояса на Филиппинских островах, в Папуа — Новой Гвинее, на Соломоновых островах, а также в Австралии. Возраст месторождений разнообразен. На территории горных сооружений Южной, Центральной и Северной Америки есть месторождения, возникшие в связи с ларамийским магматизмом, и более молодые кайнозойские. Преобладающий возраст месторождений

от раннего мела до миоцена, но для некоторых месторождений Чили определение радиометрического возраста калий-аргоновым методом дало $3,92 \pm 0,10$ млн. лет [Qnirt S. e. a., 1970 г.]. Наряду с этим имеются юрские и триасовые (Канада), а в Аргентине установлено оруденение в штоках порфириров помимо миоценового и позднемелового также позднекарбонового — раннепермского возраста.

На островах юго-западной части Тихоокеанского пояса большинство месторождений относится к позднекрейцовой и четвертичному возрасту и наиболее молодыми по радиометрическим определениям являются некоторые месторождения Папуа — Новой Гвинеи, для которых получены значения 1,1—1,2 млн. лет.

На территории Австралии, которую также относят к юго-западной части Тихоокеанского пояса, западнее палеозойских горных сооружений восточного края материка Д. Хортон [Horton D.J., 1978] выделяет четыре периода образования медно-порфирировых месторождений: силур—девон, пермь—карбон, пермь—триас и ранний мел. Минерализация каждого периода приурочена к узким зонам шириной до 25 км.

В северо-западной части Тихоокеанского пояса крупных месторождений медно-порфирировых руд не известно (вероятно, вследствие отсутствия достаточно детальных исследований), но на территории Чукотки есть рудопроявления раннего и позднего мела, а в Центрально-Камчатской зоне — позднего мела — перми [Павлова И.Г., 1978]. По данным М.А. Сухарева [1961 г.], в последнем районе (в южной части Среднего Камчатского хребта) проявления медно-молибденовой минерализации типа порфирировых месторождений имеют широкое территориальное распространение и не исключена возможность обнаружения здесь промышленных скоплений.

Вторую провинцию распространения молодых мезозойских и кайнозойских месторождений медно-порфирировых руд представляет восточная часть Средиземноморского пояса, в пределах которой соответствующая минерализация известна в Венгрии, на Балканском полуострове, в Армении, Иране, Афганистане и Пакистане. Возраст месторождений этого пояса колеблется в основном от юры до олигоцена, но известны и более древние пермские месторождения, распространенные как на Балканском полуострове, так и в восточной части пояса в Иране, Афганистане и Пакистане [Павлова И.Г., 1978], а также и более молодые постмиоценовые (?) месторождения, отмеченные в Пакистане.

Медно-порфирировые месторождения Средиземноморского пояса далеко не имеют такого промышленного значения, как месторождения восточной (американской) зоны Тихоокеанского пояса, но возможно, что в какой-то степени это обусловлено меньшей их разведанностью. Кроме двух отмеченных поясов молодые эоценовые медно-порфирировые месторождения известны в пределах Больших Антильских островов.

Палеозойские месторождения медно-порфирировых руд длительное время были известны только на территории Казахстана, где, как отмечено выше, в 1928 г. было обнаружено позднепалеозойское месторожде-

дение Коунрад, что положило начало поискам соответствующего оруденения в нашей стране. К настоящему времени в пределах Казахстана и Средней Азии известны месторождения раннепалеозойского возраста (Бошекуль), девонского (Аксуг, Чатыркуль и др.) и позднепалеозойского ($C_3 - P$) возраста (Коунрад, Коксай, Кальмакыр, Сарычеку и др.). Кроме того, небольшие месторождения и рудопроявления девонского и карбонового возраста обнаружены на Урале, а ранне-среднепалеозойского также в Алтае-Саянской складчатой области.

Вторым районом распространения палеозойского оруденения являются Аппалачи в Северной Америке, где установлены месторождения кембрийского, ордовикского, девонского и раннекарбонового возрастов. Кроме этих районов месторождения позднепермского — триасового возраста разведаны на территории Монголии.

Из приведенных данных видно, что палеозойские месторождения медно-порфировых руд, известные не только в СССР и Северной Америке, но и в пределах восточного и западного секторов Тихоокеанского пояса, имеют не менее широкое распространение в пространстве, чем более молодые мезозойские и кайнозойские. Сравнить количества меди в разновозрастных группах было бы преждевременно.

Существование медно-порфировых месторождений в докембрии начало выясняться только в последнее десятилетие. До этого лишь на территории Китая [Ван Чжи, Вэнь Гуан, 1958 г.] было описано "позднесинийское" месторождение медных порфировых руд, "пространственно и генетически связанное с малыми интрузиями гранодиоритовых порфиров". Руды прожилково-вкрапленные залегают в гидротермально измененных породах, но, по мнению авторов описания, имеют некоторые отличия от обычных месторождений порфировых руд и должны быть отнесены к "самостоятельному Чжунтяошаньскому" типу. К настоящему времени установлено наличие месторождений различного докембрийского возраста и в различных регионах. В литературе отмечается возможность принадлежности к докембрию некоторых проявлений минерализации, относимых ныне к раннему палеозою и позднему протерозою (месторождение Бошекуль, месторождения провинции Катамарка в Аргентине); месторождения Гава и Гирен в Верхней Вольте относят к "среднему" докембрию; на территории Канадского щита в провинциях Онтарио и Саскачеван установлены рудопроявления с радиометрическим возрастом 1100 млн. лет (месторождение Трибед) и найдены крупные месторождения бедных порфировых медно-молибденовых руд "порфирового типа", пока еще мало изученные [Ayres L.D., Findley D.J., 1976]. Архейское месторождение Лонг-Лейк в северо-западном Онтарио имеет радиометрический возраст не менее 2500 млн. лет, а месторождение Мисси-Айленд и ряд рудопроявлений в Саскачеване относятся к афебию. Многие архейские и афебские бедные порфировые месторождения ассоциированы с мелкими интрузивными массивами, образованными на небольшой глубине, и связаны с вулканизмом. К северу от Большого Медвежьего озера известно медно-порфировое месторождение, относящееся к образованию цикла 1800—1200 млн. лет.

Архейский возраст кроме канадского Лонг-Лейк имеют месторождения района Моногага в Западной Африке, относящиеся к Либерийскому циклу (2500 млн. лет). Признаки докембрийского медно-порфирового оруденения отмечены в восточной части Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита, а также в Карелии.

При всем разнообразии медно-порфировых месторождений какого-либо закономерного изменения их особенностей, связанного с возрастом оруденения, до настоящего времени не подмечено, и даже наоборот, многие авторы отмечают сходство разновозрастных месторождений. Так, И.Г. Павлова [1978] указывает на сходство палеозойских месторождений Северного Прибалхашья с некоторыми мезозойскими и третичными месторождениями Америки.

Л.Д. Айрес и Д. Дж. Файндлей отмечают, что описанные ими докембрийские месторождения Канады по условиям образования на небольших глубинах и приуроченности к малым интрузивам, связанным с вулканическими процессами, могут оказаться более сходными с поздне-третичными и четвертичными месторождениями островов юго-западного сектора Тихоокеанского пояса, чем с месторождениями США, связанными с интрузивами мезозоя и кайнозоя. Однако метаморфизм, и, вероятно, неоднократный, который претерпели докембрийские месторождения, не мог не наложить на них определенного отпечатка. По мнению Л.Д. Айреса и Д. Дж. Файндлея, метаморфические изменения докембрийских месторождений могут проявляться в следующем. Обычные в медно-порфировых месторождениях метасоматические изменения пород могут быть замаскированы и (или) околорудные метасоматиты могут претерпеть дополнительные изменения под воздействием процессов метаморфизма и деформаций; могут быть частично или полностью разрушены эпизональные структуры во вмещающих плутонах и изменен характер минерализации; деформации могут обусловить раздробленность рудных залежей, которая имеет весьма важное значение при разведке и разработке.

Весьма вероятно, что метаморфические изменения медно-порфировых месторождений докембрия затруднили и задержали их распознавание, но в настоящее время их существование и возможные большие перспективы уже не вызывают сомнений.

Жильная форма минеральных скоплений, и в частности рудных залежей, распространена весьма широко, и рудные и рудоносные жилы встречаются в медных месторождениях почти всех выделяемых в настоящей работе формаций. В собственно жильную рудную формацию мы считаем целесообразным выделить месторождения, рудные тела которых представлены исключительно жилами или зонами брекчий и прожилков жильной формы, приуроченными к различного типа тектоническим разрывам и не сопровождающимися сколь-либо существенной минерализацией, относящейся к другим рудным формациям. Выделение формации жильных месторождений несколько условно, но типичные представители их имеют специфические, не характерные для месторождений других формаций металлотекты, обусловленные особенностями проис-

хождения оруденения, которое во многих случаях связано с метаморфизмом, проходящим преимущественно в условиях зеленосланцевой фации.

Рудные образования рассматриваемой формации встречаются во всех рудных районах среди образований самого различного возраста, но в большинстве случаев они невелики и могут быть отнесены к рудопроявлениям. Минеральный и металльный состав рудных жил весьма разнообразен, и медь в них может присутствовать в комплексе с золотом, висмутом и различными другими металлами, но в таких комплексных месторождениях она большей частью самостоятельного промышленного значения не имеет.

Крупное месторождение Бьютт в Монтане (США) имеет возраст 78–70 млн. лет, а месторождение Магма в Аризоне относится к позднему мезозою — палеогену. Кайнозойские и мезозойские месторождения известны и в других регионах — в юго-западном секторе Тихоокеанского пояса, в пределах Средиземноморского пояса и др. Палеозойские месторождения и рудопроявления известны в Центральном Казахстане, на Урале, в Западной Европе и других регионах. Крупное месторождение района О'Окиер имеет возраст 1110 млн. лет, а более древние месторождения известны в Индии и Западной Австралии (более 2700 млн. лет). Таким образом, медные месторождения жильной формации, как и рассмотренных выше формаций, распространены по времени от архея до кайнозоя, причем приведенные выше значения радиометрического возраста (более 2700 млн. лет и 8 млн. лет), вероятно, не являются ни нижним, ни верхним возрастным пределом их образования. Для суждения о возрастной изменчивости жильных медных месторождений имеющихся данных недостаточно.

К скарновым в настоящее время относят весьма многочисленные и разнообразные месторождения, на площади которых развиты метасоматиты, существенно состоящие из известково-магнезиально-железистых силикатов и алюмосиликатов, которые принято называть скарнами независимо от их происхождения. При таком понимании в группу скарновых попадают месторождения различного генезиса, обладающие самыми разнообразными металлотектами и геологически не составляющие единой формации. Поэтому некоторыми авторами предложено различать по геологическим особенностям несколько типов скарновых месторождений. Так, Л.Н. Овчинников различает среди железорудных скарновых месторождений Урала четыре типа, из которых "контактово-метаморфические" и "согласные залежи в осадочно-эффузивных толщах" можно рассматривать как самостоятельные рудные формации месторождений различных металлов. Вл. С. Домарев [1931] среди контактово-метаморфических месторождений меди Минусинского района выделял шесть типов, различающихся по своим геологическим и минералогическим особенностям.

В настоящей работе мы рассматриваем в основном контактовые месторождения, учитывая, что скарновые породы в вышеприведенном понимании (без учета их генезиса) распространены очень широко на

участках многих месторождений, особенно метаморфогенных, причем далеко не всегда имеют генетическое (или парагенетическое) отношение к рудной минерализации. Скарновые месторождения меди других формаций мы не рассматриваем, поскольку по запасам заключенного в них металла в общем балансе меди они не играют заметной роли и крупные промышленные объекты среди них редки.

Вместе с тем следует отметить, что стратиформные скарновые месторождения меди в осадочно-эффузивных толщах обычно не выделяются из общей группы "скарновых", и поэтому оценка их распространенности и значимости не может быть сделана достаточно обоснованно. Примером могут служить месторождения Турьинских рудников на Урале, среди которых в период их интенсивной эксплуатации в дореволюционное время различали залежи "крутого" контакта (месторождения Фроловское, Никитинское и др.) и залежи "пологого" контакта. "Пологие" залежи, к которым принадлежали крупные в масштабах района месторождения Богословское, Башмаковское и другие, в сущности, представляли собой стратиформные тела в осадочно-эффузивной толще и в контакте с какими-либо интрузивными породами не находились.

Возраст скарновых месторождений столь же разнообразен, как и месторождений других формаций. В литературе прежних лет указывалось, что особенно многочисленны скарновые месторождения среди докембрийских образований, но такое мнение создавалось, по-видимому, потому, что скарны или скарноподобные породы являются частым компонентом метаморфических толщ. Особо крупных скарновых месторождений меди в докембрии не установлено, хотя древние докембрийские объекты известны на Балтийском, Индийском, Австралийском и других щитах. Палеозойские месторождения распространены на Урале, где к ним относятся упомянутые выше Фроловское и Никитинское месторождения района Турьинских рудников, Меднорудянский и Гумешевское, а также ряд месторождений в Казахстане, Хакасии, в горных сооружениях востока Австралии и Тасмании. Мезозойские и третичные месторождения распространены в Северной (и Центральной) Америке. Крупные скарновые месторождения района Бисби в Аризоне имеют возраст от мезозоя до палеогена. Месторождение Меме на Гаити приурочено к контакту позднемеловых известняков с метаморфизующими их также позднемеловыми (маастрихтскими) кварцевыми монцититами. Радиометрический возраст мексиканского месторождения Дель-Оро составляет $38 \pm 1,2$ млн. лет. На Филиппинах известны месторождения миоцена.

Обширную группу медных месторождений составляют колчеданные залежи, в которых, по подсчетам Дж. Л. Местрода, заключено 9,9 % запасов меди зарубежных стран. В СССР колчеданные руды в качестве источника меди играют более значительную роль.

Под названием "колчеданные месторождения" понимаются рудные образования, представленные телами массивных сульфидов, сопровождаемыми зонами вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд и образующими стратиформные залежи в осадочно-эффузивных толщах, с которыми они связаны парагенетически. Форма и залегание отдельных

рудных тел могут быть различными. Большой частью они представляют собой согласные с вмещающими породами линзы или пластообразные залежи, реже жилы, гнезда и т. п. Размеры отдельных рудных тел и их число в месторождении могут колебаться в широких пределах.

В формации колчеданных месторождений может быть выделено несколько подформаций на основе особенностей рудовмещающих эффузивных толщ, которые могут быть представлены в различной степени дифференцированными комплексами, по пространственному соотношению с вулканическими аппаратами, по степени метаморфизма и другим признакам. Тем не менее колчеданные месторождения представляют собой достаточно характерные геологические образования, генетически связанные с подводным вулканизмом, но сходные колчеданные залежи возникают и в несколько иных геологических условиях среди осадочных пород, в которых первично-осадочные (диагенетические) сульфиды сконцентрированы в залежи массивных руд при постседиментационных процессах. К таким образованиям, по-видимому, относятся некоторые месторождения в Забайкалье, Раммельсберг и Мегген в ФРГ и другие, представляющие собой как бы переходный тип от вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений к осадочным месторождениям типа медистых песчаников.

Состав руд колчеданных месторождений неодинаков. Не говоря об акцессорных металлах, извлечение которых может производиться лишь попутно (Au, Ag, Sb, Cd и др.), выделяются залежи серноколчеданные, медно-колчеданные, медно-цинковые, медно-свинцово-цинковые. К субформации колчеданной формации следует отнести полиметаллические месторождения типа алтайских и салаирских, в рудах которых колчеданы почти отсутствуют или играют подчиненную роль, но которые по своим геологическим особенностям весьма близки к собственно колчеданным месторождениям. В данном разделе рассматриваются только месторождения, в рудах которых медь является главным или одним из главных металлических компонентов.

Колчеданные месторождения известны на всех континентах и среди образований всех возрастов от архея до голоцена, хотя в пространстве они распределены неравномерно. Современные отложения колчеданных руд известны в вулкане Ла-Фосса на о. Эошан в Тирренском море, но областью наиболее значительного распространения молодых, неогеновых и частью четвертичных, месторождений является юго-западный сектор Тихоокеанского пояса и особенно Японские острова (главным образом о. Хонсю). Здесь распространены своеобразные месторождения типа "куроко", которые представляют собой мало затронутые позднейшими изменениями колчеданные залежи, связанные с эффузивными породами. Второй областью развития третичных и мезозойских месторождений является Средиземноморский пояс, где колчеданные залежи известны на Балканском полуострове, в Турции, на Кипре и в Закавказье. Менее распространено молодое оруденение рассматриваемого типа в других регионах.

Классической областью развития палеозойских колчеданных залежей является Урал, где эти залежи распространены вдоль восточного склона

на протяжении свыше 1000 км. Преимущественный возраст месторождений Урала — силур и девон, но есть как более древние (жабанская группа), так, по-видимому, и более молодые образования (Пышминское месторождение?). Многочисленны месторождения колчеданной формации также среди палеозойских образований Рудного Алтая (девон) и Салаира (кембрий), но в этих регионах кроме медно-колчеданных имеются и более здесь распространенные полиметаллические месторождения. Палеозойские месторождения распространены на Северном Кавказе и в других районах СССР. К зарубежным районам распространения палеозойских месторождений относится колчеданный пояс Пиренейского полуострова, каледонский пояс Норвегии, горные сооружения востока Австралии и Тасмании и в меньшей степени другие.

Докембрийские колчеданные месторождения известны главным образом на территории Канадского и Балтийского щитов, но относительно небольшое проявление их на других щитах помимо особенностей строения последних, по-видимому, объясняется меньшей степенью разведанности. В Канаде колчеданные месторождения распространены в провинциях Сьюпериор и Черчилл и представлены как архейскими, так и протерозойскими образованиями. К первым относятся месторождения района Матагами в провинции Сьюпериор, образовавшиеся в период 3500—2600 млн. лет, ко вторым — месторождения района Флин-Флон в провинции Черчилл, имеющие возраст 1900—1780 млн. лет. К последним близки по возрасту и месторождения штатов Аризона и Висконсин (США).

Месторождения Балтийского щита относятся к раннему и среднему протерозою, причем наиболее древним (возможно архейским) объектом является, по-видимому, шведское месторождение Болиден.

Примерами колчеданных месторождений на других щитах могут служить Читрадурга в Индии, радиометрический возраст которого составляет 2500 млн. лет и Приска в Южной Африке с возрастом 1250 млн. лет.

Среди колчеданных месторождений всех возрастов имеются как небольшие объекты, запасы меди в которых не превышают нескольких десятков тысяч тонн, так и крупные залежи с запасами в сотни тысяч и миллионы тонн меди. Определенных планетарных эпох образования колчеданных залежей не существовало, и возраст месторождений каждой провинции соответствовал особенностям ее развития в соответствующие периоды.

Одним из наиболее распространенных типов меднорудных концентраций являются "медистые песчаники", в которых, по данным Дж.Л. Местрода, заключено 26,85 % запасов меди зарубежных стран. Под условным названием "медистые песчаники" понимаются все стратифицированные месторождения меди в осадочных толщах, независимо от некоторых их особенностей и литологического типа рудоносных пластов. Такое обобщение удобно потому, что преобладающее число месторождений приурочено к пестроцветным терригенным и терригенно-карбонатным формациям осадочных пород, накапливавшихся в сходных палеогеогра-

фических условиях [Домарев В.С., 1958 г.]. Выделяемые многими авторами как особый тип медных месторождений "медистые сланцы", а также выделяемое нами в особый тип медное оруденение в черносланцево-карбонатных формациях мы рассматриваем как подформации медистых песчаников. В отношении "медистых сланцев" это тем более приемлемо, что типоморфным представителем их являются медистые породы Мансфельдской мульды, в пределах которой рудоносный пласт углеродистых сланцев представляет собой горизонт нижнего цехштейна и залегает на песчаниках и конгломератах "мертвого красного лежа", т. е., по существу, является венчающим слоем пестроцветной толщи.

При наличии общих для всех медистых песчаников геологических особенностей среди них может быть выделено несколько типов по различным критериям [Домарев В.С., 1971].

В настоящей работе никаких подразделений месторождений медистых песчаников не делается и к ним отнесены стратифицированные залежи, медь которых, по опубликованным описаниям или, для ряда месторождений СССР, по личным наблюдениям автора, первично отложена синхронно с вмещающими рудоносными породами независимо от степени, характера и времени постседиментационных изменений первичных осадков. В современных отложениях кроме нерассматриваемых зон окисления рудных залежей в корах выветривания концентрации меди известны в торфяниках Среднего Урала, в болотных отложениях Канады и многих других районах мира. По данным Р.У. Бойла [Boyle R.W., 1977], в медьсодержащих болотах в Новом Брунсвейге (Канада) количество меди в органическом материале достигает 2—6 %, а в одном болоте вблизи поселка Секвил подсчитаны запасы меди, составившие 300 т.

Своеобразными современными осадочными накоплениями меди являются металлоносные отложения в глубоких впадинах Красного моря и железо-марганцевые конкреции океанов. В отношении генезиса донных образований Красного моря существуют различные представления, но наиболее обосновано мнение об отложении металлоносных осадков фильтрующимися морскими водами, выщелачивающими металлы из миоценовых соленосных отложений, распространенных в пределах всей впадины Красного моря [Bischoff J.L., 1978 г.; Смирнов С.И., 1969]. По составу руд образования Красного моря отличаются от месторождений медистых песчаников и представляют собой отложения, содержащие лимонит, гётит, манганит, манганосидерит, гипс, пирит, халькопирит, сфалерит. По мнению некоторых авторов, количество металлоносных осадков очень значительно.

В отмеченных в предыдущих главах железо-марганцевых конкрециях дна океанов в качестве примесей присутствует целый ряд металлов, причем содержание меди, никеля и кобальта на значительных площадях достигает 1 % и выше. Среднее содержание меди составляет, по данным Дж. Мери, 0,53 %, а общее количество ее на площади Тихого океана достигает 8,8 млрд. т. Железо-марганцевые конкреции североамериканских озер также содержат медь, никель и кобальт.

Данные по рассолам и железо-марганцевым конкрециям могут свидетельствовать о значительности кайнозойских и современных осадочных концентраций меди.

Неогеновые месторождения медистых песчаников известны на многих континентах, а к крупным месторождениям этого возраста относится Балео в Мексике; широко распространены также во времени и в пространстве месторождения палеогена, мезозоя, палеозоя и рифея, причем крупными запасами обладают рудные поля и провинции различного возраста. Таковы палеогеновое месторождение Корокоро в Боливии, пояс мезозойских месторождений Северной Африки, верхнепалеозойские месторождения Польши и Казахстана, позднерифейские Медного пояса Шабы—Замбии и т. д. Необходимо отметить, что во многих регионах проявления медистых песчаников рудоносные горизонты широко распространены по стратиграфическому разрезу, охватывая иногда несколько геологических периодов. Так, например, в Северной Америке медное оруденение известно в толщах кембрия, ордовика, перми и триаса, в юго-западной части Сибирской платформы — в рифее и кембрии и т. д. В большинстве месторождений медистых песчаников имеется несколько рудных горизонтов.

В породах среднего и раннего протерозоя число известных месторождений медистых песчаников значительно меньше по сравнению с более молодыми периодами, что может быть обусловлено различными причинами. Наложенные процессы метаморфизма сильно маскируют первично осадочную минерализацию, и проявления медистых песчаников могут остаться нераспознанными. Например, в Медном поясе Замбии в подстилающей рудоносную толщу Роан серии Люфубу вкрапленность халькопирита присутствует в гранитогнейсах, которые, по мнению П. Дж. Пиенара [Mendelsohn F., 1961], представляют собой метаморфизованные медистые песчаники.

Во многих кристаллических сланцах и парагнейсах присутствует вкрапленность сульфидов, которая тоже, возможно, представляла собой образование типа медистых песчаников. В других случаях в результате метаморфизма медные сульфиды могут быть полностью удалены из изменяющихся осадочных пород. Там не менее древние медистые песчаники известны во многих регионах мира, причем некоторые месторождения представляют собой крупные и частью уникальные объекты. Крупным является месторождение Маунт-Айза в провинции Квинсленд (Австралия), в образовании которого существенную роль играли постседиментационные процессы, вследствие чего распространено мнение об эндогенном происхождении меднорудных тел, в то время как полиметаллические залежи месторождения с большей определенностью относят к первично осадочным образованиям. Свыше 1960 млн. лет возраст рудных залежей района Рам-Джангл в провинции Катерин (Австралия), которые, по мнению некоторых австралийских геологов, также относятся к первично осадочным образованиям, приуроченным, так же как и Маунт-Айза, к черносланцево-карбонатной толще. Свыше 2 млрд. лет имеют возраст медистые песчаники Олекмо-Витимской горной страны.

Более древними являются отмеченные выше метаморфизованные проявления меди в породах системы Луфубу (Замбия).

Промышленных месторождений медистых песчаников среди образований архейского возраста, по-видимому, не установлено, но первично осадочные концентрации меди (приуроченные не к пестроцветной терригенной формации) в древнейших метаосадочных толщах не являются редкостью. Присутствие сульфидов меди в "сульфидных фациях" в толщах, вмещающих железистые кварциты, в том числе архейского возраста, отмечается во многих районах. Наиболее древние из них обнаружены в 1976–1977 гг. в толще Ишуа (Западная Гренландия). По описанию П. Аппеля [Appel P.W.U., 1979], медная сульфидная минерализация приурочена в этом регионе к слоистой толще кварцитов и амфиболитов, включающей горизонты туфов и полосчатых железистых пород, возраст которых, определенный рубидий-стронциевым и свинцовым методами, составляет 3760 ± 70 млн. л. По данным П. Аппеля, оруденение синхронно с вмещающими породами и имеет осадочное происхождение, но подверглось изменению при последующих метаморфических процессах, обусловивших переотложение некоторой части рудного материала. Наиболее вероятным источником меди, отложенной в морском бассейне, П. Аппель считает подводные вулканические эксгальции. Экономической оценки оруденения он не дает, но при распространении рудоносной толщи в поясе длиной 30 км и шириной 9 км при мощности рудоносных толщ, равной 2000 м, суммарные запасы меди в них могут быть достаточно значительными. Наибольшая концентрация сульфидов в амфиболитах отмечена у оз. Имаресуак, где содержащиеся сульфиды породы прослежены по простирацию на расстояние более 2 км при мощности до 100 м.

Исходя из изложенного, нет оснований считать, что существенная по масштабам медная минерализация в осадочных породах впервые появилась в раннем протерозое, в котором известны крупные месторождения, и весьма вероятно, что концентрировавшаяся в древнейших архейских толщах медь в той или иной своей части рассеивалась при метаморфизме, как об этом может свидетельствовать отмеченная минерализация толщ Луфубу в Замбии. О рассеянии меди могут говорить и позднепротерозойские "фальбанды" Норвегии, где с метаморфизованными медистыми песчаниками в округе Конгсберг ассоциируют образования, представленные кварцевыми и кальцитовыми жилами, содержащими вкрапленность минералов серебра, арсенидов кобальта и никеля, халькопирита и галенита, причем серебросодержащие жилы несут оруденение только там, где они секут фальбанды.

Условия образования медистых песчаников в различные периоды развития земной коры не были вполне одинаковыми, что могло обусловить некоторые изменения в общем облике разновозрастных месторождений. Этот вопрос рассмотрен в последующих главах.

Как отмечено выше, помимо месторождений, относящихся к рассмотренным формациям, известно немало медных месторождений, не имеющих пока большого количества сходных меднорудных образова-

ний или обладающих индивидуальными чертами, делающими их формационную принадлежность неясной. Из таких месторождений мы кратко остановимся лишь на нескольких объектах, обладающих более или менее существенными запасами руд.

Среднепалеозойское Волковское месторождение на Урале представляет собой участок массива габбро с вкрапленностью титаномагнетита и медных сульфидов — борнита и халькопирита. По текстурному типу руд, представленных вкрапленностью рудных минералов в интрузивной породе, и по морфологии рудной залежи, значительной площади оруденелых пород, содержанию меди в рудах Волковское месторождение может быть сопоставлено с месторождениями медно-порфировых руд, образовавшимися в глубоких частях вулканических сооружений и представленными породами интрузивного облика, несущими сульфидную минерализацию. Однако Волковское месторождение отличается по петрографическому типу рудоносных пород, по минеральному парагенезису и геотектоническим условиям образования. Вкрапленность медных сульфидов в основных плутонических породах не является большой редкостью, но значительных месторождений, аналогичных Волковскому, по-видимому, пока не выявлено.

Уникальным по присутствию и содержанию меди является южно-африканское месторождение Палабора, имеющее радиометрический возраст около 2000 млн. лет. Палабора представляет собой образование карбонатитовой формации и сходно с другими разновозрастными представителями этой группы рудных образований, среди которых объектов с промышленным содержанием меди не известно. В первое время после открытия месторождение разрабатывалось на вермикулит, апатит, но с установлением в карбонатах промышленных содержаний меди, представленной халькопиритом, оно рассматривается как медное и является важным меднорудным объектом ЮАР.

Не ясна формационная принадлежность также южно-африканского месторождения Мессина, радиометрический возраст которого составляет 2690 ± 60 млн. лет. Месторождение включает серию брекчиевых трубок, зон вкрапленных руд и трещинных жил, приуроченных к метаморфическим породам, измененным в условиях гранулитовой фации. Трубки в сечении имеют округлую или полигональную форму и частью не выходят на поверхность, а на глубину прослежены по вертикали на 1250 м (1976 г.). Рудная минерализация представлена сульфидами меди, самородной медью и пиритом.

Помимо приведенных примеров известно немало месторождений, особенно докембрийских, отнесение которых к какой-либо из рассмотренных формаций встречает затруднения, однако крупных объектов среди них нет, и если не учитывать второстепенных особенностей, имеющих в каждом месторождении, то формационная принадлежность даже метаморфизованных образований во многих случаях может быть установлена достаточно обоснованно. Поэтому распространенность месторождений рассмотренных формаций во времени можно считать достаточным показателем эволюции медного рудообразования в истории

земной коры. Возрастное положение всех упомянутых выше и многих других месторождений показано на рис. 1 и 2, выполненных в различном временном масштабе для докембрия и фанерозоя. Эти рисунки не характеризуют каких-либо количественных показателей, так как на них нанесены лишь те месторождения, о возрасте которых в использованной автором литературе имеются более или менее определенные данные. Поэтому многие месторождения, описанные как "докембрийские" или "каледонские", "варисские" и т. п., на рисунках не показаны, а положение месторождений, отнесенных к "позднепротерозойским" (рифейским) "раннепалеозойским" и т. п., показано примерно (позднепротерозойские на линии, соответствующей 1000 млн. лет, раннепалеозойские на линии, соответствующей ордовика, и т. д.).

Следует также иметь в виду неравноценность нанесенных значков в отношении размеров обозначаемого ими объекта, так как некоторые из них соответствуют крупным месторождениям или даже группам крупных месторождений одного возраста, как, например, колчеданные залежи Урала или Алтая, медистые песчаники пояса Шабы—Замбии и т. д., а некоторые относятся к мелким месторождениям, иногда не имеющим промышленного значения. Учет мелких рудопроявлений способствует установлению сроков существования тех процессов, которым обязано образование и крупных объектов, что может иметь значение при прогнозных оценках провинций на соответствующий тип оруденения. В число нанесенных месторождений, по возможности, включены объекты тех стран или районов, которые играют существенную роль в добыче руд того или иного металла. Возраст некоторых месторождений вследствие рассмотренных выше причин может быть указан неточно, но отдельные неточности не могут изменить общей картины распространения оруденения определенных формаций в истории земной коры. На рис. 1 и 2 показана распространенность во времени месторождений рассмотренных выше формаций. Название районов или месторождений, к которым относятся значки, а также принятый возраст оруденения указаны в приложении.

Приведенные рисунки иллюстрируют отмеченное выше наличие крупных месторождений меди среди образований всех возрастов от архейского до четвертичного и отсутствие определенных планетарных эпох образования медных руд в истории развития земной коры. Возраст образования в каждой провинции соответствовал времени ее геологического развития: на щитах распространены докембрийские месторождения, в областях палеозойской складчатости — палеозойские и т. д. Следует отметить, что отсутствие показанных на рис. 2 докембрийских месторождений на Бразильском (и Гвианском) щите не говорит о безрудности этой провинции в отношении меди. В Бразилии известны докембрийские месторождения этого металла, и даже относительно крупные, а добыча меди из них, по данным американской статистики, в 1975 г. составила 2994 т.

Незначительность этой добычи, возможно, объясняется экономическими причинами, а небольшое число промышленных месторож-

дений — слабой разведанностью или недостатком соответствующих данных в доступной автору литературе. Из приведенного выше обзора и рис. 1 и 2 хорошо видно широкое возрастное распространение выделенных формаций, большинство которых имеет своих представителей от архея до кайнозоя. Наиболее древние из нанесенных месторождений не указывают на нижнюю возрастную границу оруденения соответствующего типа, так как древнейшие месторождения могут оказаться еще не установленными или рассеянными при наложенных метаморфических процессах.

Никель

При относительно высоком кларке, превышающем, например, кларк меди, количество крупных промышленных месторождений никеля и его запасы сравнительно ограничены, несмотря на широкое распространение их во времени. Это, очевидно, связано с геохимическими особенностями этого металла, обуславливающими, в частности, весьма неравномерное распределение его среди пород различного состава со специфической концентрацией в ультраосновных интрузивах. При общем кларке никеля 0,0058 вес. % (по А.П. Виноградову) содержание его в гипербазитах составляет 0,2 %, в основных породах 0,016 %, в гранитах лишь 0,008 %, а в глинах и глинистых сланцах 0,095 %. Такое распределение объясняет тот факт, что промышленные скопления никеля наблюдаются почти исключительно в пределах массивов основных и ультраосновных пород или в возникающих на них корах выветривания, что допускает образование как эндогенных, так и экзогенных месторождений.

Важные в промышленном отношении месторождения в основном принадлежат лишь одной из двух рудных формаций (допускающих подразделения на субформации): 1) месторождения сульфидных медно-никелевых руд в основных и ультраосновных породах; 2) месторождения силикатных никелевых руд в зонах выветривания ультраосновных пород. Более редкие никелевые месторождения жильной формации, формации стратиформных залежей в слоистых толщах и некоторые другие, как правило, обладающие комплексными рудами, для выяснения эволюции никелевого оруденения по современному состоянию знаний не могут быть использованы.

Как отмечено в разделе о меди, месторождения формации сульфидных медно-никелевых руд в основных и ультраосновных породах обладают рудами, содержащими помимо меди и никеля также кобальт, золото, платиноиды и другие металлы. Количественное соотношение никеля и меди, а также никеля и кобальта в отдельных месторождениях колеблется в весьма широких пределах от почти безмедных руд до руд с преобладанием меди, причем эти соотношения не зависят от возраста минерализации, а связаны с геохимическими особенностями рудной провинции и геологическими условиями образования месторождения.

По мнению Ю.Г. Старицкого [1958 г.], в рудах месторождений, возникших в условиях геосинклинальных зон, никель преобладает над медью, а в платформенных месторождениях имеют место обратные соотношения этих металлов. По геологическим условиям найдены: все месторождения, включая месторождения зеленосланцевых зон архея, можно объединить в одну формацию, представители которой относятся к образованиям самого различного возраста, начиная от архея и до кайнозоя. Архейский возраст, иногда превышающий 3000 млн. лет, имеют месторождения Зимбабве, ЮАР, Западной Австралии; ранне-средне- и позднепротерозойские месторождения известны в пределах Балтийского, Канадского, Африканского и других щитов; палеозойские проявления есть на о. Тасмания, в Северной Швеции, но в общем они распространены мало. К мезозою относятся месторождения Норильского района, месторождение Инсизва в Африке; кайнозойские проявления известны в Папуа — Новой Гвинее, на Филиппинах. Более подробно распространение месторождений этой формации рассмотрено выше в разделе о медных месторождениях и показано на рис. 1 и 2.

Месторождения формации силикатных руд никеля в корях выветривания в отношении общего количества извлекаемого из них металла имеют меньшее значение, чем месторождения сульфидных руд. Данные авторов различных подсчетов о количественных соотношениях сульфидных и силикатных руд сильно расходятся, но в отдельных регионах те или другие руды являются основным источником получения никеля. Из основных потребителей силикатных руд следует прежде всего упомянуть Новую Каледонию, являющуюся одним из главнейших производителей никеля. Силикатные руды распространены также на Урале, частью в составе природолегированных железных руд, в Казахстане, а за рубежом — в странах Европы, Азии, Америки, Океании. Возраст месторождений силикатных руд различен, например на Урале выделяются коры позднепалеозойского (в основном пермского), мезозойского и кайнозойского времени [Глазковский А.А., 1965]. В Австралии никеленосные коры выветривания возникали главным образом в третичное время. Однако, как уже отмечалось ранее, вопрос о возрастном распространении руд выветривания еще недостаточно изучен и для целей настоящей работы имеющиеся данные о возрасте месторождений выветривания не являются показательными.

В никельсодержащих месторождениях жильной формации наиболее интересна ассоциация никеля с серебром, кобальтом, висмутом, мышьяком, ураном и медью. Полная совокупность этих металлов присутствует не во всех никеленосных жилах, но общие особенности сохраняются и при отсутствии отдельных компонентов. Существенно урановые месторождения этого типа, имеющие наибольшее практическое значение в районе Большого Медвежьего озера в Канаде, позднепротерозойского возраста (1400 млн. лет?). В рудных горах распространены жилы с различным составом руд, в которых присутствует никель. Возраст этих месторождений считается варисским. Существенных количеств никеля жильные месторождения не содержат.

В подчиненных количествах встречается никель вместе с кобальтом в некоторых весьма немногочисленных месторождениях колчеданной формации. Единственным представителем таких месторождений на Урале является Пышминско-Ключевское, по составу руд отличающееся от всех других колчеданных залежей Среднего Урала. Никель присутствует в рудах этого месторождения в составе главным образом пентландита и никельсодержащего пирротина. Он входит и в состав руд финского месторождения Оутокумпу. Сходной чертой этих месторождений является их пространственная близость к основным магматическим породам. Возраст Пышминско-Ключевского месторождения палеозойский, а Оутокумпу — раннепротерозойский.

Большие количества никеля содержат стратиформные залежи в осадочных толщах, имеющие, по-видимому, первично осадочное происхождение. Осадочные концентрации никелевых руд до последнего времени не привлекали внимания, и известные проявления оруденения этого типа относились к "гидротермальным". Огромные количества никеля, составляющие, по данным Дж. Мера [1961 г.], 16,4 млрд. т, заключены в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана, что свидетельствует о возможных масштабах осадочных концентраций этого металла. В пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных толщах, являющихся основным вмещающим медистых песчаников, никель обычно присутствует лишь в кларковых количествах, но известным исключением является месторождение Шинколобве в медном поясе Шабы-Замбии, которое по составу руд, содержащих никель, а также уран, кобальт и селен, отличается от других месторождений пояса, но обладает всеми другими их формационными особенностями. Не имеющая промышленного значения медная и никелевая минерализация "типа медистых песчаников" встречается в верхнедевонской вулканогенно-осадочной толще на площади Воронежского кристаллического массива, где в основании платформенного осадочного покрова залегают образования докембрия с никеленосными гипербазитами [Агейкин А.С. и др., 1968 г.]. На месторождении Бурултас (Западное Прибалхашье) кобальто-никелевая минерализация проявлена в пачках углисто-кремнистых и вулканогенно-сланцевых пород вендско-кембрийского возраста. В провинции Манитоба (Канада) никелевая минерализация имеет в докембрийских гнейсах, образование которых относят к интервалу 2200—1750 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что осадочные концентрации никеля возникали в различные периоды существования земной коры, однако масштабы их и полное возрастное распространение в настоящее время установить затруднительно из-за недостаточной изученности.

Кобальт

Кобальт, подобно хрому и никелю, концентрируется преимущественно в гипербазитах (кларк 0,2 % при общем кларке 0,007 %), но

концентрации его в земной коре в виде месторождений, главным образом комплексных руд, значительно разнообразнее, чем хрома и никеля, и связаны со всеми типами основных геологических процессов — магматических, метаморфических, осадочных и выветривания. Кобальт присутствует в месторождениях никеля всех типов, а кроме того, концентрируется в образованиях, в которых он является главным металлическим компонентом или примесью в рудах, не содержащих никеля и хрома. Одним из практически важных источников получения кобальта служат месторождения формации сульфидных медно-никелевых руд в ультраосновных и основных породах, из которых извлекается главная масса продукции ряда стран, в том числе Канады, давшей в 1975 г. 1338 т этого металла. Кобальт содержат руды медно-никелевых месторождений различного возраста от архея до кайнозоя, рассмотренных в разделе меди. Значительные количества кобальта добываются и из месторождений кор выветривания наряду с силикатными рудами никеля (Папуа — Новая Гвинея, Куба) [Унксов В.А., 1958 г.].

В месторождениях колчеданной формации кобальт присутствует частью в форме кобальтсодержащего пирита, частью в собственно кобальтовых минералах. Относительно богаты кобальтом руды раннепротерозойского месторождения Читрадурга в Индии (радиометрический возраст 2,5 млрд. лет) [Naqvi S.M. et al., 1977 г.], протерозойские месторождения Оутокумпу и района Сулительма на Балтийском щите, месторождение кобальтсодержащего пирита Гакаринга в штате Новый Южный Уэльс (Австралия), палеозойское Пышминское месторождение Урала и кайнозойское месторождение Эргани-Моден (Турция). Однако при широком распространении во времени и пространстве значительных количеств кобальта колчеданные месторождения не содержат.

Источником получения кобальта могут служить также скарновые магнетитовые месторождения, в которых кобальт присутствует как в составе пирита, так и в собственно кобальтовых минералах. Кобальтсодержащими являются руды многих палеозойских магнетитовых месторождений Урала и Горной Шории.

Концентрируется кобальт и в некоторых свинцово-цинковых (полиметаллических) месторождениях в карбонатных породах, например среднепротерозойское метаморфизованное месторождение Брокен-Хилл в Австралии является важным источником получения кобальта в этой стране, добывшей в 1975 г. 2489 т металла. Повышенно содержание кобальта и никеля в известняках раннетриасового и раннеюрского возраста, несущих полиметаллическое оруденение [Mincheva-Stefanova J., 1968 г.].

Наиболее значительные количества кобальта заключены в позднепротерозойских месторождениях медистых песчаников Медного пояса Шабы — Замбии. Кобальт, главным образом в форме линнеита, присутствует в ряде месторождений пояса, но наибольшие количества его добываются в месторождениях Шабы, где он частью концентрируется в зоне окисления рудных залежей. Интересно отметить, что в медистых песчаниках Медного пояса кобальт не сопровождается никелем, кото-

рый в существенных количествах установлен только в месторождении Шинколобве. Заир, как известно, является главным мировым производителем кобальта, и в 1974 г. он дал свыше 60 % добычи всех зарубежных стран, а вместе с месторождениями Замбии в Медном поясе получено около 70 %. Медный пояс является уникальной по концентрации кобальта провинцией, и ни возраст минерализации, ни формационная принадлежность оруденения не могут считаться показателями эволюции рудообразования в истории земной коры.

Следует лишь отметить, что кобальт присутствует в медистых песчаниках и других регионах и другого возраста и его концентрация вместе с медью в процессе осадочного рудообразования обусловлена геохимическими свойствами этого металла. Кобальт известен в так называемых "фальбандах" Норвегии, представляющих собой метаморфизованные медистые осадки протерозойского возраста. При метаморфизме кобальт частью выносится из рудоносных пород и концентрируется в составе жильных тел, известных как месторождения Консберг и Модум [Gammon J.B., 1966 г.]. В небольших количествах кобальт присутствует в медистых песчаниках Юнани в Китае, в триасовых песчаниках Мангышлака и пермских Мансфельда и др. Кобальт рудных залежей района Кобальт—Гюганда в Онтарио, по мнению канадских геологов, может происходить из осадочных пород киватинского возраста (2,5 млрд. лет) [The silver-arsenide deposits, 1971 г.]. Месторождения Ag—Ni—Co—As в Австрии, которые многими считаются "гидротермальными", по мнению других исследователей [Avias J., Bernard A., 1966 г.], образовались в два этапа, из которых первый представляет собой "экзогенную седиментацию". Известное докембрийское кобальтовое месторождение Бу-Азер в Марокко, которое считалось штокверковым или жильным, в результате детального изучения отнесено к стратиформным, приуроченным к доломитизированным и кремнистым известнякам докембрия; генезис его осадочный или секреторный [Routhier P. et al., 1970 г.].

Стратиформное вкрапленное кобальтовое оруденение имеется в пермских известняках в испанских Пиренеях. Кобальтовые минералы, представленные смальтином, сопровождаются здесь пиритом, халькопиритом, бисмутинитом и, по мнению Х. Маликернея [Malikerney Ch., 1973 г.], генезис оруденения не установлен. Оно может быть или "сингенетичным (осадочным), или гидротермальным".

Выше уже отмечалась кобальто-никелевая минерализация в пачке углисто-кремнистых и вулканогенно-сланцевых пород вендско-кембрийского возраста на месторождении Бурултас в Западном Прибалхашье [Каюпова М.М. и др., 1979 г.].

К собственно кобальтовым месторождениям, т. е. таким, в которых кобальт является главным извлекаемым компонентом, относятся жильные и прожилковые месторождения. Кобальт в них, сопровождаемый рядом других металлов, присутствует главным образом в форме сульфарсенидов и арсенидов.

Кобальт присутствует в железо-марганцевых конкрециях Тихого океана. Среднее содержание его составляет 0,35 %, но на некоторых площадях превышает 1 %, и такие конкреции рассматриваются как вероятный источник получения кобальта недалекого будущего. Запасы кобальта в конкрециях Тихого океана, по подсчетам Дж. Мери, составляют 5,8 млрд. т. В конкрециях Атлантического океана среднее содержание кобальта 0,31 %, а максимальное 0,68 %.

Помимо уже упомянутых при рассмотрении месторождений никеля кобальт-содержащих жил района Большого Медвежьего озера в Канаде и в Рудных горах Центральной Европы многочисленные жильные тела, в которых кобальт преобладает над никелем и другими металлами, известны в Австралии, в Чили, на Кавказе, в Туве и других регионах. В районе Кобальт (Канада) жилы, главным образом кальцитовые с самородным серебром и арсенидами кобальта и никеля, залегают в породах гурона. Предполагается, что источником кобальта могут быть нижележащие породы киватина, возраст которых превышает 2000 млн. лет. Месторождение Блекбирд в штате Айдахо (США) имеет возраст 2,1–2,0 млрд. лет. Докембрийские рудопроявления кобальта имеются в Австралии. Палеозойский (герцинский) возраст имеют небольшие месторождения Шварцвальд и Гарц [Унксов В.А., 1958 г.], а позднекаледонский — месторождения Ховуаксы в Туве. Мелкие жильные и прожилковые месторождения Ирана образовались в меловое и третичное время, месторождение Дашкесан приурочено к зонам дробления в вулканогенно-осадочных породах байоса и пересекающей их дайке.

Перечисленные месторождения иллюстрируют возрастное распространение жильных месторождений кобальта от раннего протерозоя до неогена. Является ли ранний протерозой нижним пределом возрастного распространения жильных месторождений кобальта, по имеющимся данным судить нельзя. Поскольку повышенные против кларка количества этого металла имеются в более древних месторождениях других формаций, не может быть исключена возможность нахождения и более древних жильных месторождений его.

Таким образом, концентрации кобальта в собственно кобальтовых или комплексных рудах возникали в продолжение всей геологически документированной истории земной коры: в месторождениях сульфидных медно-никелевых руд от архея до кайнозоя, в колчеданных месторождениях от раннего протерозоя (Читрадурга) до среднего палеозоя (Пышминское месторождение), в скарных месторождениях магнетита в раннем и среднем палеозое и в юре (Дашкесан?), в медистых песчаниках от раннего протерозоя (Кобальт–Гоуганда) до перми (Мансфельд) и триаса (Мангышлак) и в жильных месторождениях от позднего протерозоя до третичного периода (Иран). Эти далеко не полные данные все же иллюстрируют временную распространенность концентраций кобальта в рудных месторождениях.

**РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ СВИНЦА И ЦИНКА**

Основные промышленные запасы свинца и цинка концентрируются в комплексных свинцово-цинковых рудах, содержащих те или иные количества и некоторых других металлов (серебра, кадмия, сурьмы и др.). Месторождения свинцово-цинковых руд получили название "полиметаллических", что целесообразно отметить, так как в последнее время наметилась тенденция называть "полиметаллическими" месторождения медно-свинцово-цинковых руд, а иногда этим термином обозначают месторождения комплексных руд независимо от их металлического состава. В данной работе за термином "полиметаллические" месторождения и руды сохраняется первоначально предложенное понимание этого термина, обозначающего существенно свинцово-цинковые образования независимо от количественных соотношений в них главных рудообразующих металлов. Содержания свинца и цинка в рудах могут колебаться в широких пределах, обуславливая существование как комплексных, так и близких к монометалльным свинцовых и цинковых месторождений. Богатые цинком медно-цинковые колчеданные месторождения уральского типа к полиметаллическим не относятся.

Полиметаллические месторождения, как и месторождения других металлов, во времени распространены весьма широко. По мнению А.И. Тугаринова [1976], начало существенного проявления в истории земной коры свинца и цинка ("образование крупнейших месторождений") относится к среднему протерозою, примерно 1700 млн. лет тому назад, но известны и более древние, относимые к архейскому, но ближе не определенному возрасту. Такие образования известны в Индии, Канаде, африканских странах. К наиболее древним относятся проявления свинца в Южной Африке, датируемые в 3500 млн. лет, а две другие группы незначительных проявлений имеют 2900 и 2400 млн. лет. К такому же возрасту относятся и мелкие месторождения Зимбабве. Образование месторождений канадской провинции Абитибиде связывают с геотектоническим циклом 3500—2600 млн. лет. Возраст около 2500 млн. лет имеют и некоторые свинецсодержащие колчеданные месторождения Балтийского щита. Ранне- и среднепротерозойские месторождения с радиометрическим возрастом порядка 2000—1500 млн. лет распространены очень широко и известны на всех докембрийских щитах. Некоторые крупные и очень крупные месторождения этого периода, к которым относится и уникальное австралийское месторождение Брокен-Хилл, имеют первично осадочное происхождение, что свидетельствует о значительных концентрациях свинца в земной коре

во всяком случае ранее 1650 млн. лет (возраст месторождений Брокен-Хилл и Маунт-Айза). В образованиях позднего протерозоя и всех периодов фанерозоя также известны многочисленные полиметаллические месторождения, распространенность которых во времени не позволяет выделить глобальные эпохи специфического образования руд свинца и цинка.

В предложенных различными авторами генетических и формационных классификациях полиметаллических месторождений иногда выделяется большое число типов, но если не учитывать второстепенных региональных и индивидуальных особенностей рудных образований, то можно различить четыре основные рудные формации: 1) колчеданно-полиметаллическую; 2) жильную; 3) скарново-контактовую; 4) формацию стратиформных месторождений в карбонатных и терригенных толщах.

Значительные количества цинка заключены также в медно-цинковых рудах колчеданной формации, а свинца и цинка — в комплексных месторождениях формации медистых песчаников и в комплексных рудах других рудных формаций. Колчеданно-полиметаллические месторождения составляют подформацию колчеданной формации, в состав которой входят месторождения одного геологического типа, проявляющиеся в сходных, хотя и несколько различающихся, геологических условиях, но имеющих различный минеральный состав и набор извлекаемых из их руд металлов. Как указано в разделе о распространенности месторождений меди, среди колчеданных залежей выделяются серно-колчеданные, в преобладающе пиритном составе которых присутствуют лишь незначительные количества цветных и благородных металлов, медные и медно-цинковые, в рудах которых помимо пирита в переменных количествах присутствуют сульфиды меди и цинка с подчиненным содержанием различных других рудных минералов, и полиметаллические, руды некоторых существенно состоят из галенита и сфалерита с небольшим, но всегда подчиненным количеством колчеданов и других рудных минералов. В отдельных районах и даже в пределах некоторых рудных полей (на Урале, Рудном Алтае, Салаире) присутствуют залежи различного минерального состава.

По геологическим условиям нахождения основную группу собственно колчеданных месторождений составляют рудные залежи, приуроченные к осадочно-вулканогенным толщам и генетически связанные с проявлениями вулканизма. По условиям залегания, по степени метаморфизма месторождения различных провинций не одинаковы, но сходное образование определяет и сходные закономерности их размещения в пространстве.

К колчеданно-полиметаллическим залежам в осадочно-вулканогенных толщах по своему строению и составу близки некоторые месторождения, приуроченные к осадочным карбонатно-терригенным и терригенным формациям (Холоднинское месторождение Северного Забайкалья и др.), что обусловлено, очевидно, сходными чертами генезиса (отложением руд в водном бассейне).

К колчеданно-полиметаллической формации относят иногда и сульфидные существенно полиметаллические залежи в карбонатных толщах типа Горевского месторождения в Енисейском кряже, месторождение Брокен-Хилл в Австралии и др. Эти месторождения отличаются от предыдущих характером вмещающих толщ, главным образом карбонатных и реже терригенно-карбонатных, составом и структурно-текстурными особенностями руд, геотектоническими условиями проявления и др.

Поскольку колчеданно-полиметаллическая формация является подформацией колчеданной, постольку временное распространение месторождений последней может характеризовать и распространенность свинцово-цинковых рудных образований.

Древнейшими из известных колчеданных месторождений, содержащих свинец и цинк, являются рассмотренные в разделе о меди архейские колчеданные залежи районов Абитиби в Канаде, связанные с тектогенезом периода 3500–2600 млн. лет и Болиден в Швеции с радиометрическим возрастом около 2500 млн. лет. В позднем протерозое известны уже собственно полиметаллические месторождения рассматриваемой формации, распространенные в Центральном Юконе (Канада), а позднепротерозойские колчеданно-полиметаллические залежи в осадочных толщах включают месторождения Северо-Западного Забайкалья (Холоднинское) и казахстанское месторождение Текели. В фанерозое полиметаллические месторождения колчеданно-полиметаллической формации известны в кембрии (Салаир), силуре (Ньюфаундленд), девоне (Рудный Алтай), карбоне (Гиссар), юре (Кавказ).

Сказанным не ограничиваются сведения о распространенности свинца и цинка в месторождениях колчеданной формации, поскольку оба эти металла присутствуют во многих медно-колчеданных залежах, что особенно относится к цинку, количество которого в рудах нередко превосходит количество меди. Например, в архейском месторождении Флин-Флон (Канада) в добытых за 50 лет существования рудника 18 млн. т руды среднее содержание цинка составило 3,45 % против 1,71 % меди. Такие месторождения являются древнейшими крупными концентрациями цинка.

Распространенность скарновых полиметаллических месторождений установить трудно вследствие недостаточной определенности самого понятия о скарновых месторождениях. Скарнирование карбонатных толщ, вмещающих свинцовую и цинковую минерализацию, распространено достаточно широко и во времени, и в пространстве, но во многих случаях такие месторождения естественнее относить к другим формациям исходя из условий первичного накопления рудного материала. К таким месторождениям относятся, например, среднепротерозойские полиметаллические залежи восточной части Балтийского щита и Северного Приладожья (Питкяранта и др.). Районом распространения крупных палеозойских скарновых месторождений является Кармазар (месторождение Алтын-Топкан и др.), а скарновые месторождения района Дальнегорска в Приморье (месторождение Верхнее и др.) имеют, по-видимому, позднемеловой возраст. Скопления сфалерита имеют-

ся в раннепалеозойских скарновых железорудных месторождениях Горной Шории.

Небольшие скарновые месторождения с полиметаллическим оруденением известны в Юго-Восточном Юконе [Dawson K.M., Dick L.A., 1976 г.], где выделяется группа залежей в маломощных известняковых пластах относительно сильно метаморфизованной метаосадочной толщи позднего протерозоя вблизи границы их с телами лейкократовых гранитов. Возраст оруденения этих месторождений К. Даусон и Л. Дик считают синметаморфическим. В том же регионе имеется полиметаллическое оруденение (с серебром) в скарнированных метаосадочных породах девона—миссисипи вблизи батолита гранитоидов мелового возраста. Полиметаллическое оруденение в скарнированных известняках выделяется в северо-восточной части Казахстана.

Незначительность вышеприведенных сведений о скарновых месторождениях, как отмечено выше, является следствием недостаточной определенности этого понятия и не свидетельствует о существовании каких-либо определенных эпох проявления.

В отличие от месторождений скарновой формации жильные месторождения полиметаллов распространены весьма широко. В некоторых случаях они характеризуют металлогенический облик целых рудных провинций (Северный Кавказ, Кармазар, Приморье, Рудные горы Центральной Европы, "Серебряный пояс" США и др.), а во многих других рудных регионах присутствуют наряду с месторождениями других формаций. Руды полиметаллических жильных месторождений в большинстве случаев комплексные и помимо свинца и цинка и обычно сопутствующих им серебра и кадмия содержат различные количества разнообразных других металлов: золото, медь, сурьму, висмут, мышьяк и т. д. В некоторых месторождениях свинец и цинк оказываются второстепенными компонентами руд и могут извлекаться лишь

Возраст месторождений полиметаллических жил весьма разнообразен, и они известны от раннего докембрия до неогена. В пределах щитов выделяются месторождения среди древнейших образований, относимых к архею (без данных о радиометрическом возрасте рудных залежей). Таковы жильные месторождения Западной Австралии (Норхемптон и др.), месторождения района Мпанда (Танзания) и др. На щитах имеются и различного возраста протерозойские месторождения: в Новом Южном Уэльсе и Квинсленде (Австралия), в районе Кер-д'Ален (США) и др.

Районами наиболее интенсивного распространения палеозойских жильных месторождений являются Центральная и Южная Европа, Средняя Азия (Кармазар), а мезозойские и кайнозойские месторождения многочисленны в горных сооружениях запада Северной и Южной Америки, на Северном Кавказе и в других регионах. Каких-либо принципиальных особенностей, связанных с возрастом, в жильных месторождениях не отмечено.

Помимо упомянутых выше месторождений залежи полиметаллических руд жильной и жиллообразной формы распространены и на участках

месторождений других формаций, где они во многих случаях обязаны своим происхождением переотложению минерального вещества, первично накопленного в других условиях. Если такие жилы не имеют самостоятельного промышленного значения, то относить их к рассматриваемой формации нет оснований и целесообразнее считать второстепенными производными месторождений тех формаций, которые явились источником металлов жил.

Наиболее распространенным типом концентрации полиметаллических руд в земной коре являются стратиформные залежи в осадочных толщах. Литологическими разностями оруденелых пород в большинстве случаев являются карбонатные (известняки, доломиты и доломитизированные известняки), но нередки месторождения и в терригенных отложениях, полиметаллическое оруденение в которых иногда приурочивается к месторождениям медистых песчаников, как это имеет место, например, в Джезказгане и в Мансфельде. Преобладающими формами главных рудных залежей являются пластовая, пласто- или линзообразная, но наряду с ними во многих месторождениях присутствуют секущие жилы или жилообразные тела, штоки массивных сульфидных и брекчиевых руд среди пород, несущих лишь бедную вкрапленность рудных минералов или вовсе лишенных ее, и другого типа эпигенетические образования. Брекчиевые руды во многих месторождениях выполняют карстовые пустоты.

Количественные соотношения свинцовых и цинковых минералов колеблются в самых широких пределах, вследствие чего среди месторождений этой формации выделяются монометалльные цинковые, монометалльные свинцовые, а также свинцово-цинковые с различным соотношением свинца и цинка в рудах. В различных количествах присутствуют и обычные для полиметаллических месторождений сопровождающие металлы, и в частности медь, содержание которой в рудах некоторых месторождений соизмеримо с содержанием свинца и цинка, а в медистых песчаниках медь преобладает. Характерным сопутствующим металлом является германий, который в месторождениях Цумеб (Намибия) и Кипуши (Заир) присутствует в виде агрегатов германиевых минералов. Из числа нерудных компонентов распространены барит и флюорит, в некоторых месторождениях являющиеся главными или единственными полезными составляющими руд.

Генезис стратиформных полиметаллических месторождений в осадочных толщах является одной из дискуссионных проблем учения о рудных месторождениях. Секущие формы некоторых рудных залежей, нередкая приуроченность их к дизъюнктивным нарушениям, эпигенетичность рудных минералов по отношению к рудоносной породе, относительно высокая температура их образования и некоторые другие черты многих месторождений и геологического строения рудных провинций создают впечатление об инфильтрационном или об эндогенном происхождении минерализации, которую иногда связывают с какими-нибудь магматическими образованиями.

Однако в последние десятилетия анализ накапливающихся данных

приводит все большее число исследователей к заключению, что первичное накопление рудных компонентов в осадочных толщах происходило одновременно с их отложением, а эпигенетические формы рудных минералов и залежей являются следствием воздействия последующих наложенных процессов, обусловивших мобилизацию, миграцию и переотложение минерального вещества. Убедительные свидетельства правильности таких выводов приводятся для многих сильно метаморфизованных докембрийских месторождений, каковы, например, австралийские месторождения Маунт-Айза и Брокен-Хилл, причем генезис последнего, традиционно считавшегося примером высокотемпературных "гидротермальных" месторождений, рассматривался в аспекте геологического строения и в отношении геохимии акцессорных примесей в сульфидах [Bath R.A., 1973 г.] и с позиций структурных особенностей рудного района [Lainq W.F. et al., 1978].

Синхронность рудоотложения с образованием рудоносных пород показана также для докембрийских месторождений юго-восточной части Британской Колумбии и Северной Америки (месторождение Салливан и др.) [Campbell F.A. et al., 1977 г.], провинции Раджастан в Индии [Nair N.G.K., Agarwal N.K., 1976 г.] и многих других, а также для многочисленных фанерозойских месторождений, относимых некоторыми авторами к так называемой "телетермальной" группе. Рассмотрение генезиса месторождений данной формации не входит в задачи настоящей работы, и существование различных генетических представлений отмечено лишь для пояснения оснований объединения большого числа различающихся в том или ином отношении месторождений в одну рудную формацию, поскольку не зависящими от генетических представлений основными металлотектами их является приуроченность к определенным осадочным формациям, строгий стратиграфический контроль в пределах структурно-металлогенических зон, а иногда и целых провинций, и некоторые общие черты осадочного первичного накопления рудного материала. Различия в деталях генезиса отдельных месторождений при этом не исключаются. Синхронность первичного накопления металлов и вмещающих их осадков позволяет принимать возраст последних за возраст месторождения, независимо от времени постседиментационной миграции и переотложения рудного материала, которые могли происходить неоднократно.

По литологическому составу рудоносных толщ (карбонатному, терригенному) или по другим критериям (металльному составу руд, степени постседиментационных изменений и т. д.) среди рассматриваемой формации можно выделить субформации, но для решения задач, стоящих перед настоящей работой, это не является необходимым.

Как отмечено выше, стратиформные полиметаллические месторождения в осадочных толщах как во времени, так и в пространстве распространены весьма широко. К архею относят месторождения района Маккензи в Канаде, месторождения Кактус и Кве-Кве в Южной Африке, некоторые месторождения Индии. На всех щитах имеются протерозойские месторождения с радиометрическим возрастом от 2000 млн. лет

(и несколько больше) до 650 млн. лет. Крупнейшие австралийские месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза, так же как и другие сходные, но не столь большие рудные залежи, имеют возраст 1650 млн. лет. Для Горевского месторождения в Енисейском крае приводится возраст 900 млн. лет. Верхнепротерозойский возраст имеют и небольшие месторождения и рудопроявления Башкирии на Западном склоне Урала (Аршинское, Балты-Юрт и др.).

В фанерозе стратиформные месторождения в осадочных толщах распространены среди образований всех периодов от кембрия до неогена. В некоторых случаях близкое по стратиграфическому положению полиметаллическое оруденение распространено на огромных пространствах. Так, например, на Пайхое и о. Вайгаче распространены ордовикские месторождения и рудопроявления; девоно-карбоновые карбонатные толщи в пределах Казахстана и Средней Азии несут свинцово-цинковую минерализацию и месторождения на протяжении более 1000 км в меридиональном направлении, несколько меньше в широтном; в альпийском поясе Западной и Центральной Европы оруденение приурочивается к триасовым отложениям. В долине верхней Миссисипи оруденение распространено на площади 10732 км² [Bauchau C., 1971], причем оно приурочено к различным интервалам стратиграфического разреза от кембрия до карбона. В Северной Африке полиметаллические месторождения в карбонатных толщах прослеживаются от Марокко до Египта, причем намечается "омоложение" оруденения с запада на восток: в Марокко известны месторождения в позднем палеозое, триасе и юре, далее к востоку преобладают месторождения раннего и позднего мела, а в Египте — неогена.

Рассолы и осадки глубоких впадин Красного моря, а также богатые свинцом рассолы п-ова Челекен указывают на то, что концентрация свинца и цинка может происходить и в настоящее время. Возрастное положение всех упомянутых выше и многих других месторождений показано на рис. 3 и 4, в отношении которых следует сделать такие же замечания, как и об аналогичных рисунках, иллюстрирующих возрастное положение месторождений меди. Эти рисунки не характеризуют какие-либо количественные показатели и иллюстрируют только распространение полиметаллических месторождений различных формаций во времени.

Рассмотренные данные показывают, что образование концентраций свинца и цинка в промышленных по современным кондициям месторождениях в истории развития земной коры происходило, начиная по крайней мере с раннего протерозоя и до кайнозоя включительно. Наличие в раннем протерозое крупных месторождений осадочного генезиса позволяет предполагать, что свинец и цинк в значительных количествах (в том числе, вероятно, и в форме месторождений) присутствовали и в более древних образованиях.

Возраст оруденения в конкретных провинциях и структурно-формационных зонах связан со временем геологического развития слагающих их пород. Например, в Австралии (Квинсленд, Новый Южный

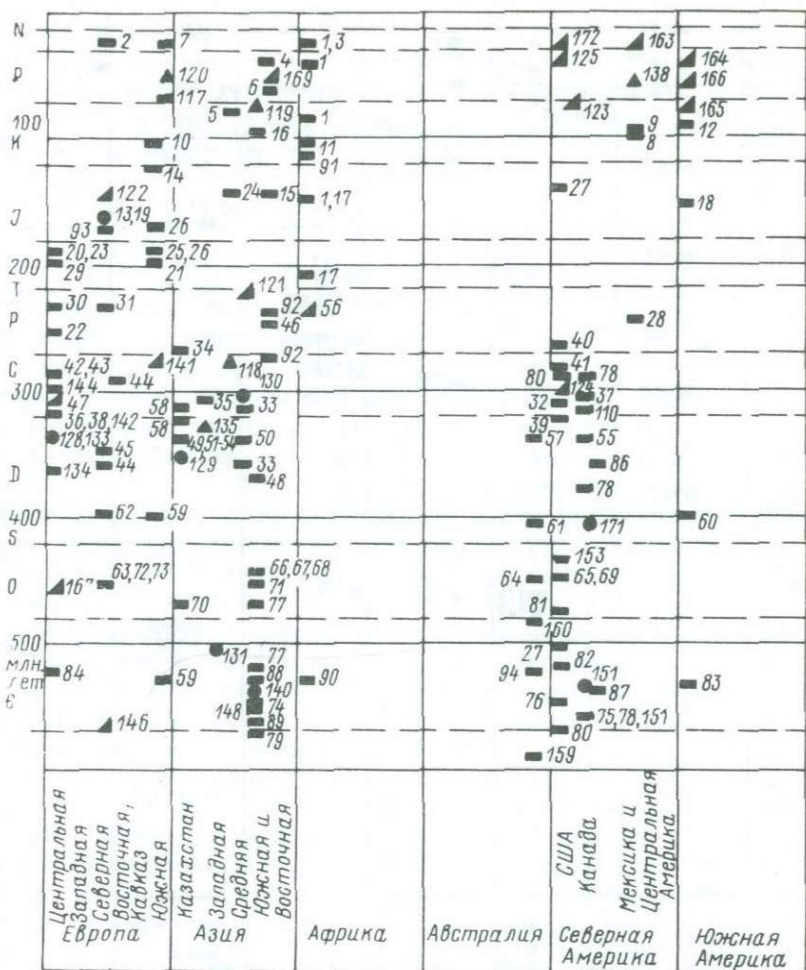


Рис. 3. Распространенность месторождений полиметаллических формаций в фанерозое.

1 – 6 – месторождения: 1 – колчеданные; 2 – скарновые; 3 – жильные; 4 – стратиформные; 5 – метаморфогенные; 6 – прочие.

Уэльс) накопление крупных запасов руд свинца и цинка происходило в среднем протерозое, в Центральной Африке – в позднем рифее и в кембрии, в Казахстане – в девоне и карбоне, в горных сооружениях Северной Америки – в позднем мелу–палеогене и т. д. Поэтому эпохи свинцово-цинкового рудообразования могут быть выделены лишь в региональном масштабе, крупных же планетарных эпох в геологическую стадию развития земной коры, по-видимому, не существовало.

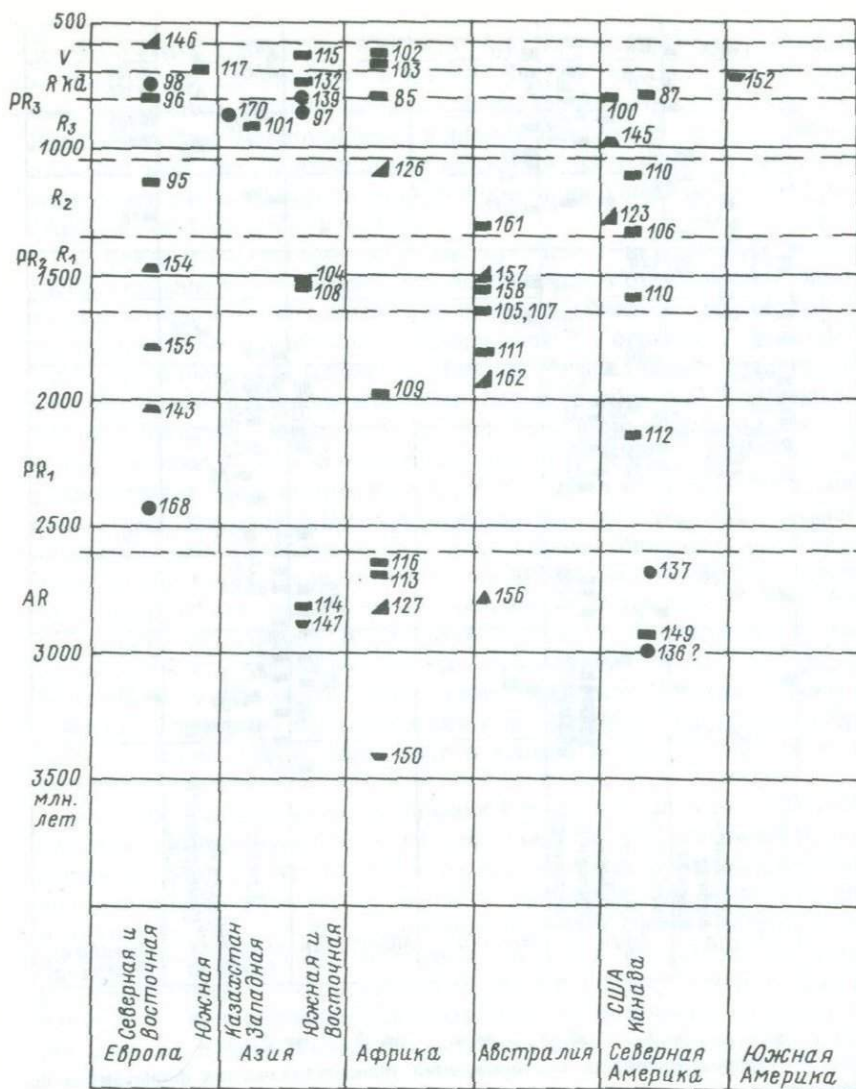


Рис. 4. Распространенность месторождений полиметаллических формаций в докембрии.

Условные обозначения см. на рис. 3.

Широкая распространенность во времени месторождений всех рудных формаций показывает, что каких-либо существенных направленных изменений в характере свинцово-цинкового рудообразования от архея до настоящего времени не установлено.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ОЛОВА, ВОЛЬФРАМА И МОЛИБДЕНА

Олово

Рудопроявления олова возникали в земной коре во все периоды ее геологически документированной истории от архея до кайнозоя, хотя кларк его в земной коре составляет всего 0,0008 %. К древнейшим из известных проявлений оловянной минерализации можно отнести пегматиты (содержащие касситерит с минералами тантала, ниобия, лития, бериллия) блока Пильбара в Западной Австралии, возраст гранитов которого 3050 ± 180 млн. лет. К древнейшим оловоносным образованиям принадлежат также оловосодержащие пегматиты пегматитового поля Бикита в Зимбабве, радиометрический возраст руд которых составляет 2650 млн. лет, пегматиты района Вуджина (Западная Австралия), образованные в интервале 2900–2600 млн. лет. Кластические зерна касситерита присутствуют в древнейших осадочных образованиях, например среди аксессуаров в породах Доминион-Рифа в Витватерсранде, возраст которого 2800 млн. лет. Протерозойские месторождения различного возраста и типа известны на всех континентах во многих странах: в Боливии, Бразилии, Канаде, Южной Африке и др.

Столь же распространены фанерозойские месторождения. По данным У.К. Столла [Stoll W.C., 1965 г.], в Аргентине и Боливии можно выделить пять разновозрастных провинций с преобладающей оловянной (и меньше вольфрамовой и висмутовой) минерализацией, приуроченной к поясу, протягивающемуся в меридиональном направлении на 2200 м. Наиболее древняя минерализация связана с докембрийскими гранитами, вторая — с варисскими гранитами, а месторождения оловянного пояса Северной Боливии имеют триасово-юрский возраст, Южной Боливии — миоценовый, месторождения деревянистого олова связаны с риолитовыми вулканическими породами плиоцена. Наиболее молодыми концентрациями касситерита являются четвертичные и современные россыпи.

Статистические подсчеты количественного распределения промышленных запасов олова приводят многих авторов к выводу о преимущественной концентрации их в образованиях мезозойского возраста [Геология..., 1969], что связано с многочисленностью оловянных месторождений в складчатых сооружениях Тихоокеанского пояса с его преобладающей мезозойско-кайнозойской металлогенией, особенно в Боливии и странах Восточной Азии. Однако в эти представления следует внести некоторые уточнения. Во-первых, в странах Юго-Восточной Азии (Малайзии, Таиланде, Бирме, Индонезии), обладающих наиболее значительными учтенными запасами олова и дающих более половины продукции зарубежных стран (в 1975 г. — 105,70 тыс. т из 195,52 тыс. т), до

90—95 % добычи идет из кайнозойских россыпных месторождений, а не из мезозойских гранитов, которые считаются источником россыпного материала. В самих гранитах промышленные концентрации олова, по-видимому, не столь велики.

По описанию Г.Л. Кроля [Krol G.L., 1960 г.], главная масса оловянной продукции касситерита Индонезии и Малайзии добывается из образований типа "какса" (и аллювиальных продуктов их перемыва), представляющих собой элювиальный или делювиальный покров на различных породах, в том числе на осадочных толщах, имеющих возраст от раннего палеозоя до триаса (на о. Биллион пермо-карбонового возраста). В этих осадочных толщах минерализация концентрируется в хорошо выдержанных зонах вдоль плоскостей напластования (на границах между песчаниками и сланцами), в различных трещинах и вдоль сбросов. Происхождение этой минерализации предположительно связывается с мезозойскими гранитами, но следует отметить, что в некоторых странах Юго-Восточной Азии установлено существование помимо мезозойских также и позднепалеозойских гранитов. Не исключена возможность, что источником олова в "какса" в какой-то мере служили и палеозойские породы. Таким образом, источником олова россыпей в регионе могли быть не только мезозойские, но и более древние образования.

В других металлогенических провинциях мезозойская оловоносность не имеет столь большого распространения, и значительная часть олова добывается в странах, месторождения которых имеют палеозойский и докембрийский возраст.

Приведенные данные показывают, что существование "киммерийской эпохи" как особо благоприятного периода для образования оловянного оруденения в планетарном масштабе не является столь очевидным, как это иногда принимается. М.И. Ициксон [1958 г.] справедливо отмечает, что четко выраженных оловоносных эпох, продуктивных для всего земного шара, не устанавливается, хотя, по его мнению, имеет место нарастание концентрации олова по мере развития земной коры. Судя по количеству добываемого олова, наибольшие его запасы сосредоточены в четвертичных россыпях, возникших, по крайней мере частично, из непромышленных по содержанию металла разновозрастных образований, что еще раз свидетельствует об условности представлений о количественном распределении планетарных запасов руд по возрастным интервалам.

Промышленные месторождения олова разнообразны, и к настоящему времени предложены многочисленные варианты выделения их формаций, большей частью основанные на минералогическом составе руд. Не останавливаясь на рассмотрении существующих классификаций, частью хорошо известных и принятых многими авторами, отметим, что для целей настоящей работы более удобным является выделение рудных формаций не по минералогическому составу руд, а по геологическим особенностям составляющих формацию месторождений. Исходя из этого положения, можно выделить следующие оловорудные формации: 1) оловоносные пегматиты; 2) грейзеновые месторождения и кварцево-жиль-

ное и вкрапленное оруденение в гранитах; 3) скарновые месторождения; 4) касситерит-сульфидные месторождения различной формы в осадочно-эффузивных толщах; 5) стратиформные месторождения; 6) россыпи.

В последние годы предложено выделять особый тип олово-порфировых месторождений [Sillitoe R.H., 1975 г.], к которым относят известные позднегеретичные оловорудные залежи Лляллягуа, Потоси, Оруро и Чоролкве в Боливии. Геологические черты этих месторождений в некоторых отношениях близки таковым медно-порфировых залежей. Рудносные штоки имеют форму опрокинутых конусов, причем оруденение в некоторых случаях выходит за пределы порфировых пород в боковые эффузивы. Характерно развитие серии более поздних жил, но в общем принимается, что интрузия порфировых пород, их брекчирование, изменение (серицитизация, пропилитизация, силицификация), образование порфировых и жильных руд являются производными единого развивающегося процесса.

Большинство оловянных месторождений всех формаций обладает комплексными рудами. В металлоносных пегматитах помимо касситерита в промышленно интересных количествах могут присутствовать минералы лития, бериллия, ниобия и тантала и других металлов. В грейзеновых и жильных месторождениях обычными спутниками касситерита являются минералы вольфрама, молибдена, висмута, бериллия, в месторождениях различных формаций нередко присутствуют сульфиды железа и тяжелых цветных металлов.

Помимо месторождений перечисленных формаций олово присутствует во многих рудных образованиях других металлов (относящихся к различным формациям), из которых оно иногда извлекается в качестве попутного продукта.

Как считают многие авторы [Королев А.В., 1963], в распределении оловянных месторождений различных формаций во времени намечается определенная закономерность, проявляющаяся в том, что среди древнейших образований преобладают оловоносные пегматиты, сменяющиеся затем месторождениями грейзеновой формации ("пневматолитами"), а позднее — месторождениями оловянно-сульфидной формации. Такая смена типов оловянной минерализации во времени, по-видимому, проявляется в количественном отношении, причины чего могут быть различными (они пока достаточно не изучены), качественное же распределение месторождений не обнаруживает столь ясной эволюции, так как месторождения большинства формаций (кроме россыпей) присутствуют среди образований различного возраста.

Как отмечено выше, древнейшие концентрации олова представлены пегматитами, но такие же образования возникали и в более молодые эпохи. В пределах Гвианского щита различают пегматиты двух возрастов: 2200 млн. лет и 1900 млн. лет (практического значения эти пегматиты не имеют), в Бразилии известны пегматиты с возрастом от 926 до 360 млн. лет. Оловоносные пегматиты есть в докембрии Канады, в позднем протерозое Центральной и Северной Африки, в мезозое Бирмы,

Монголии (непромышленные), Восточного Забайкалья и Чукотки, в позднем палеозое Калбы и Средней Азии, в раннем протерозое и в среднем и позднем палеозое Австралии и Тасмании. Фанерозойские оловоносные пегматиты известны и во многих других регионах, но их более широкое распространение в докембрии представляется очевидным, и это является вполне естественным, если учесть метаморфическое происхождение этих образований. Относительное обилие пегматитов в докембрии обязано не только возможным особенностям рудообразования в ранние периоды развития земной коры, но и длительности и физико-химическим условиям ее метаморфизма, при проявлении которого создается благоприятная обстановка для возникновения этих образований и в фанерозое.

Зависимости состава сопутствующих олову металлических компонентов в оловоносных пегматитах от возраста минерализации не установлено. Одни и те же металлы — вольфрам, ниобий, бериллий, тантал и другие могут присутствовать или отсутствовать в пегматитах любого возраста, да и само олово не является обязательным компонентом редкометалльных пегматитов.

Практическое значение пегматитов как источника получения олова невелико, но они во многих районах являются источником касситерита россыпей.

Грейзеновые месторождения представляют собой одну из наиболее распространенных групп оловорудных образований. Ниже параллельно с ними рассматриваются оловоносные кварцевые жилы, а также турмалиновые жилы, штокверки, трубообразные залежи, зоны вкрапленности и рудные залежи других форм в гранитоидах или их экзоконтактных зонах.

Месторождения грейзеновой формации известны в раннем протерозое Австралии, Южной Африки, в среднем и позднем протерозое Бразилии, Боливии, Канады, Австралии, различных районов Африки. На территории СССР признаки грейзеновых месторождений олова известны в раннем протерозое Украинского щита и в альбитизированных гранитоидах на юго-востоке Алданского щита. Палеозойские месторождения распространены в пределах Евразии, а также на территории Аппалачей в Северной Америке. Палеозойский возраст имеют и некоторые месторождения Южной Америки. Большинство месторождений этой возрастной группы относится к среднему и позднему палеозою, будучи связано с варисским циклом тектогенеза. Таковы месторождения Португалии, Центрального Французского и Чешского массивов, оловоносные кварцевые жилы Корнуолла, а также некоторые месторождения Южного Казахстана и Средней Азии. Месторождения Аппалачей имеют девонский возраст, а в Восточной Австралии и в Тасмании известны девонские и пермские месторождения.

Раннепалеозойские месторождения есть в Казахстане, Бразилии и Приморье (Вознесенский рудный узел) [Геологическое строение СССР. Т. 4, 1968 г.]. Среди мезозойских месторождений Тихоокеанского пояса

представители рассматриваемой формации есть на Северо-Востоке СССР, в Японии, Бирме, Индонезии, Вьетнаме, Южном Китае. Оловянные месторождения и рудопроявления Афганистана, среди которых имеются пегматитовые и грейзеновые, предположительно связываются с гранитными интрузиями позднего мела — палеогена [Веселов В.В., 1978 г.].

Скарновые месторождения, как отмечено в предыдущих главах, разнообразны по своему происхождению и облику, что в полной мере относится и к скарновым месторождениям олова, среди которых можно выделить типичные контактовые образования и скарнированные осадочные и эффузивные породы, в состав которых наряду со скарновыми минералами входят касситерит и другие рудные минеральные компоненты. Такие месторождения целесообразно отличать от скарновых и относить в особую формацию. Среди оловорудных месторождений к ним принадлежит хорошо известное месторождение Питкьяранта, которое обычно рассматривается как скарновое, но, по сути дела, представляет собой осадочное образование, подвергшееся интенсивному метаморфизму. В современной литературе среди скарновых месторождений типы их по геологическим условиям залегания рудных тел обычно не выделяются, но наличие оловоносных скарнов различного возраста отмечается во многих районах. По мнению Л.А. Мирошниченко и А.П. Гуляева [1978 г.], месторождения различаемого ими "скарново-грейзенового" типа в магнетитовых скарнах распространены от докембрия до мезозоя. Наличие оловорудных скарновых месторождений (помимо Питкьяранты) на территории СССР отмечается в позднем палеозое в Гиссарском хребте (Майхура) и в Узбекистане (пермь—триас), в мезозое — в восточных регионах СССР.

В зарубежных странах докембрийские скарновые месторождения не отмечены, а палеозойские известны в Чешском массиве, мезозойские — в Малайзии, Индонезии, Китае, Северо-Американских Кордильерах. Существенного значения в качестве источника получения олова скарновые месторождения не имеют.

В практическом отношении важны оловянные месторождения, приуроченные к осадочным и осадочно-вулканогенным толщам и дайковым образованиям и не обнаруживающие видимой связи с интрузивами гранитоидов, от массивов которых могут отстоять на значительные расстояния. Рудные тела месторождений этой группы представлены серией жил, штокверками, рудоносными брекчиями, зонами вкрапленников. К ним относятся различные по своим особенностям рудные образования, среди которых выделяются связанные с эффузивными сериями и иногда размещающиеся в вулканических постройках, и месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, рудные залежи которых более или менее согласны с вмещающими породами. Многие месторождения второй группы могут быть выделены в особую формацию стратиформных залежей, отдельные характерные черты которых позволяют рассматривать их как первично осадочные образования. К сожалению, особенности большинства месторождений с позиций осадочного минералообразования не анализировались и стратиформные месторождения наряду с

другими традиционно относились к "гидротермальным". Поэтому большинство из них ниже рассматривается совместно с вулканогенными.

К этой формации относятся многие месторождения западной ветви Тихоокеанского пояса, в том числе дальневосточного Приморья и Якутии, имеющие мезозойский и кайнозойский возраст. Малораспространенные палеозойские месторождения известны в Средней Азии, Восточной Австралии, Тасмании, Канаде и встречаются среди оловорудных месторождений Западной Европы. В докембрии пока известны лишь единичные образования рассматриваемой формации. Возможно, что к ней относятся некоторые метаморфогенные проявления, известные на территории различных щитов. Представления об осадочном происхождении некоторых стратиформных месторождений олова в осадочных толщах оформились лишь в последние десятилетия, и, как отмечено выше, фактические данные по большинству из них еще не анализировались с позиций первично осадочного происхождения оруденения. Однако в литературе приводятся обоснования первично осадочного генезиса австралийских месторождений Маунт-Бишоф и Ренисон-Белл [King H.F., 1973 г.], оловянного оруденения в осадочной толще района Биллитон в Индонезии [Adam J.W.H., 1960 г.], рудопроявления Гергин в Нижней Силезии и др.

В.М. Попов [1970 г.] считает, что все силикатно-сульфидные месторождения олова в карбонатных породах СССР, Малайзии, Тасмании, Китая имеют первично осадочное происхождение. Разделяя это мнение, мы полагаем целесообразным выделить особую формацию стратиформных месторождений олова, поскольку правильное понимание генезиса соответствующих образований имеет большое как практическое, так и теоретическое значение. В настоящее время данные о распространенности таких месторождений во времени по вышеуказанным причинам недостаточно представительны, тем более что некоторые относящиеся по ряду признаков к этой формации месторождения из-за недостаточно убедительных данных нами отнесены в другие группы. Тем не менее представляется несомненным, что образование стратиформных осадочных оловянных руд происходило уже в докембрии и проявлено также в позднем мезозое (о наличии его в кайнозое данных нет, если не считать россыпи).

Докембрийские первично осадочные концентрации олова (имеющие практическое значение) известны в полиметаллических месторождениях Салливан (Канада) и Брокен-Хилл (Австралия), а также в оловорудных проявлениях Гергин (Нижняя Силезия) и в районе Бушвелда (Южная Африка). Возможно, сюда же надо отнести Питкьяранту и другие месторождения Приладожья, хотя обычно генезис этих месторождений связывают с пространственно близкими к ним гранитами рапакиви. По-видимому, по современному состоянию знаний наиболее удобно рассматривать Питкьяранту как метаморфогенное образование, к каковым оно, несомненно, относится независимо от первичного происхождения рудного материала. К стратиформным образованиям палеозоя принадлежит оруденение в кварцитах Восточного Виварэ (Франция), в кварцитах Рудных гор, Денисон-Бел (Тасмания), оруденение в силурийских и девонских кварцитах Боливии. В Боливии известна также и минерализация в песча-

никах раннего мела; вышеупомянутая формация Биллитон с оловянным оруденением в Индонезии также имеет меловой возраст.

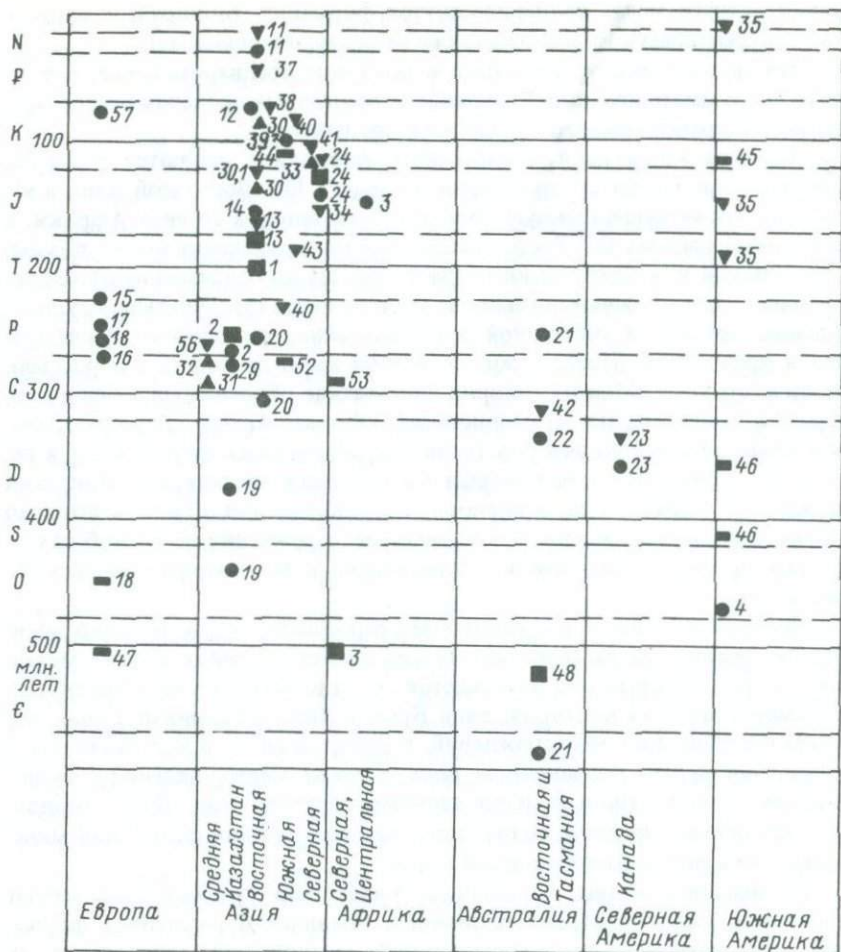
Эти данные, весьма неполные и пока еще предварительные, все же позволяют иметь некоторое суждение о примерных пределах распространенности стратиформного оловянного оруденения.

Практически важной оловорудной формацией являются россыпи, дающие главную массу продукции в странах Юго-Восточной Азии и играющие также существенную роль в добыче олова в странах Африки, в некоторых районах СССР и др. Россыпные месторождения имеют позднемезозойский и кайнозойский возраст (вплоть до современного). Более древние оловоносные россыпи не установлены, хотя, учитывая существование архейской оловянной минерализации, нет оснований считать, что в древнейшие периоды жизни земной коры не возникали россыпи различного типа. Об этом говорит присутствие обломочных зерен касситерита в конгломератах Доминион-Риф (Витватерсранд). Вероятно, оловоносные россыпи докембрия (если они сохранились от размыва) в результате наложенного метаморфизма потеряли характерные признаки первичного образования, а априорные представления об исключительно эндогенном происхождении оловянных месторождений не способствуют поиску признаков первичной седиментации в метаморфизованных образованиях.

Помимо собственно оловянных месторождений олово в минералогической форме присутствует во многих месторождениях других металлов, из руд которых оно извлекается попутно, как из уже упомянутых полиметаллических месторождений Брокен-Хилл и Салливан. Существование комплексных месторождений, в которых олово в количественном отношении играет подчиненную роль, а также месторождений с акцессорным оловом (иногда извлекаемым попутно) еще более раздвигает временные пределы возрастного распространения оловянной минерализации в образованиях земной коры.

Приведенные на рис. 5 и 6 данные в известной степени иллюстрируют временное распространение оловянных проявлений различных формаций, но не характеризуют количественных соотношений разновозрастных месторождений. Из рисунков видно, что возраст месторождений той или иной провинции соответствует времени ее геологического развития. Так, в пределах Тихоокеанского пояса оловянное оруденение имеет мезозойский и кайнозойский возраст (за небольшими исключениями), на территории горных сооружений востока Австралии, в Западной и Центральной Европе, на Тасмании — палеозойский, а в странах Африки — докембрийский. Каких-либо общих для всех континентов металлогенических эпох образования оловорудных месторождений, как отмечено выше, не устанавливается. Весьма характерно, что широкое распространение во времени имеют главнейшие формации оловянных месторождений, хотя для суждения по этому вопросу имеющиеся данные наименее полны.

Отмеченная выше закономерность развития типов оловянного оруденения от пегматитов в докембрии, через грейзеновые месторождения,



■ 1 ● 2 ▲ 3 ▼ 4 - 5 ◄ 6

Рис. 5. Распространенность месторождений оловорудных формаций в фанерозое. 1 – 6 – месторождения: 1 – пегматиты; 2 – грейзеновые и кварцевожилвные; 3 – скарновые; 4 – касситерит-сульфидные; 5 – стратиформные; 6 – метаморфогенные.

к оловосульфидным в мезозое и кайнозое справедлива лишь в количественном отношении, причем причиной ее может быть отнюдь не только эволюция процессов рудообразования во времени, но и те изменения, которые претерпевают рудные залежи в истории своего существования от первичного накопления рудного материала до современности. Эволюционные различия месторождений каждой из рассмотренных формаций в настоящее время не могут быть установлены из-за отсутствия соответ-

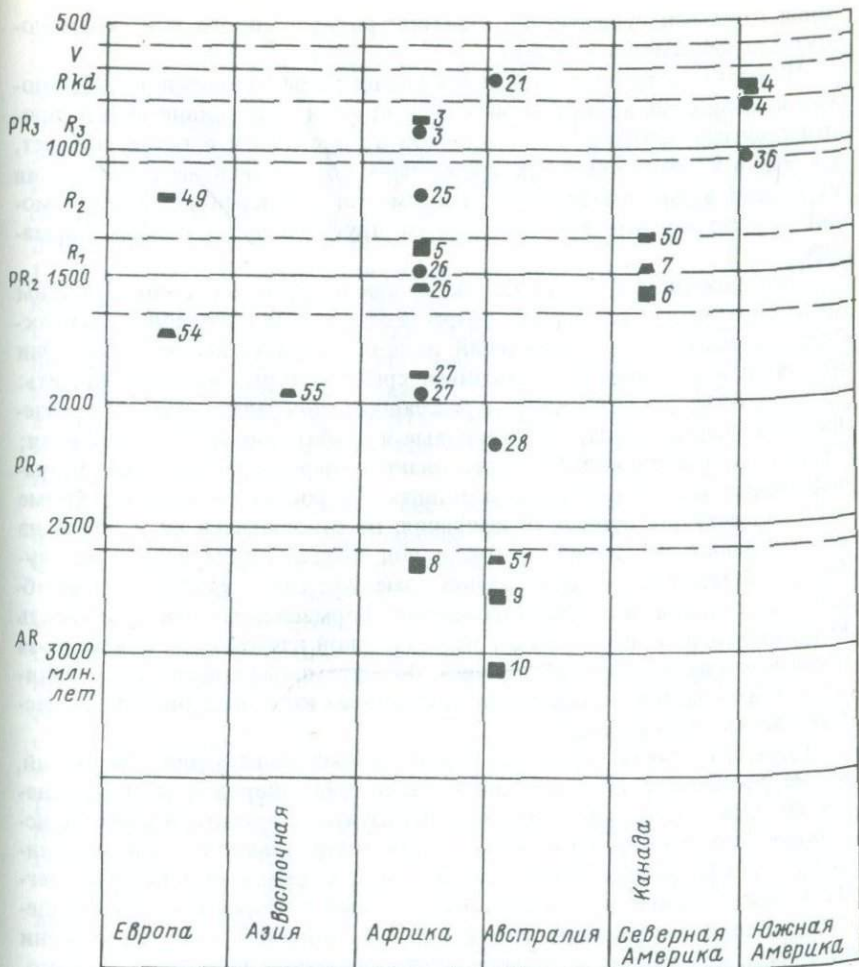


Рис. 6. Распространенность месторождений оловянно-цинковых формаций в докембрии. Условные обозначения см. на рис. 5.

ствующих исследований, но можно с достаточной степенью уверенности говорить, что принципиальных изменений в условиях оловянного рудообразования с раннего протерозоя до настоящего времени не было.

Вольфрам

Месторождения вольфрама большей частью являются комплексными и кроме вольфрама чаще всего содержат олово и (или) молибден, реже бериллий, висмут и др. В качестве сопровождающего компонента вольфрам нередко присутствует в рудных залежах других металлов — золота, меди, свинца и цинка. Специфическую формацию составляют месторож-

дения с рудами существенно сурьмяно-вольфрамового или сурьмяно-ртутно-вольфрамового состава.

Несмотря на распространенность комплексных оловянно-вольфрамовых и молибдено-вольфрамовых руд, прямой корреляции между промышленными запасами этих металлов во времени и пространстве нет, так как в комплексных месторождениях количественные соотношения их бывают весьма различными, а кроме того, каждый из металлов может концентрироваться независимо от других в рудах особых формаций.

Месторождения вольфрама, так же как и других металлов, известны среди образований различного возраста от архея до кайнозоя, хотя практическое значение месторождений разного возраста неодинаково. Они относятся к различным формациям, среди которых можно выделить: 1) пегматиты; 2) гранитоиды с рассеянной минерализацией; 3) грейзены и кварцевые жилы; 4) скарновые и альбититовые месторождения; 5) ртутно-сурьмяно-вольфрамовые низкотемпературные залежи; 6) стратиформные залежи в осадочных толщах; 7) россыпи и рассолы. Кроме того, существуют рудные образования, не относящиеся ни к одной из перечисленных формаций, которые под воздействием процессов глубокого метаморфизма совершенно изменили свой первоначальный облик. Встречаются также месторождения, формационная принадлежность которых неясна или вследствие недостаточной изученности, или же из-за специфических условий их генезиса. Вольфрамовые минералы проявляются в виде сопутствующих или акцессорных компонентов в рудах месторождений других металлов.

Рудообразования каждой из перечисленных выше рудных формаций, кроме россыпей и рассолов, имеют достаточно широкое распространение во времени. Вольфрамоносные пегматиты и граниты в качестве источника вольфрамовых руд имеют самое минимальное значение, и количество вольфрамовых концентратов, извлекавшихся из некоторых пегматитовых залежей, измерялось несколькими тоннами или первыми десятками тонн при мировой добыче в 1975 г., равной 37458 т. Во времени вольфрамсодержащие пегматиты распространены достаточно широко. Они известны в архее и раннем протерозое Западной и Северной Австралии и Южной Африки, в палеозое Чешского, Центрального Французского и Иберийского массивов в Европе, Аппалачей Северной Америки и других регионов. Мезозойские вольфрамоносные пегматиты отмечены в районах Бирмано-Малайского пояса, в Боливии и др. [Геология..., 1969].

Весьма многочисленны месторождения и рудопроявления вольфрама, относящиеся к грейзеновой формации, в которых минералы вольфрама ассоциируют с минералами других металлов, главным образом олова, молибдена, бериллия, висмута, во многих случаях являясь лишь второстепенным сопутствующим компонентом. Д.В. Рундквист, В.К. Денисенко, И.Г. Павлова [1971] в вольфрамоносных месторождениях грейзеновой формации отмечают существование различных ассоциаций перечисленных металлов по два (W — Mo; W — Sn и т. д.), по три (W —

Sn — Bi и т. д.), по четыре (W — Sn — Mo — Bi; W — Mo — Be — Bi; W — Sn — Mo — Bi) и ассоциацию, включающую все пять металлов. Наиболее распространенной является ассоциация вольфрама с оловом.

Возраст грейзеновых и кварцевожильных месторождений разнообразен. Докембрийские месторождения известны в Аргентине, Индии, Северной территории Австралии, Норвегии, Франции и др., но возраст этих образований, по-видимому, не древнее среднего протерозоя (месторождения района Катерин-Дарвин в Австралии относятся к периоду 1750—1300 млн. лет). Более древних месторождений этой формации, возможно, еще не констатировано. Начиная с позднего протерозоя грейзеновые и кварцевожильные месторождения проявляются весьма широко. Раннепалеозойские месторождения имеются в ордовике Португалии, в кембрии и ордовике Египта, силуре, девоне и карбоне Горного Алтая, в карбоне и перми Урала, Португалии, Рудных гор, Восточной Австралии и Южной Америки, в мезозое Юго-Восточной Азии и других районов, в палеогене Японии.

Возрастное распределение месторождений, как и для всех других формаций, не является планетарным, а соответствует возрасту геологических событий конкретных провинций.

Скарновые месторождения составляют одну из наиболее распространенных групп вольфрамоносных образований. Однако контактовые скарновые месторождения, в которых тела скарнов и приуроченных к ним рудных залежей достаточно определенно связываются с контактными зонами интрузивов, подобно тому как это имеет место в палеозойском месторождении Майхура или послейюрском (третичном ?) Тырныаузе, составляют лишь часть рудных образований, относимых в литературных описаниях к скарновым. Большая же часть из них приурочена к осадочным и осадочно-вулканогенным толщам, подвергшимся региональному метаморфизму, одним из продуктов которого являются "скарновые" минералы, вследствие чего рудоносные породы рассматриваются как скарны.

В таких месторождениях вольфрамовые минералы, обычно представленные шеелитом, приурочиваются к строго определенным горизонтам слоистой толщи и, вероятно, являются продуктом регионального метаморфизма пород, первично обогащенных металлом в период их образования. Рудные залежи этой группы являются стратиформными и во многих случаях принадлежат к выделяемой нами формации стратиформных вольфрамовых месторождений. Однако большая часть их в соответствии с мнением авторов использованных в настоящей работе описаний отнесена к скарновым без отделения их от группы контактовых. Скарновые месторождения широко распространены в позднем палеозое и мезозое Европы и Азии и меньше — среди более древних образований, хотя они достаточно многочисленны в позднем протерозое Бразилии. Более древние сильно метаморфизованные месторождения, такие как Питкьянта и Кителя, как отмечено выше, правильнее относить к метаморфогенным.

К скарновым обычно относят такие месторождения, как Чорух-Дайрон. Однако детальное изучение этого месторождения и других сходных

рудопроявлений Кармазара показало, что скарны на участках распространения рудных залежей развиты ограниченно и в рудных зонах преобладают полевошпатовые (ортоклазовые и альбитовые) метасоматиты [Поисковое значение..., 1973]. Связь с альбитизацией обычна в месторождениях различных металлов, и в частности вольфрама. Она является, например, одним из важнейших процессов метасоматического изменения пород на Шерловой горе в Забайкалье [Барабанов В.Ф., 1977].

Исходя из изложенного, месторождение Чорух-Дайрон целесообразно относить к полевошпатовой ("альбититовой"), а не к скарновой формации, хотя выделение других вольфрамовых образований этой формации в настоящее время затруднительно.

Особую рудную формацию составляют месторождения, представленные минерализованными зонами и серией сложных жил и прожилков в осадочных и осадочно-вулканогенных толщах. Месторождения часто являются стратиформными и характеризуются специфической минеральной ассоциацией, с которой минералы вольфрама (ферберит, шеелит) сопровождаются сульфидами сурьмы и ртути. Месторождения этой формации проявлены на Северном Кавказе, в Забайкалье, Китае, западных штатах США и других провинциях. В докембрии они пока отмечены лишь в ЮАР [Muff R., 1978 г.], а в фанерозое имеют достаточно широкое распространение. В раннем палеозое они известны в Восточных Альпах и Австралии; пермский возраст имеют месторождения Забайкалья, а на Сахалине сходные рудопроявления возникли в неогене. Ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения не привлекали большого внимания, возможно, из-за отсутствия среди них крупных промышленных объектов. Поэтому распространенность их нельзя считать достаточно изученной.

В последние десятилетия многие авторы начали выделять стратиформные месторождения вольфрама, приуроченные к осадочным толщам и представленные преимущественно рудоносными кварцитами, песчаниками и сланцами, несущими мелкую вкрапленность вольфрамовых минералов, главным образом шеелита. Такие месторождения нередко рассматриваются как первично осадочные или вулканогенно-осадочные, подвергшиеся преобразованию при последующих процессах метаморфизма. Докембрийские образования этого типа обычно приурочены к гнейсам или кристаллическим сланцам.

Стратиформными являются многие месторождения, обычно относимые к скарновым, и в частности крупнейшее на Корейском полуострове месторождение Санг-Донг, которое также традиционно считают скарновым и генетически связывают с юрским магматизмом. Значительная часть минерализации этого месторождения приурочена к одному горизонту раннекембрийской осадочной толщи, рудная залежь в которой прослежена по простирацию и падению на 2500 м. Рудный горизонт мощностью 3,5–5 м обнаруживает билатеральную зональность, причем центральная зона его, сложенная хлоритом, биотитом и мусковитом, ограничивается существенно амфибол-кварцевыми зонами, а в краевых частях горизонта развиты диопсид-гранатовые скарны. Тонкорассеянный

шеелит и жилы кварца с рудными минералами приурочены к центральной слюдястой части горизонта. Интрузивных пород в непосредственной близости от месторождения нет, и все особенности его позволяют некоторым авторам высказать мнение о первичной концентрации вольфрама при седиментации и вулканизме раннего кембрия [Farrar E. e. a., 1978 г.].

Е.Фарраром, А. Кларком и О. Кимом был произведен калий-аргоновым методом ряд определений радиометрического возраста различных минералов рудной залежи и пород рудного горизонта, причем получены близкие данные порядка 83—81 млн. лет по всем определениям. Это позволило авторам определений высказать мнение о связи минерализации с известными в регионе позднемеловыми гранитами, что, однако, по их мнению, не определяет времени первичной концентрации вольфрама, которая могла происходить и в кембрии. Таким образом, ни возраст, ни генезис даже таких хорошо известных месторождений, как Санг-Донг, не определяется однозначно, а стратиформные залежи с возможно первично осадочной или вулканогенно-осадочной концентрацией вольфрама известны во многих регионах. Пермские проявления рассматриваемой формации отмечены в Восточной Австралии и Гватемале; девонские — в Алтае-Саянской горной области; раннепалеозойские — в Альпах и во Франции; позднепротерозойские — в Норвегии, в штате Колорадо (США), на Енисейском кряже, в Уганде и Руанде; среднепротерозойские — в других районах Африки. Наиболее древней из известных является минерализация в толще сланцев формации Булаваго в Зимбабве (около 2900 млн. лет), где строго стратифицированная шеелитовая минерализация приурочена к скарнированным породам.

Стратиформные месторождения вольфрама, так же как и сходные месторождения олова, еще мало изучены, но уже сейчас можно говорить о широком распространении их во времени. Более значительное число их в докембрии по сравнению с фанерозоем позволяет предполагать возможность существенной роли метаморфизма в концентрации рудных компонентов, и в частности вольфрама, из рассеянного состояния.

Среди докембрийских объектов выделяются месторождения и рудопроявления, которые не могут быть с достаточной обоснованностью отнесены ни к одной из рассмотренных формаций. К таким объектам относятся описанные узбекскими геологами [Баймухамедов Х.Н. и др., 1975 г.] шеелитовые месторождения Кызылкумов, приуроченные к определенным горизонтам скарноподобных метасоматитов, образованных по песчаникам и алевролитам с карбонатным цементом. Таковы же проявления стратиформных залежей в районе Брокен-Хилл (Австралия), где известна минерализация, связанная с гранитами, месторождения Северного Приладожья и др.

Помимо месторождений рассмотренных формаций вольфрам в практически интересных концентрациях встречается в месторождениях выветривания, в россыпях, а также в рассолах озер (оз. Сёрлс). Известные концентрации вольфрама этих типов относятся к кайнозою, но, поскольку более древних аналогов их не установлено (возможно, вследствие трудности распознавания первичного характера сильно метаморфизо-

ванных образований), мы на них останавливаться не будем.

В качестве сопровождающего компонента комплексных руд вольфрам встречается в месторождениях, относящихся к различным рудным формациям и имеющих самый различный возраст. Помимо рассмотренных выше грейзеновых месторождений, в рудах которых вольфрам может являться второстепенным компонентом, очень широкое распространение и в пространстве и во времени имеют шеелитсодержащие золотокварцевые жилы, разрабатывающиеся в основном на золото. Шеелит присутствует в рудных жилах канадского месторождения Йеллоунайф, возраст которого определяется в 2625 ± 160 млн. лет, он обычен в архейских золоторудных жилах Западной Австралии и Южной Африки, где известны также раннепротерозойские меденосные кварцевые жилы с шеелитом. Палеозойские шеелитсодержащие золоторудные залежи известны в Центральном Казахстане, шеелит присутствует в золотоносных жилах Дальнего Востока. Вольфрамовые минералы являются второстепенным компонентом комплексных руд некоторых скарновых месторождений.

Вольфрамит в качестве попутного компонента извлекается из руд ларамийского молибдено-порфинового месторождения Кляймакс, в которых содержание трехоксида вольфрама составляет 0,006 %; шеелит обычен в первично осадочных полиметаллических рудах среднепротерозойского месторождения Брокен-Хилл (Австралия), а вольфрамит и шеелит присутствуют в раннепротерозойском полиметаллическом месторождении Лепанда (Танзания). Вольфрам отмечен также вместе со свинцом и цинком в метаморфизованных осадочных породах позднего протерозоя в Северо-Восточном Юконе.

Приведенные об "акцессорном" вольфраме данные дополняют наши сведения о концентрации вольфрамовых минералов в течение всего геологически документированного периода существования земной коры, причем, как следует из всего изложенного, уже в ранние периоды ее жизни образование вольфрамовых и вольфрамсодержащих руд обуславливалось различными геологическими процессами, как эндо-, так и экзогенными.

Молибден

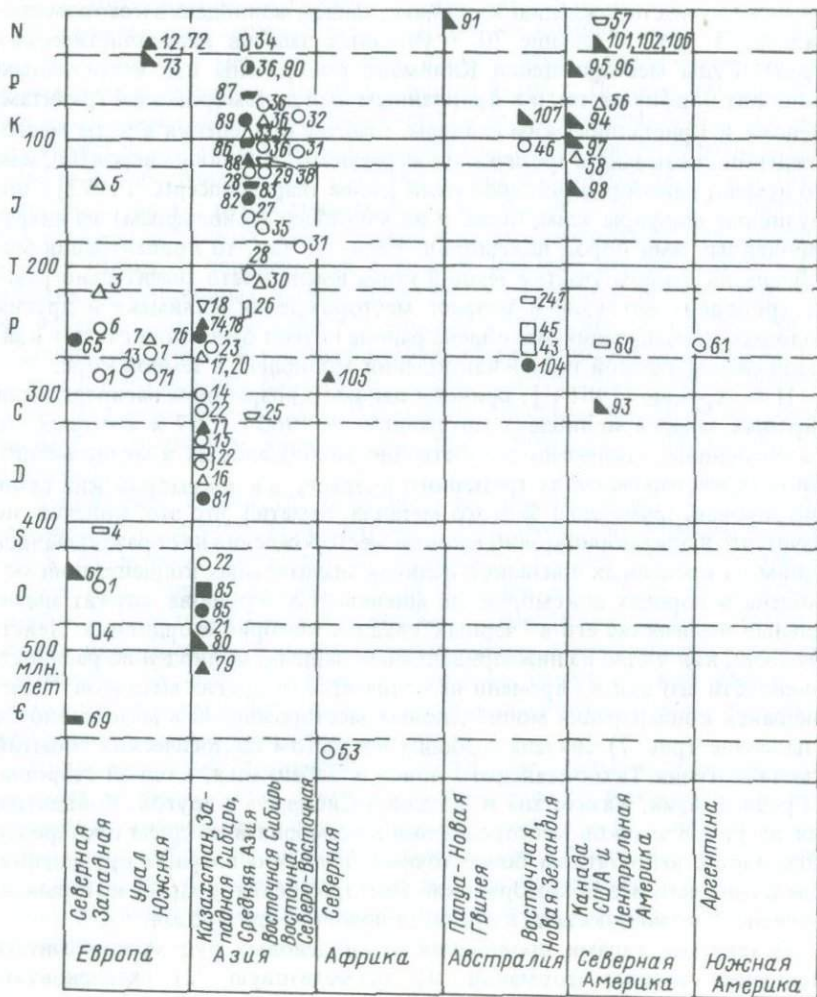
Данные о размерах современной добычи молибдена и о запасах его руд свидетельствуют, что по современному состоянию наших знаний руды этого металла в большей своей части сконцентрированы в кайнозойских образованиях. Так, по сводке Н.А. Быхова [1963 г.], по данным на начало 60-х годов 96 % запасов молибдена зарубежных стран заключалось в месторождениях третичного возраста, которые давали и 97 % добычи. Однако эти данные не могут характеризовать общую эволюцию молибденового рудообразования в истории земной коры как по общим основаниям, изложенным в первой главе, так и, в частности, потому, что существенная часть запасов и добычи относится к северо-амер-

риканскому месторождению Кляймакс, запасы молибдена в котором превышают 1 млн. т (свыше 70 % учтенных запасов капиталистических стран). Руды месторождения Кляймакс приурочены как к третичным монзонит-порфирам, так и к прорванным ими докембрийским гранитам, гнейсам и кристаллическим сланцам. Генезис оруденения в этом месторождении связывают с третичными интрузиями, но вполне вероятно, как это думают некоторые исследователи [Some major concepts..., 1973], интрузивные порфиры заимствовали их молибден (и вольфрам) из интродуцированных ими пород докембрия. Если это так, то концентрация молибдена на данном участке земной коры имела место значительно раньше третичных интрузий и возраст месторождения Кляймакс и других молодых концентраций молибдена района не дает основания считать кайнозой специфической эпохой накопления молибдена в земной коре.

Н.А. Хрущов [1961 г.], приводя данные о возрастном распределении мировых запасов молибдена (по данным на 1960 г.), 47 % которых, по его сведениям, заключено в собственно молибденовых и медно-молибденовых месторождениях третичного возраста, а в докембрийских сконцентрирован примерно 1 % этого металла, отметил, что это, конечно, не значит, что в докембрии молибденовые месторождения не образовывались. Одним из косвенных признаков наличия значительных концентраций молибдена в породах докембрия, по мнению Н.А. Хрущова, служат значительные количества его в "черных" сланцах кембрия и ордовика. Действительно, как видно из нижеприведенных данных, молибден по распространенности его руд во времени не отличается от других металлов. Намечающаяся концентрация молибденовых месторождений в мезо-кайнозой и палеозой (рис. 7) связана с общим возрастом геологических событий и металлогении Тихоокеанского пояса и Забайкалья, с одной стороны, и Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири — с другой. Концентрация на рис. 8 значков месторождений докембрия в позднем протерозое объясняется недостатком более точных данных о возрасте оруденения, вследствие чего все докембрийские месторождения, возраст которых не уточнен, условно показаны в пределах позднего протерозоя.

Основными типами проявления молибденовых руд можно считать следующие рудные формации: 1) пегматитовую; 2) грейзеновую; 3) скарновую; 4) молибдено-порфировых и молибдено-медно-порфировых руд. Кроме того, молибденовые минералы могут концентрироваться в кварцевых жилах, которые мы рассматриваем совместно с грейзеновыми месторождениями, а также в виде стратиформных залежей в осадочных, в частности углисто-кремнистых, пластах. Присутствуют минералы молибдена и в некоторых комплексных месторождениях других металлов различных рудных формаций.

В редкометальных пегматитах минералы молибдена (молибденит) встречаются часто. Они известны и в докембрийских пегматитах Балтийского щита, в палеозойских пегматитах Средней Азии и в других регионах. Но существенного промышленного значения такие проявления не имеют, хотя в Швеции пегматитовые и пневматолитовые залежи дают половину продукции молибдена этой страны (не превышающей 200 т в



- 1 ○ 2 △ 3 ▽ 4 □ 5 □ 6 □ 7
 ■ 8 ● 9 ▲ 10 ▼ 11 ▲ 12 ■ 13

Рис. 7. Распространенность месторождений вольфраморудных и молибденорудных формаций в фанерозое.

1 - 7 - месторождения вольфрама: 1 - пегматиты, граниты; 2 - грейзены и кварцевые жилы; 3 - скарновые; 4 - альбититовые; 5 - ртутно-сурьмяно-вольфрамовые; 6 - стратиформные; 7 - прочие; 8 - 13 - месторождения молибдена: 8 - пегматиты; 9 - грейзены; 10 - скарновые; 11 - порфировые; 12 - кварцевые жилы; 13 - стратиформные.

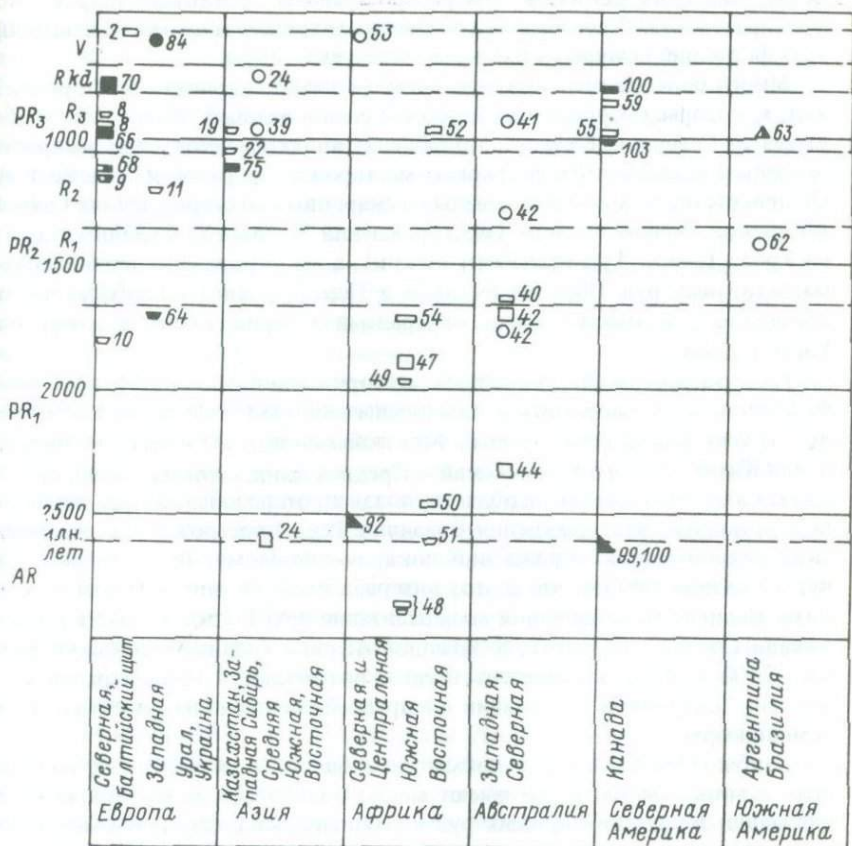


Рис. 8. Распространенность месторождений вольфрамурудных и молибденурудных формаций в докембрии.

Условные обозначения см. на рис. 7.

год), а в порядке попутной добычи молибденовые руды извлекались из некоторых пегматитовых тел и в других регионах, но в совершенно незначительных количествах (например, в изумрудных коях на Урале).

Распространенность месторождений олова и вольфрама грейзеновой и кварцевожильной формаций во времени рассмотрена выше. Руды многих из этих месторождений являются комплексными и содержат также молибден, так что их распространение в известной мере характеризует и распространение молибденовых руд.

В общем, в глобальном масштабе месторождения этих формаций не являются существенным источником получения молибдена, хотя в пре-

делах азиатских регионов они распространены достаточно широко во всем фанерозое. В докембрии собственно молибденовых месторождений этих формаций немного и размеры их незначительны.

Много большее практическое значение имеют скарновые месторождения, к которым относят такой промышленно важный объект, как Тырныауз на Северном Кавказе. Молибденит является достаточно распространенным компонентом скарновых месторождений различных металлов. Он присутствует совместно с медью в скарновых месторождениях Саяно-Алтайской горной области (месторождения Киялых-Узень, Юлия и др.), на Урале (район Турьинских рудников), в месторождении молибденит-магнетитовых руд (Южный Янгикан в Таджикистане) и наиболее часто совместно с вольфрамовыми минералами (Тырныауз, месторождения Узбекистана).

Распространенность скарновых месторождений во времени достаточно велика, если причислять к ним помимо контактовых также и скарновые залежи в осадочных толщах. Мезозойский возраст имеют месторождения Китая; позднепалеозойский — Средней Азии, раннепалеозойский — Алтае-Саянской складчатой области, позднепротерозойский — молибдено-вольфрамовые месторождения Бразилии. Раннепротерозойских и архейских скарновых месторождений пока, по-видимому, не выявлено, но нет оснований считать, что в этот интервал времени они не могли возникать. Наличие молибденовой минерализации архейского возраста в провинции Онтарио (Канада), в Западной Африке (радиометрический возраст 2500 млн. лет) свидетельствует о возможности концентраций молибдена "скарновой" формации и в древнейшие периоды существования земной коры.

Наибольшее значение в добыче молибдена (и выявленных запасов его) в мировом масштабе имеют медно-молибденовые месторождения формации медно-порфириновых руд и геологически близкие им молибдено-порфириновые залежи. Это хорошо иллюстрируется и размерами добычи молибдена в зарубежных странах, основными производителями из которых являются США, Канада и Чили, извлекающие молибден в подавляющей части из месторождений указанных формаций. Временная распространенность медно-порфириновых месторождений, в которых молибден добывается в качестве попутного компонента, рассмотрена в главе о меди, здесь же мы остановимся на тех представителях этих формаций, в которых единственным или главным компонентом является молибден. Такие месторождения достаточно многочисленны в северо-американской части Тихоокеанского пояса, где они известны на огромном протяжении от Аляски на севере до южных границ США на юге. Как и вся рудная минерализация этого региона, молибдено-порфириновые месторождения его относятся к образованиям периода невадского и ларамийского тектогенеза. Наиболее крупные месторождения США (Кляй-макс, Квеста) относятся к неогену, а наиболее крупные месторождения Канады (Эндако) имеют юрский возраст (143—130 млн. лет). Но в целом разброс возраста северо-американских месторождений шире, и наиболее молодые из них образовывались 7,9 млн. лет тому назад.

Помимо Северной Америки третичные месторождения молибдена рассматриваемой формации известны в Армении, а наиболее молодым является, по-видимому, месторождение на о. Бугенвиль (Папуа — Новая Гвинея). Палеозойские концентрации молибдена в медно-порфировых месторождениях указаны в главе о меди, а из существенно молибденовых известны небольшие рудопоявления в штате Южная Каролина (США), имеющие радиометрический возраст 307 ± 6 млн. лет, и раннепалеозойские месторождения Сорское в Хакасии и Телемаркен в Норвегии. Известны и докембрийские проявления сходного типа в раннем докембрии в провинции Квебек и в районе Нетлейк в северо-западной части провинции Онтарио, где в небольшом ($5,7 \text{ км}^2$) плутоне выделяется зона вкрапленности молибденовых и медных минералов при содержании молибдена $0,06 \%$. По-видимому, к этому типу минерализации относится бедная вкрапленность молибдена, сопровождаемого другими минералами в архейских гранитах, и мелкие месторождения по периферии архейского же батолита Ла-Корн в Квебеке [Boyle R.W., 1976 г.], а также упоминавшееся выше месторождение Моногага в Западной Африке.

Из стратиформных осадочных концентраций молибдена распространены преимущественно "черные" углеродистые осадочные породы в толщах палеозоя, содержащие рассеянный молибден главным образом в углестом и в меньшей степени в глинистом веществе. Из-за убогого содержания молибдена и трудности его извлечения такие рудопоявления в настоящее время не используются, но распространены они достаточно широко и могут обладать значительными запасами, что позволяет считать их потенциальным резервом будущего.

Молибденоносные сланцы интересны как показатель возможной осадочной концентрации молибдена, и некоторые из известных в настоящее время проявлений этого металла в докембрийских метасадочных толщах, показанные на рис. 8 как стратиформные (Норвегия, Каракумы), относятся именно к такому типу.

Таким образом, месторождения главных молибденоносных формаций имеют своих представителей среди образований самого различного возраста. Присутствие молибдена в качестве акцессорного компонента в месторождениях других формаций еще более подчеркивает широкие временные рамки его концентраций.

**РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ
СУРЬМЫ И РТУТИ****Сурьма**

Среднее содержание сурьмы в различных породах земной коры не превышает 0,0001—0,0002 % (по А.П. Виноградову кларк сурьмы составляет 0,00005 %). Это значение ниже значений кларков большинства других металлов, но вследствие способности сурьмы давать помимо сульфидов различного состава сульфосоли и кислородные соединения минералы ее распространены очень широко и в том или ином количестве присутствуют во многих сульфидных месторождениях, главным образом в составе блеклых руд и других сульфосолей. Этим объясняется и широкое распространение сурьмяных месторождений во времени, известных от архея до кайнозоя. Месторождения, в которых сурьма является главным (или одним из главных) практически важным компонентом, относятся в основном к двум рудным формациям: к жильным (преимущественно кварцевым) и штокверковым, залегающим в различных породах, и к стратиформным, приуроченным к осадочным толщам.

Большинство жильных месторождений обладает комплексными рудами, и наиболее часто сурьма в них ассоциирует с золотом, во многих случаях являющимся основным промышленным компонентом. Залежи жильной и жилообразной формы присутствуют в древнейших метаморфизованных месторождениях, иногда сопровождая стратиформное оруденение, как это имеет место среди архейских рудных залежей хребта Мерчисон в Южной Африке. Сходное оруденение известно на территории Зимбабве, из небольших месторождений которой сурьма извлекается как сопутствующий продукт при добыче золота [Anhaeusser C.R., Button A., 1974 г.]. Сурьмяные минералы распространены в золотоносных жилах многих месторождений Западного Квебека (Канада), и особенно в Йеллоунайф.

В Индии месторождение сурьмы промышленных масштабов, но не разрабатывающееся из-за труднодоступности района, известно в гнейсах около ледника Шигри в Лахауле [Кришнан М.С., 1954 г.]. В Западной Финляндии разведано месторождение самородной сурьмы — Сейняйоки, залегающее вдоль зоны разломов в интенсивно окварцованных и серицитизированных гнейсах и биотитовых сланцах. Сурьма присутствует как в самородном виде, так и в составе других минералов [Раikkönen V., 1966 г.]. К позднепротерозойскому возрасту относится Раздольнинское сурьмяное месторождение Енисейского кряжа, представленное кварц-антимонитовыми жилами, залегающими в толще интенсивно смятых филлитов и филлитизированных песчано-глинистых сланцев. К тому же возрасту относится и Удырейское месторождение.

Палеозойские жильные месторождения сурьмы распространены в Западной Европе, в Казахстане, Северной Африке, Австралии, Мексике; мезозойские — в северо-восточных районах СССР (Якутия, Чукотка). Месторождения Боливии, являющейся одним из основных поставщиков сурьмы зарубежных стран, распространены в тех же районах, что и месторождения олова, и имеют третичный возраст, как и месторождения штатов Калифорния и Айдахо в США. Третичные проявления известны на Малом Кавказе в районе Горной Рачи.

Стратиформные месторождения имеют большее распространение, чем жильные. Сурьма в них часто ассоциирует со ртутью, а особую группу представляют ртутно-сурьяно-вольфрамовые или сурьяно-вольфрамовые руды. Наиболее древними из стратиформных являются, по-видимому, уже упоминавшиеся выше во многих случаях содержащие ртуть месторождения хребта Мерчисон в ЮАР, где они приурочены к окремнелым карбонатным породам архейской системы Свазиленд. Месторождения представлены стратиформными залежами, и, по мнению Р. Маффа [Muff R., 1978 г.], основанному на детальном изучении месторождений района, металлы первично были привнесены в субмаринных условиях в результате седиментационных или "сингенетично-гидротермальных" процессов. Современный облик руд обязан метаморфизму. В рудах помимо минералов сурьмы присутствуют и другие сульфиды, главным образом арсенопирит и пирит, а также шеллит и золото. Р. Мафф относит месторождения хребта Мерчисон к "сурьяно-ртутно-вольфрамовой формации". В настоящее время месторождения этого района эксплуатируются, и по добыче сурьмы ЮАР занимает среди зарубежных стран одно из первых мест. В 1977 г. она дала 12930 т сурьмы против 16707 т, добытых в Боливии, и 13000 т — в Китае.

Небольшие стратиформные проявления сурьмы известны также в среднем протерозое Трансвааля, в Индии и Австралии, в докембрии которых присутствуют и жильные сурьянорудные образования. В осадочных толщах палеозоя сурьяная минерализация и месторождения распространены весьма широко.

К раннему палеозою относятся месторождения Испании, Сардинии, Австралии, на территории которой сурьяно-вольфрамо-ртутное оруденение распространено в отложениях от ордовика до девона, в Турции и Греции такая же минерализация проявлена в породах от позднего кембрия до позднего силура. В средне- и позднепалеозойских толщах сурьяные месторождения имеются на Кавказе, в Казахстане. В карбонатных породах девона — карбона они распространены в Киргизии и в Зеравшано-Гиссарской горной области. Мелкие жидки, включения и вкрапленность сурьяных минералов присутствуют в пермских песчаниках в месторождении Бузейн (Франция) [Parent C., Roget G., 1968 г.]. К палеозойским терригенным породам приурочены сурьяные месторождения провинции Хунань (КНР), происхождение которых некоторые авторы связывают с позднейшими эндогенными процессами. На территории Китая сурьяная минерализация распространена в породах от силура до карбона.

В мезозойских и кайнозойских породах сурьмяные месторождения распространены в районе Центрального Французского массива, в Югославии, в северо-восточных районах СССР, в Северной Африке (Алжир), Мексике.

Месторождения других металлов, содержащие сурьму в качестве сопутствующего или акцессорного компонента и принадлежащие к различным рудным формациям, также имеют самый различный возраст. Сурьма присутствует в извлекаемых количествах во многих докембрийских колчеданных месторождениях Балтийского щита, например района Скеллефте в Швеции, Илоярви в Финляндии, в палеозойских месторождениях колчеданной и колчеданно-полиметаллической формации в Рудном Алтае и на Урале, в первично осадочных среднепротерозойских месторождениях Брокен-Хилл (Австралия) и позднепротерозойском Горевском месторождении. В кембрийском (?) месторождении Тсумеб в Намибии тетраэдрит вместе с галенитом и сфалеритом является основным компонентом руд. В небольших количествах сурьма присутствует в палеозойских, мезозойских и третичных месторождениях различных провинций.

Приведенные данные показывают, что сурьма образует концентрации в земной коре с древнейших времен, зафиксированных в геологической летописи, причем она проявляется не только в рассеянном состоянии, но и в форме сурьмяных минералов. Существенно отметить, что концентрации сурьмы могут возникать при различных геологических процессах, как эндогенных, так и экзогенных. При магматическом процессе сколь угодно существенных концентраций сурьмы не происходит, но она в незначительных количествах присутствует в сульфидных медно-никелевых месторождениях, например в Норильском районе в форме брейтгауптита, стибиопалладинита и геверсита [Додин Д.А. и др., 1971 г.].

В вулканогенных образованиях сурьма может входить в состав колчеданных руд, а при различных эндотермальных процессах давать собственно сурьмяные жильные месторождения. Особый и теоретический и практический интерес представляют стратиформные месторождения, которые на основании ряда их особенностей многими авторами рассматриваются как первично осадочные образования.

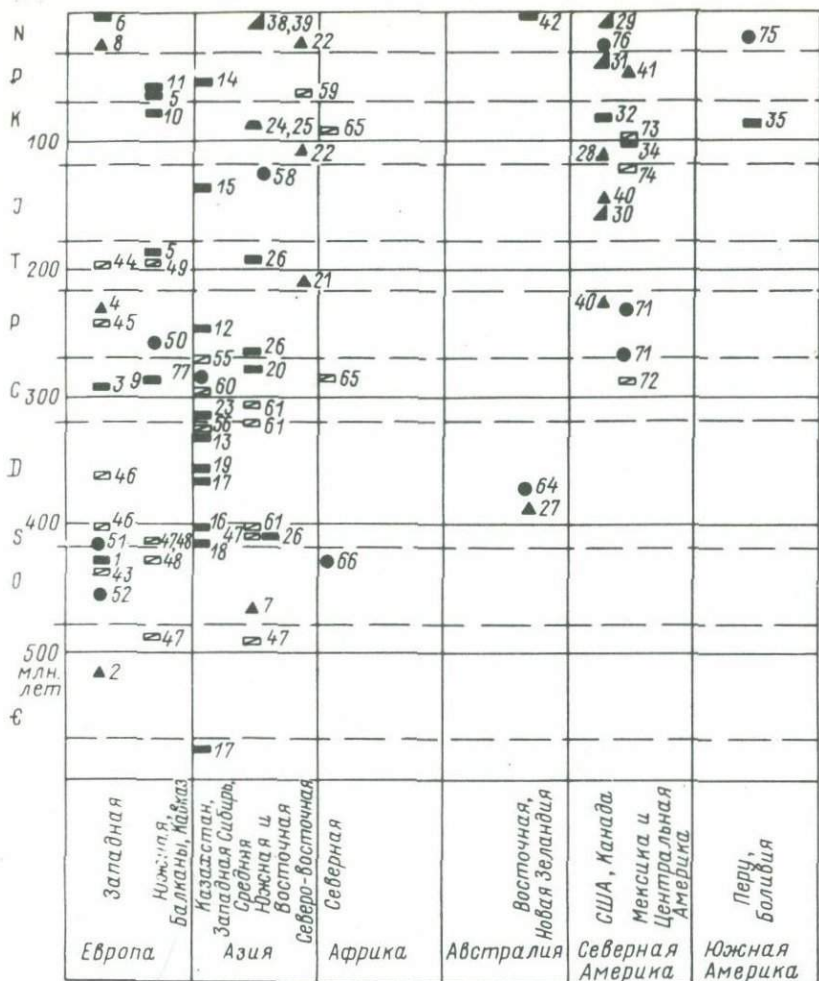
Сурьма может давать концентрации и при процессах выветривания, например в зонах окисления сульфидных месторождений. В.И. Бергер [1978 г.] месторождения, руды которых сложены кислородными соединениями сурьмы, предлагает выделять в отдельную группу. Однако число таких концентраций сурьмы невелико и для понимания эволюции рудообразования в истории земной коры они в настоящее время многого дать не могут, поскольку критерии распознавания месторождений древних кор выветривания пока еще мало разработаны.

Таким образом, сурьма не является исключением среди других металлов по распространенности ее месторождений во времени.

По распространенным в настоящее время представлениям большинство известных месторождений ртути образовалось в кайнозойское время, а месторождения, имеющие возраст древнее позднего палеозоя, практически отсутствуют. По сводке Н.А. Быхова [1963 г.], 65 % запасов ртути зарубежных стран заключено в месторождениях кайнозойского возраста, 34 % в месторождениях позднего палеозоя и 1 % в месторождениях мезозоя. Однако достижения последних десятилетий в учении о рудообразовании заставляют пересмотреть время образования многих месторождений (рис. 9, 10), вследствие чего представления о возрастном распределении запасов ртути могут существенно измениться. Это объясняется тем, что при установлении возраста оруденения мало учитывается большая подвижность ртути, в результате которой ее минералы легко перемещаются после своего первичного образования, давая скопления новой формы в новой обстановке или же полностью рассеиваясь.

Независимо от того, возникают ли новые переотложенные минеральные скопления ртути в удалении от их первичного источника, с которым они теряют связь, или концентрируются в непосредственной близости от исходных рудных залежей примерно в тех же условиях, они приобретают новые черты и определение их первоначального возраста оказывается достаточно сложным. Существование переотложенных залежей затрудняет и установление генезиса и генетических типов месторождений и, в сущности, является главным аргументом традиционных представлений о происхождении ртути всех ртутных месторождений из глубинных источников и о связи ее накопления с магматическими процессами. Проявление ртути и образование ее концентраций при вулканизме наблюдается и в настоящее время, но объективные свидетельства генетической связи ртутных месторождений с плутоническими породами пока еще не найдены. В большинстве описаний ртутных месторождений указывается, что связи их с интрузивным магматизмом не устанавливается. Как отметили А.А. Сауков и Н.А. Озерова [1965 г.], "об источниках ртути в гидротермальных месторождениях в настоящее время судить трудно".

Наряду с этим весьма характерно, что подавляющее число известных месторождений ртути приурочено к осадочным толщам и обычно обнаруживает хорошо выраженный стратиграфический контроль; это явилось одним из оснований возрождения в последнее время существовавших в прошлом представлений об экзогенном (во многих случаях первично осадочном) происхождении ртутного оруденения. Первично осадочное накопление ртути в осадочных месторождениях Тянь-Шаня аргументировано геологами Киргизии на основе большого фактического материала. В.Т. Сургай [1972 г.], просмотрев фактические материалы по крупнейшим ртутным месторождениям Западной Европы и сопоставив регионально-геохимические условия их образования с условиями Тянь-Шаня, пришел к выводу о первично осадочном накоплении ртути в крупнейших мировых месторождениях: Альмаден, Идрии, Монте-Амиата. Убедительные данные об осадочном происхождении месторождения Аль-



▲ 1 ▲ 2 ■ 3 ● 4 ▲ 5 □ 6 ▽ 7

Рис. 9. Распространенность месторождений ртутнорудных и сурьмянорудных формаций в фанерозое.

1 - 3 - месторождения ртути: 1 - жилы и рудоносные брекчии; 2 - месторождения в вулканических толщах; 3 - стратиформные месторождения в осадочных толщах; 4 - 7 - месторождения сурьмы: 4 - жильные месторождения в различных породах, преимущественно комплексные с золотом и другими металлами; 5 - эпигенетические залежи в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах; 6 - стратиформные месторождения в осадочных толщах; 7 - прочие.

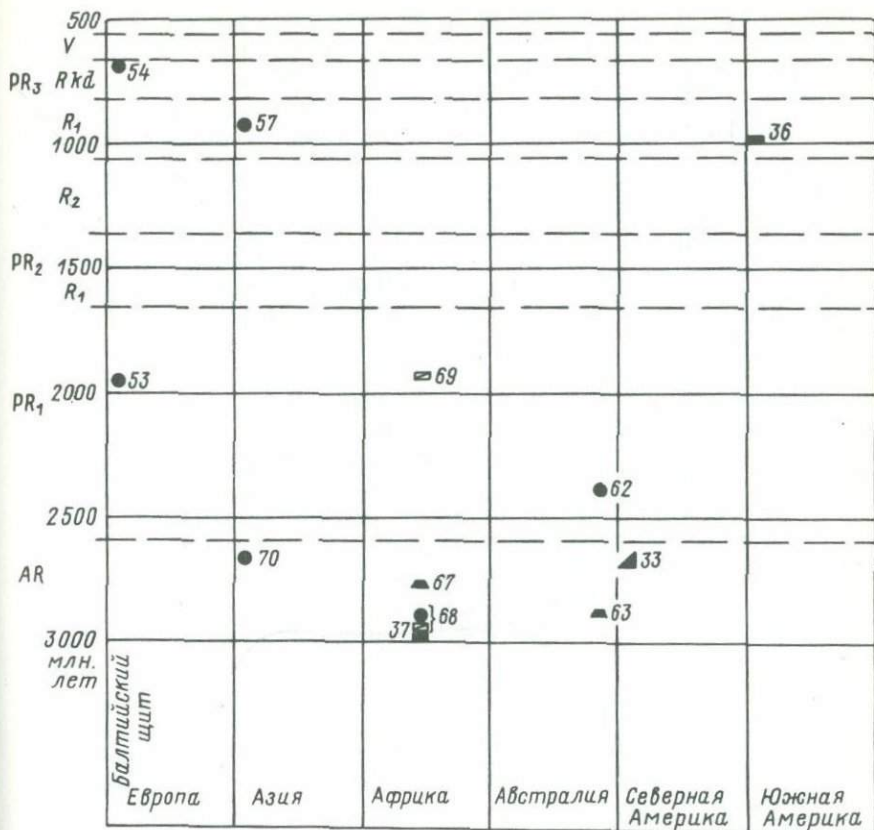


Рис. 10. Распространенность месторождений ртутнорудных и сурьмянорудных формаций в докембрии.

Условные обозначения см. на рис. 9.

маден привел также Ф. Сопэ [1967 г.], который, однако, не исключает возможной связи источника ртути с вулканизмом, достаточно интенсивно проявленным в регионе. З.В. Сидоренко, М.Н. Голубчина, С.Л. Миркина, А.Н. Токсубаев [О генезисе..., 1977] пришли к выводу об "осадочно-диагенетическом" образовании палеозойских стратиформных месторождений Якутии (Гал-Хая, Лидер, Северное и др.) и т. д.

Осадочное накопление ртути представляется тем более обоснованным, что такие геохимические черты, как большая растворимость в холодных водах по сравнению с нагретыми, присутствие в атмосфере, в подземных и морских водах, хорошая сорбируемость различными высокодисперсными системами в значительно большей степени способствуют ее концентрации при экзогенных процессах, чем при эндогенных. Накоп-

ление ртути в осадочных породах происходит как механическим, так и (вероятно, преимущественно) химическим путем. О последнем свидетельствует присутствие ее в поверхностных водах в растворенной форме, частое вхождение в решетку различных сульфидов, в том числе в сульфиды полиметаллических месторождений осадочного происхождения, наличие ртути в диагенетических конкрециях.

А.А. Сауков и Н.А. Озерова [1965 г.] отметили, что "в процессе формирования и последующих преобразований осадочных пород происходит перераспределение ртути, заключенной в морских и океанических осадках. Можно предположить, что такое перераспределение приводит к обогащению вплоть до образования ртутной минерализации". В выделяемых в настоящее время осадочных месторождениях концентрация ртути в промышленных рудах в главной массе связана с постседиментационным перераспределением. Об этом говорят и формы минеральных скоплений, нередко проявляющихся в виде жилков и прожилков, и приуроченность их к трещинам, к брекчированным участкам рудоносных пород, к изгибам пластов и т. д.

Постседиментационные переотложения киновари интенсивно проявлены на ртутных месторождениях Горного Алтая, приуроченных главным образом к карбонатной толще верхнего рифея — кембрия, а в меньшей степени также к другим разностям раннепалеозойских пород и к известнякам девона. Сложные и разнообразные геологические процессы, проявившиеся в длительной истории развития Горного Алтая, обусловили сильные изменения осадочных толщ, и особенно древнейших из них. Весьма существенным постседиментационным изменениям подверглись вмещающие ртутное оруденение карбонатные толщи, которые смяты в складки, разбиты на отдельные блоки, пересечены многочисленными сбросами и надвигами. Изменения вещественного состава известняков выразились в различной степени их перекристаллизации, обычно сопровождающейся обесцвечиванием первично темно-серых и черных пород, в их окварцевании, доломитизации и аргиллизации, а местами также пиритизации. В зоне Курайского разлома известняки и переслаивающиеся с ними песчаники, вулканиты и серпентиниты подверглись лиственитизации. Распространенным образованием в карбонатных породах являются прожилки кальцита, реже кварца с кальцитом и альбита, приуроченные во многих случаях к участкам проявления интенсивных метасоматических процессов. Временная последовательность перечисленных изменений карбонатных пород Горного Алтая пока не установлена, так как метасоматические процессы в сложной и длительной истории развития региона происходили неоднократно.

Различные изменения рудоносных карбонатных пород Горного Алтая сопровождалось преобразованием ранее возникших выделений киновари [Домарев В.С., 1974 г.]. Первичное накопление ртути в рудоносных породах имело место при седиментации, о чем свидетельствует достаточно четкая приуроченность ртутной минерализации к определенным стратиграфическим уровням, породы которых характеризуются несколько повышенным по сравнению с обычным для карбонатных пород района

кларком ртути, иногда присутствующей в виде весьма мелких зерен киновари в плотных, не подвергнувшихся метасоматическим изменениям известняках. Кроме того, изучение изотопного состава серы месторождений Курайской зоны позволяет предполагать участие в рудообразовании серы "осадочного цикла" [Озерова Н.А. и др., 1967 г.].

После первичного отложения ртуть участвовала во всех изменениях рудовмещающих карбонатных пород. Одним из ранних образований стадии диагенеза является вкрапленность мелких зерен киновари в неизмененных метасоматическими процессами известняках. Зерна переотложенной киновари встречаются в кальцитовых прожилках, образовавшихся в раннюю стадию катагенеза. В рудных залежах киноварь концентрируется в мраморизованных, окварцованных, доломитизированных и лиственитизированных известняках. Эти изменения характеризуют как катагенетическую, так и метаморфическую стадию преобразования осадка, и в наибольшей степени проявлены на тех участках, где породы подверглись интенсивным тектоническим воздействиям. Переотложенная киноварь концентрируется в раздробленных, часто в брекчированных участках, образуя сеть прожилков разного направления и мощности, обычно секущих все текстурные элементы пород. Распространение киновари не ограничивается карбонатными и апокарбонатными слоями, но захватывает также песчаные и глинистые разности осадочных толщ, а на Чаган-Узунском месторождении также серпентиниты и апосерпентинитовые листвениты. Возможно, конечно, что песчаники и сланцы содержали и первично седиментационную ртуть.

Разновозрастность киновари месторождений Горного Алтая проявляется и в соотношениях ее с мелкими структурными элементами рудовмещающих пород. Как отмечено выше, она часто выполняет мелкие трещины в известняках, образуя небольшие прожилки, но в большинстве месторождений не концентрируется в крупных разрывных нарушениях. На поверхностях скольжения киноварь иногда "размазана", что указывает на ее более древний по сравнению с тектоническим смещением возраст, но наряду с этим в плоскости зеркал скольжения присутствуют и вновь образованные зерна киновари. Время образования различных трещин и зеркал скольжения точно не установлено, но наиболее вероятно, что развитие трещиноватости пород и связанного с ним взаимного перемещения небольших блоков происходило неоднократно в последовательные фазы тектонической активности.

Наиболее поздние переотложения киновари происходили в кайнозойе, вероятно в третичную и современную эпохи. На некоторых месторождениях Алтая в рудоносных карбонатных толщах развит молодой (третичный?) карст. На месторождении Акташ карстовые полости выполнены обломками известняков, сцементированными глинисто-карбонатным материалом, содержащим относительно обильную вкрапленность пирита. Ртутное оруденение в этой брекчии представлено вкрапленностью киновари в карбонатных обломках и иногда новообразованными зернами ее в цементе. В современной зоне окисления в рудных телах Акташского месторождения местами распространена самородная ртуть, но воз-

можно, что значительная часть киновари богатых руд обязана процессам современного поверхностного выветривания.

Постседиментационные переотложения ртути в месторождениях Южной Ферганы рассмотрены И.Д. Турдукеевым [1970 г.] .

Вполне понятно, что переотложенные минеральные скопления придадут рудным залежам нехарактерный для осадков облик, но они не меняют закономерностей размещения месторождений. Возраст переотложенных образований в той или иной степени отличается от возраста вмещающих пород первичной минерализации, но поскольку закономерности размещения месторождений могут определяться именно первичной минерализацией, то установление ее возраста является более актуальной задачей, чем выяснение времени переотложения ртути. Для понимания химической эволюции земной коры и процессов рудообразования также наиболее существенное значение имеет знание времени первичного накопления ртути.

Мы остановились столь подробно на осадочном происхождении ртутных месторождений, поскольку этот вопрос еще относительно мало рассмотрен в геологической литературе, а без его решения трудно создать определенную картину эволюции рудообразования ртути в истории земной коры. Существование первично осадочных концентраций ртути приводит к заключению, что распространенность ее месторождений во времени не ограничивается интервалом от позднего палеозоя до современности, а имеет значительно более широкие пределы.

Собственно ртутные промышленные месторождения относятся в основном к двум рудным формациям: к формации стратиформных залежей в осадочных толщах и к формации залежей в вулканических породах (так называемая "опалитовая" формация). В осадочных толщах ртутные минералы, как отмечено выше, часто переотложены в зонах брекчированных пород и в трещинах различного происхождения, и месторождения, в которых такие переотложенные залежи являются главными рудными телами, в настоящей работе условно выделены в отдельную формацию.

Кроме того, ртуть присутствует в месторождениях различных формаций других металлов в качестве сопровождающего или аксессуарного компонента. Наиболее распространены комплексные ртутно-сурьмяные залежи, и к ним относится, по-видимому, уникальное по составу руд, главным носителем ртути и сурьмы в котором является ливингстонит, месторождение Гуэзеро в Мексике, приуроченное к дислоцированным известнякам. Кроме того, киноварь присутствует в комплексных ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождениях, в золотоносных жилах, частью в зернах самородного золота в количестве до нескольких процентов, в некоторых полиметаллических месторождениях в карбонатных породах, в медистых песчаниках, во многих колчеданных залежах и др. При переработке некоторых руд она извлекается в качестве побочного компонента.

Наиболее распространены в природе стратиформные залежи в осадочных толщах. Ртутная минерализация, представленная в основном кино-

варью, может приурочиваться к различным литологическим разностям пород, но главную массу их составляют песчаники и известняки. В черных углеродистых сланцах, часто характеризующихся повышенными против кларковых содержаниями различных металлов, и в частности ртути, крупных промышленных месторождений последней не известно. Руды рассматриваемых залежей в значительной степени представлены вкрапленными разностями, наряду с которыми присутствуют и эпигенетические минеральные скопления в форме прожилков, выполненных трещин, участков брекчий и т. п. Рудные тела имеют линзообразную или пластообразную форму, причем для многих месторождений характерно наличие в пределах рудоносной толщи нескольких рудных горизонтов.

Возраст рудоносных толщ и соответствующего оруденения охватывает весь интервал фанерозоя. Одним из наиболее молодых месторождений является Монте-Амиата, образовавшееся в конце третичного — начале четвертичного времени. К третичному периоду относятся проявления Копетдага, Малого Кавказа и других регионов (Югославии, Турции и др.). В мезозое месторождения формации распространены в меловых, в юрских и в триасовых отложениях. Месторождения Мексики и Перу, являющихся вместе с Канадой главными производителями ртути американских стран, имеют меловой возраст. Главное оруденение Идрии (Югославия) относится к среднему триасу. Мезозойский возраст имеют месторождения Северо-Востока СССР и Приморья.

В палеозое стратиформные месторождения ртути распространены столь же широко. К позднему палеозою относятся Джижикрут и другие месторождения Зеравшано-Гиссарской горной области, Китая, ФРГ; широко распространена ртутная минерализация в толщах девона — среднего карбона, известная в Астурии (Испания), Киргизии, Туве, Донбассе (Никитовка и др.). К породам раннего палеозоя приурочено крупнейшее месторождение Альмаден в Испании, а на территории СССР к карбонатной толще раннего кембрия — позднего протерозоя — месторождения Горного Алтая.

В докембрийских толщах практически интересная ртутная минерализация отмечается лишь в гуронских породах провинции Онтарио в Канаде и в ЮАР, но столь малое распространение ее в метаморфизованных толщах может объясняться рассеиванием при повышенных температурах. В первично осадочных породах докембрия содержание ртути, по-видимому, не отличается от содержания в более молодых образованиях, как об этом могут свидетельствовать обычные для осадочных пород кларки.

Повышенное содержание ртути в афебских сланцах и граувакках Канады (радиометрический возраст которых 2400—1600 млн. лет), значительно превышающее содержание этого металла в палеозойских сланцах того же региона [Cameron E.M., Jonasson J.R., 1972], очевидно, является провинциальной особенностью. О концентрации ртути в осадочных породах различного возраста может говорить и распространение условно выделенной нами "формации" ртутных месторождений в брекчиях и в тектонических трещинах в осадочных толщах, которые (месторожде-

ния), по крайней мере частично, обязаны первично осадочной концентрации металла в рудоносных породах. Такие месторождения известны в неогене, мезозое, позднем и раннем палеозое.

Временная распространенность месторождений, связанных с вулканическим процессом ("опалитовой" формации), по-видимому, не столь широка, и возраст известных представителей их ограничивается пределами от мезозоя до современности. Третичные месторождения распространены в провинциях Тихоокеанского пояса, в восточной его части, в штатах Калифорния, Орегон, Невада (США), в Мексике и других районах, где они образовывались от кайнозоя до современности, а в западном секторе пояса — в четвертичных образованиях Филиппин, Японии, Курил. Современное выделение и отложение ртути установлено на вулкане Менделева в породах активных сольфатарных полей [Озерова Н.А., Добровольская М.Г., 1969], а также из вод источников района Нгавха в Новой Зеландии [Davey H.A., 1976 г.].

Наиболее древними из известных месторождений ртути являются рудные залежи рудников Монар-Кон и др., находящиеся в хребте Мерчисон в Южной Африке и приуроченные к известково-хлоритовым сланцам. Среднее содержание ртути в рудах этих залежей составляло 0,3 %. Месторождения разрабатывались в течение нескольких лет, но о незначительности их масштабов свидетельствует размер общей добычи ртути в ЮАР за период с 1852 по 1973 г., которая вместе с ртутью, полученной из комплексных ртутно-золотых и ртутно-сурьмяных залежей, оценивается всего в 764 616 долларов [Pretorius D.A., 1976 г.]. Несмотря на незначительные размеры месторождений, их наличие является показателем того, что образование ртутных руд происходило и в древнейшие периоды существования земной коры. Об этом же свидетельствует наличие ртути в некоторых колчеданных месторождениях докембрия, например в залежах группы Болиден (Швеция), где содержание ртути в самородном золоте достигает 3,5 %, а в сфалерите (главном носителе ртути из числа сульфидов) составляет 0,3--0,2 % [Grip E., 1948 г.].

Приведенные данные показывают, что если согласиться с осадочным происхождением стратиформных месторождений в осадочных толщах (а по нашему мнению, сомневаться в такой возможности нет оснований), то нельзя считать, что ртуть концентрировалась только в кайнозойское и позднепалеозойское время, так как достаточно многочисленны месторождения мезозоя, а крупнейшее месторождение Альмаден и залежи некоторых других регионов имеют раннепалеозойский возраст. Что касается докембрия, то известные собственно ртутные месторождения этого возраста, за исключением проявлений хребта Мерчисон, практически отсутствуют, хотя ртуть распространена в некоторых месторождениях других металлов в виде акцессорного компонента. Однако если области, сложенные докембрийскими образованиями, в настоящее время не могут считаться перспективными на ртуть, то сам факт наличия месторождений ртути в архее (и, следовательно, возможное образование их в протерозое) является интересным для познания эволюции процессов рудообразования в истории земной коры и преобразования минеральных скоплений при процессах метаморфизма.

**ВЫВОДЫ ПО РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ВО ВРЕМЕНИ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ**

Широко распространены во времени не только вышерассмотренные, но также и другие металлы, промышленные концентрации которых известны от раннего докембрия до кайнозоя. Хорошо установлен широкий возрастной диапазон образования месторождений золота, и, хотя золотоносные конгломераты Витватерсранда дают большую часть добычи золота зарубежных стран (в 1977 г. в ЮАР добыто 699,89 т золота из 958,85 т общей добычи капиталистических и развивающихся стран), период их образования нельзя считать за планетарную золотоносную эпоху по следующим причинам. Золотоносные конгломераты распространены лишь в одном относительно небольшом регионе Южной Африки, а аналогичные образования других континентов и регионов не содержат сколь-либо значительных количеств золота. Накопление конгломератов в Витватерсранде продолжалось в течение 800 млн. лет, а поскольку золото в них имеет россыпное происхождение, то первичное образование его происходило много раньше. Возраст урановых минералов, накапливавшихся в россыпях одновременно с золотом, по данным К.Ф. Дэвидсона [Davidson C.F., 1965 г.], составляет 2950 млн. лет. Столь длительный срок рудообразования едва ли можно рассматривать как одну эпоху.

Наиболее древней из известных промышленных концентраций золота является, по-видимому, месторождение Колар в Индии, радиометрический возраст которого 3100 млн. лет.

Молодые золоторудные месторождения связаны с альпийским циклом тектогенеза, а золотоносные россыпи образуются и в современных условиях.

В тех же возрастных пределах, что и золото, образуются месторождения урана, древнейшие представители которых имеют архейский возраст, а наиболее молодые — четвертичный.

Трудно судить об эволюции образования месторождений таких металлов, как висмут, кадмий, германий и некоторые другие, добываемые полностью или почти полностью из комплексных руд, в которых они присутствуют в качестве сопровождающих или аксессуарных компонентов. Эти металлы извлекаются из месторождений различного типа и возраста, и возрастное распределение промышленных запасов их может рассматриваться лишь с учетом технико-экономических показателей добычи и переработки комплексных руд.

Висмут распространен в рудах в ассоциации с медью, свинцом и цинком, с оловом, вольфрамом, золотом, кобальтом, ураном, никелем, марганцем и другими металлами в месторождениях различного типа — грейзеновых, жильных, пегматитовых, колчеданных, стратиформных, метаморфогенных и других. Возраст месторождений, из руд которых

извлекается висмут, колеблется от раннего протерозоя до кайнозоя. Одним из важных поставщиков его служит полиметаллическое месторождение Сьерра-де-Паско в Перу, имеющее мезозойский возраст. Из мезозойских месторождений висмут извлекается в Мексике, Боливии и других странах. Наряду со Сьерра-де-Паско источниками получения висмута являются также и докембрийские месторождения, такие как пегматиты и кварцевые жилы Ла-Корн в Канаде, полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл в Австралии. По данным американской статистики в 1974 г. максимальное количество висмута (1169 т) было получено в Австралии главным образом из раннепротерозойского медного месторождения Пеко в Теннант-Крик, где рудные тела с магнетитом и сульфидами приурочены к толще граувакк и тонкозернистых сланцев. В 1975 г. рудник Пеко был закрыт, и добыча висмута в Австралии резко снизилась.

Кадмий собственных месторождений не образует и встречается в рудах в ассоциации с цинком, свинцом, медью, железом, ртутью и другими металлами, будучи связанным в основном с концентрациями сфалерита.

Однако встречаются и своеобразные концентрации кадмия, к которым относятся Гирьяльское месторождение медистых песчаников в Западном Приуралье, относящихся к татарскому ярусу и сильно обогащенных свинцом (до 9,55 %) и кадмием (до 2,04 %) [Кочин Г.Г. и др., 1979 г.]. Основным носителем кадмия является сложный его карбонат — отавит, находящийся в тесной ассоциации с кадмистым кальцитом, церусситом, иногда малахитом. Кадмиеносные песчаники несколько обогащены цинком, с которым обычно связан кадмий, но в песчаниках Гирьяльского месторождения цинк присутствует в меньших количествах, чем кадмий. Сульфиды меди в кадмиеносных песчаниках отсутствуют, но они установлены в породах более глубоких горизонтов. По мнению Г.Г. Кочина, Е.З. Бурьяновой и Я.Я. Малдре, кадмиеносные песчаники представляют собой "типичную зону окисления сульфидных руд", которые имеют "седиментационно-диагенетическое" происхождение. Первичная форма нахождения кадмия, как и практическое значение кадмиеносных песчаников, еще не установлена, но наличие кадмия в Гирьяльском месторождении свидетельствует о возможной осадочной концентрации его.

Промышленное извлечение кадмия производится из продуктов переработки существенно сфалеритовых руд, поступающих преимущественно из месторождений колчеданной формации и первично осадочных залежей полиметаллических руд в карбонатных толщах. Месторождения и того и другого типа имеют самый различный возраст, и многие из них относятся к раннему и среднему протерозою, как, например, колчеданное месторождение Флин-Флон в Канаде и первично осадочные месторождения Брокен-Хилл в Австралии и Салливан в Канаде.

Германий, так же как и кадмий, собственных месторождений не образует, а присутствует в качестве аксессуарной примеси в месторождениях самого различного происхождения, от магматических до месторожде-

ний выветривания. Широко распространен он в свинцово-цинковых залежах в карбонатных толщах, в которых иногда присутствует в собственно германиевых минералах. Представителями таких месторождений являются раннекембрийское (?) месторождение Тсумеб в Намибии и позднепротерозойское месторождение Кипуши в Заире.

Постоянной аксессуарной примесью является германий в железистых кварцитах, возраст которых колеблется от раннего архея до палеозоя. Распространены такие проявления германия в месторождениях каменных углей.

Таким образом, заметно повышенные содержания германия в некоторых породах по сравнению с его кларком проявляются от древнейших образований докембрия до кайнозоя, количественный же подсчет его "запасов" в настоящее время невозможен за недостатком данных.

Рассмотренные металлы — висмут, кадмий и германий — имеют невысокие кларки (по А.П. Виноградову): висмут $9 \cdot 10^{-7}$ %, кадмий $1,3 \cdot 10^{-5}$ %, германий $1,4 \cdot 10^{-5}$ %. Существенная или преимущественная концентрация промышленно извлекаемых количеств их в докембрийских месторождениях является одной из возможных иллюстраций отсутствия постулируемой некоторыми авторами обратной связи между кларком металлов и геологическим временем преимущественного образования их промышленных месторождений.

Н.А. Солодов [1978 г.] рассмотрел основные черты "минерагении" литофильных редких металлов, и в том числе возрастное распространение их запасов. По его данным, такие металлы, как цезий, рубидий, литий, бериллий, циркон, тантал и ниобий, в составе месторождений различных типов распространены в образованиях, имеющих возраст от архея до мезозоя включительно, хотя количество металлов в разновозрастных рудах далеко не одинаково. Редкие земли распространены в рифейских и герцинских месторождениях (редкие земли иттриевого ряда есть в киммерийских рудах), а стронций почти исключительно в герцинских. В кайнозойских эндогенных месторождениях распространен только бериллий, а в экзогенных образованиях также литий. Приведенная Н.А. Солодовым оценка запасов, по его мнению, субъективна, но "уточнение данных не может существенно изменить его выводы".

Самый различный возраст имеют не только руды черных и цветных металлов, но также и форма их проявления, т. е. месторождения различных рудных формаций, сохраняющие формационные особенности на протяжении всей геологически документированной истории земной коры или значительной ее части (рис. 11). Ранние залежи хромита в ультраосновных породах относятся к числу древнейших и имеют радиометрический возраст более 3500 млн. лет, но вместе с тем достаточно многочисленны месторождения этой формации и в областях альпийской складчатости (Филиппины, Папуа — Новая Гвинея, Турция и др.). Титаномагнетитовые месторождения в основных интрузиях также известны в архейских образованиях (Индия, Белоруссия) и распространены главным образом в докембрии и в раннем палеозое. Титановые минералы и магнетит присутствуют в габбро-анортозитах и более молодого возраста, но

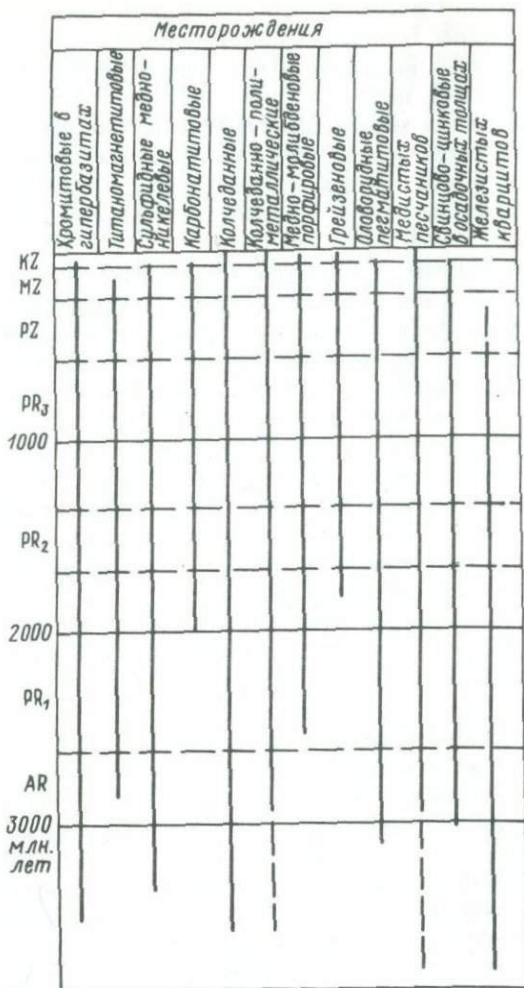


Рис. 11. Распространенность во времени месторождений главнейших рудных формаций.

отнесение обогащенных рудными минералами пород к "месторождениям" — вопрос в большей степени экономический, чем геологический, связанный, в частности, с содержанием в рудах ванадия.

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд архейского возраста распространены на территории Канадского, Австралийского и Африканского щитов, причем возраст древнейших из них составляет 3200 млн. лет. Наиболее молодые месторождения этой формации кайнозойского возраста известны в Новой Каледонии.

Карбонатиты в качестве источников получения руд черных и цветных металлов не имеют в настоящее время большого значения, и в приве-

денный в предыдущих главах обзор включено только одно месторождение меди — Палабора, возраст которого составляет 2400 млн. лет. Однако карбонатиты являются потенциальным источником и других металлов. В ультраосновных щелочных породах, с которыми связаны некоторые карбонатиты, имеется вкрапленность железо-титановых минералов, а в самих карбонатитах обычно присутствие сложных титано-тантало-ниобатов (пирохлор, фергусонит и др.), содержащих уран.

Кроме того, нет, конечно, оснований исключать возможность нахождения кроме Палаборы и других месторождений с рудами, содержащими медь, никель, кобальт и другие цветные металлы. Присутствие различных сульфидов установлено во многих массивах карбонатитов, и в частности в карбонатитах комплекса Букузу в Уганде присутствует медь, но содержание ее не достигает кондиционных значений. Карбонатиты этого комплекса, по мнению Дж.У. Бальдока, похожи на карбонатиты района Палабора [Baldock J.W., 1969 г.]. В литературе есть указание на присутствие в карбонатитах свинцовых и цинковых сульфидов в практически интересных количествах.

Поэтому интересно отметить, что месторождения и этой формации имеют достаточно широкое распространение во времени. В Онтарио (Канада) известно свыше пятидесяти апатитоносных карбонатитовых комплексов, относящихся к четырем возрастным группам. Возраст карбонатитов самой молодой группы находится в пределах 120—570 млн. лет, возраст месторождений двух других групп колеблется от 1100 до 1700 млн. лет, а два наиболее древних месторождения имеют возраст 1873 и 1824 млн. лет [Erdosh G., 1979 г.]. В Палабора их радиометрический возраст составляет 2000 млн. лет.

Ультраосновные щелочные интрузивы и связанные с ними карбонатиты Балтийского щита имеют раннепалеозойский возраст, карбонатиты Северной Индии — эоценовый, Южной Индии — позднепротерозойский, а Туркестано-Алтая — позднепалеозойский. Третичные карбонатиты, содержащие минералы урана и тория, известны в Кении.

Обширная группа колчеданных и колчедано-полиметаллических месторождений относится к различным подформациям одной формации, которую для краткости целесообразно называть колчеданной. Представители этой формации известны среди древнейших рудных образований, к каковым относятся канадские колчеданные залежи района Матагами (3500—2600 млн. лет) и Норанда (3250 млн. лет), шведские месторождения района Болиден (2500 млн. лет) и др. Наиболее молодыми являются кайнозойские японские месторождения типа Куроко.

Промежуточный возраст между архейским и четвертичным имеют многочисленные месторождения различных регионов, и, таким образом, колчеданные залежи представляют собой один из наиболее ярких примеров проявления однотипного оруденения в продолжение всей геологически документированной истории земной коры.

Металлоносные, и в частности оловоносные, пегматиты распространены во времени достаточно широко, и в соответствии с общей закономерностью их проявления наиболее многочисленны среди образований до-

кембрия. Они известны от архея Западной Австралии и Африки до мезозоя (пегматиты Монголии). По мнению Н.А. Солодова [1969 г.], количественное соотношение разных типов пегматитов во все эры было одно и то же.

Месторождения грейзеновой формации характерны для палеозоя и мезозоя, но и докембрийские грейзеновые и близкие к ним кварцевожильные рудные тела не представляют большой редкости и известны в Африке, Австралии, Америке.

По мнению Д.В. Рундквиста, В.К. Денисенко и И.Г. Павловой [1971], наиболее "древние" процессы грейзенизации происходили 1100–900 млн. лет назад, но наличие грейзенов с оловянной минерализацией (не промышленной) известно в связи с раннепротерозойскими гранитами в Австралии [Geology of Australian ore deposits, 1965 г.], а также в пределах среднепротерозойского Питкьянтского рудного поля [Никольская Ж.Д., Ларин А.М., 1972], где с грейзенами связана редкометаллическая минерализация.

Месторождения медно-порфириновых и молибдено-порфириновых руд, как отмечено выше, впервые были установлены в горных сооружениях Северной, а затем и Южной Америки, где их образование связывается преимущественно с периодами невадского и ларамийского тектогенеза. Месторождения этой провинции весьма многочисленны и различны по времени образования. На территории Канады, например, возраст их колеблется от 200 до 37 млн. лет, причем наибольшее число месторождений сконцентрировано в возрастных пределах от 200 до 139 млн. лет и от 85 до 37 млн. лет [World mining copper map..., 1976 г.]. Известны и более молодые месторождения, вплоть до неогеновых и даже четвертичных как в восточном, так и в западном секторе Тихоокеанского пояса.

Установленная позднее распространенность мезозойских и кайнозойских порфириновых месторождений в восточной части Средиземноморского пояса укрепила мнение о преимущественно молодом мезозойско-кайнозойском возрасте медно-порфиринового оруденения и подчиненном значении палеозойских месторождений [Домарев В.С., 1968]. Докембрийские медно- и молибдено-порфириновые руды длительное время не были известны, кроме месторождения Чжунтяошань в Китае, но в последние годы они установлены в Канаде и Западной Африке, причем возраст оруденения провинции Онтарио превышает 2500 млн. лет.

Таким образом, образование порфириновых месторождений происходило в интервале от архея до голоцена, и, конечно, нет оснований считать, что докембрийские месторождения уже все выявлены.

Распространенность медистых песчаников во времени рассматривалась многими авторами, и имеющиеся данные в известной степени суммированы выше. Здесь следует еще раз подчеркнуть, что осадочная или вулканогенно-осадочная концентрация меди установлена в одном из древнейших проявлений рудного минералообразования — в формации Ишиа в Гренландии, возраст которой составляет 3760 млн. лет, и поэтому можно ожидать существование месторождений, образовавшихся в период между ранним археем и ранним протерозоем, к которому (раннему

протерозою) относятся медистые песчаники Удокана и других регионов.

В развитии полиметаллического рудообразования, по представлениям А.И. Тугаринова [1976], основанным на данных по изотопному составу рудных свинцов, выделяется три главных этапа. Первый этап, имевший место 3,5–2,6 млрд. лет назад, характеризуется проявлением небольшой свинцовой минерализации, связанной с пегматитами, железорудными и золоторудными месторождениями. Второй этап, относящийся к периоду примерно 1,8 – 1,5 млрд. лет назад, характеризуется образованием крупнейших месторождений формации стратиформных залежей в осадочных толщах (Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Салливан и др.), что связано с накоплением обогащенных органикой карбонатных толщ, несущих сингенетический свинец. Третий этап, охватывающий фанерозой (600 млн. лет – 0 млн. лет), характеризуется пестрым набором свинцовых месторождений, в том числе с аномальным свинцом. Эти данные в отношении стратиформного (первично осадочного) оруденения в осадочных толщах нуждаются в уточнении, поскольку соответствующие этой формации месторождения и рудопроявления в толщах древнее 1800 млн. лет известны в Верхней Вольте (около 2000 млн. лет), в Саскачеване в Канаде (2210 млн. лет), в архее Танзании, Индии. Крупных месторождений, сравнимых, например, с Маунт-Айза, древнее 1800 млн. лет не известно, но это не значит, что они не могут быть обнаружены в будущем.

Стратиформные месторождения олова, вольфрама, молибдена начали выделять из группы "гидротермальных" сравнительно недавно. Однако уже установлен достаточно широкий возрастной диапазон их образования. Так, стратиформные месторождения олова имеют возраст от 1900 млн. лет до мела, вольфрама – от архея (2850 млн. лет) до девона, молибдена – от позднего протерозоя до кембрия.

Выше уже была подробно рассмотрена распространенность месторождений различных железорудных формаций, охватывающая период времени от раннего архея до голоцена, а железистых кварцитов от раннего архея до карбона, т. е. всю или преобладающую часть истории земной коры.

ГЛАВА IX

РАЗЛИЧИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приведенные в предыдущих главах данные заставляют считать, что принципиальных изменений в форме концентрации металлов, так же как и в их наборе, в период геологически документированной истории земной коры не было. Однако это, конечно, не значит, что условия рудообразования не претерпевали во времени никакого изменения. Эволю-

ция рудообразования проявлялась в отмечавшейся выше возрастной смене некоторых формаций другими, а также, вероятно, в изменении некоторых особенностей разновозрастных месторождений одной формации. Последняя проблема изучена еще недостаточно, но отдельные вопросы ее освещались многими авторами.

Титаномагнетитовые месторождения, как отмечено выше, распространены главным образом в докембрии и в меньшей степени в палеозое. Ясно выраженной возрастной эволюции в геологических особенностях месторождений этой формации не установлено, хотя в протерозойском месторождении округа Тете в Мозамбике рудная минерализация в габбро и пироксенитах представлена урансодержащим давидитом, а своеобразное ураново-железо-титановое оруденение в австралийском месторождении Рейдиум-Хилл представлено жиллообразными телами, залегающими в гнейсах и сложенными магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, давидитом. Это месторождение имеет, по-видимому, метаморфогенное происхождение, и к рассматриваемой формации его можно отнести лишь условно.

И.И. Мальшев [1957] среди титановых месторождений, пространственно и генетически связанных с интрузивными комплексами габброидной магмы, по петрографическому составу рудоносных пород выделяет четыре генетических типа, различающиеся характером руд, набором сопутствующих титану элементов, морфологией рудных тел и т. д. Месторождения одной из этих групп, залегающие в анортозитовых и габбро-анортозитовых массивах, имеют главным образом докембрийский возраст; месторождения второй группы, приуроченные к крупным телам ультраосновных пород габброидных массивов, являются в основном палеозойскими и реже протерозойскими, месторождения двух остальных групп встречаются преимущественно в докембрии и реже в нижнем палеозое.

По данным П.Г. Пантелеева [1938 г.], относительное количество титана на единицу железа в титаномагнетитовых рудах и вмещающих их габброидах Урала в фанерозойских образованиях по сравнению с докембрийскими уменьшается от 0,5 до 0,03 для руд и от 0,25 до 0,02 для рудосодержащих пород.

В девонских габброидных породах булкинского комплекса Тувы при содержании железа 13% содержание двуокиси титана достигает 4,4% (и до 0,082% пятиокиси ванадия), так что указанная П.Г. Пантелеевым закономерность, если она и имеет место для пород Урала, не является общей. Интрузии булкинского комплекса представлены псевдостратифицированными массивами, и в их состав входят габбро, габбро-нориты, нориты, анортозиты, ультраосновные породы и в подчиненном количестве породы более кислого состава — от диоритов до плагиогранитов [Немцович В.М., Шапошников Г.Н., 1961], что не вполне соответствует данным И.И. Мальшева.

Наиболее молодые из известных пермские месторождения титаномагнетитов района Осло существенных отличий от более древних не имеют. Отсутствие мезозойских и кайнозойских месторождений, возможно, объясняется не геологическими, а технико-экономическими причинами.

Месторождения сульфидных медно-никелевых руд различаются по геологическим условиям нахождения, по форме и положению рудных тел, характеру руд и содержанию в них извлекаемых компонентов. Эволюционного изменения всех этих черт в зависимости от возраста месторождений пока не установлено. Древнейшие месторождения Западной Австралии приурочены к архейским зеленокаменным поясам, сложенным осадочно-вулканогенными толщами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. В состав толщ входят железистые кварциты. Осадочно-вулканогенные породы интродуцированы гранитоидами и стратифицированными гипербазитами, представленными перидотитами и базальтовыми коматитами [Моралев В.М., 1979 г.]. К зеленокаменным поясам приурочены также архейские месторождения Южной Африки и Канады, и возможно, что такая приуроченность в какой-то степени связана с общей эволюцией медно-никелевого сульфидного рудообразования. О возможности нахождения месторождений в подобных геологических условиях в фанерозое нет данных.

Различия в составе руд месторождений рассматриваемой формации, выражающиеся как в колебании соотношений главных компонентов ($Ni : Cu$; $Ni : Co$ и др.), так и в содержании главных и сопутствующих компонентов, с возрастом оруденения не связаны. Специфические особенности некоторых месторождений, например Бушвелда (риф Моренского), в котором стратиформные сульфидные залежи особенно богаты платиной и перемежаются со слоями гипербазитов, включающих стратиформные залежи хромита, не могут быть отнесены к возрастным особенностям, так как к тому же возрасту относятся и другие месторождения, не имеющие столь характерных черт. Такого рода особенности месторождений связаны, очевидно, с геологическими и геохимическими особенностями соответствующей металлогенической провинции.

Ю.Г. Старицкий [1958 г.] сопоставил месторождения, возникшие в осинклинальных условиях и в условиях платформенного режима. Эти две группы месторождений, по его мнению, различаются по характеру руд (массивных сульфидных и вкрапленных), по количественному соотношению меди и никеля и некоторым другим параметрам. Л. Килберн с соавторами [Kilburn et al., 1969 г.] геологические и небольшие минералогические особенности сульфидных медно-никелевых месторождений Канады связывает с их принадлежностью к группе "орогенных" или "вулканогенных". По данным И.В. Ляхницкой и Е.В. Тугановой [1977 г.], соотношения главных металлических компонентов и другие особенности рудных образований зависят от связи месторождений с различными магматическими формациями и геологическими условиями их генезиса.

Таким образом, все упомянутые авторы объясняют различия месторождений геологическими особенностями их проявления и составом вмещающих пород.

Колчеданные месторождения, относимые к одной формации, далеко не одинаковы, и некоторые их различия, возможно, обязаны возрастной эволюции. А.Н. Заварицкий в предисловии к переводу статьи Камеки Киношита о генезисе месторождений Куромоно [1932 г.] обратил внимание на то, что эти миоценовые рудные образования могут являться неметаморфизованными аналогами более древних колчеданных месторождений, и это положение в настоящее время принимается многими геологами.

Третичные месторождения Куромоно (Куроко) имеют ряд особенностей, отличающих их от более древних колчеданных залежей, но все же принципиальных отличий от них не имеют. С другой стороны, архейские месторождения Канады, относящиеся к наиболее древним колчеданным залежам, также какими-либо специфическими чертами не обладают. Некоторые авторы рассматривают как временную особенность металльный состав руд Куроко, а именно наличие в них свинца, но с таким мнением полностью согласиться нельзя. Металльный состав руд колчеданных месторождений в количественном отношении сильно варьирует, и как промышленные типы выделяются залежи серноколчеданных, медных, медно-цинковых, медно-свинцово-цинковых и свинцово-цинковых руд, причем рудные залежи всех этих типов встречаются в месторождениях различного возраста. Если в рудах Куроко количественно преобладает цинк, то содержание меди и свинца варьирует примерно в одинаковой степени [Lambert J.B., Satō T., 1974 г.].

Свинец присутствует в рудах некоторых палеозойских месторождений Южного Урала в количествах, не меньших, чем в рудах Куроко, а в некоторых других регионах распространения палеозойских месторождений колчеданной формации среди последних имеются и собственно полиметаллические месторождения (Рудный Алтай, Салаир и др.). Свинец присутствует в докембрийских месторождениях колчеданной формации штата Висконсин (США), возраст которых одни геологи относят к среднему протерозою, а другие к архею, в месторождении Кидд-Крик в канадской провинции Онтарио, в рудах месторождения Стерджен провинции Абитиб и др.

Таким образом, содержание меди, цинка и свинца в рудах не характеризует возраста оруденения, хотя крупных собственно полиметаллических месторождений колчеданной формации в архее и раннем протерозое, по-видимому, не известно, что, по мнению некоторых авторов, отражает эволюцию колчеданной формации во времени. Наличие существенно арсенопиритовых залежей в шведском месторождении Болиден также объясняется региональной геохимической особенностью, а не докембрийским возрастом месторождения. Мало показателен и минеральный состав руд. В древних докембрийских месторождениях Канады вместо пирита часто распространен пирротин, но этот минерал присутствует в существенных количествах и в отдельных более молодых месторождениях, в том числе в некоторых палеозойских месторождениях Урала, в мезозойских месторождениях Абхазии и т. д. То же можно сказать

и в отношении магнетита, который встречается как в докембрийских, так и в фанерозойских месторождениях.

А.И. Кривцов, И.В. Самонов и Н.Я. Шабаршов [1978 г.] подсчитали особенности распределения общих запасов меди, свинца и цинка в медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях докембрия, раннего палеозоя, среднего-позднего палеозоя и мезо-кайнозоя. По их данным, продуктивность различных эпох для колчеданных руд в первом приближении пропорциональна их (эпох) длительности. Устанавливается, что от месторождений докембрия к месторождениям кайнозоя уменьшается концентрация меди и возрастает концентрация свинца. Естественно, эта общая закономерность не проявляется в отдельных провинциях и тем более в конкретных рудных полях.

Таким образом, по основным компонентам руд разновозрастные месторождения неразличимы, что же касается аксессуарных элементов и минералов, то данные по их содержанию в рассматриваемом аспекте еще не проанализированы, но, судя по содержанию золота и серебра, которое сильно колеблется даже в залежах одного возраста и района, существенных различий разновозрастных руд в этом отношении трудно ожидать.

Не установлено возрастное различие и в особенностях рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ. В некоторых регионах вулканогенные толщи представлены контрастными сериями, как это имеет место на Южном Урале, а в других случаях месторождения приурочиваются к более однородным толщам, вмещающим, например, палеозойские колчеданные залежи Японии. Преобладающие породы рудоносных вулканогенных серий могут относиться как к андезитовому, так и к риолитовому ряду независимо от их возраста. Так, месторождения типа Куроко залегают преимущественно среди кислых вулканитов — дацитов и риолитов; в месторождениях Степеньёк в каледонидах Скандинавии распространены кислые туфы; архейские колчеданные месторождения района Норанда в Канаде приурочены главным образом к риолитам, среди которых присутствуют тонкие полосы андезитов. С толщами основных вулканитов связаны меловые месторождения Кипра, палеозойские месторождения Японии, небольшие колчеданные залежи Ньюфаундленда, некоторые докембрийские месторождения Канады, штата Аризона в США, Индии и т. д.

Не установлено закономерностей и в структурном положении колчеданных залежей. В некоторых случаях они четко приурочены к вулканическим постройкам, в других же местах, даже того же района, такой приуроченности не устанавливается.

Большое влияние на современный облик месторождений оказывает метаморфизм, проявленный как в докембрийских, так и фанерозойских месторождениях. Вмещающие рудные тела вулканогенно-осадочные толщи изменены большей частью в условиях зеленосланцевой или амфиболитовой фаций, но некоторые месторождения, особенно докембрийские, залегают среди гнейсов и кристаллических сланцев. Таковы, например, месторождения Аппалачей, вмещающие породы которых представлены аповулканогенно-осадочной толщей гнейсов, слюдяных амфибол-био-

титовых и других кристаллических сланцев, радиометрический возраст которых составляет 1120—1300 млн. лет. Молодой (310—478 млн. лет) возраст рудных минералов залежей этого района, первично образованных одновременно с вмещающими породами, обязан позднему метаморфизму [Kinkel A.R., 1967 г.]. Финское докембрийское месторождение Оутокумпу, находящееся на площади, сложенной карельскими слюдяными сланцами, и ассоциированное с комплексом, состоящим из черных сланцев, серпентинитов и кремнистых пород, по мнению Мармо, образовалось за счет металлов, первоначально рассеянных в черных сланцах, а по позднее опубликованным соображениям П.Эско [Esko P., 1978], оно эквивалентно более молодым залежам массивных колчеданов "осадочно-вулканогенного происхождения".

А.Н. Заварицким [1936] детально изучены метаморфические изменения колчеданных залежей Среднего Урала в сопоставлении с южноуральскими. По его данным, важнейшими метаморфическими изменениями среднеуральских месторождений являются следующие: 1) рассланцевание вмещающих пород, что, в частности, приводит к образованию за счет обычных в колчеданных месторождениях различного возраста пропилитизированных, серицитизированных, хлоритизированных пород характерных серицитовых, серицит-хлоритовых сланцев, распространенных не только на среднеуральских, но и на других месторождениях как в пределах СССР, так и в зарубежных странах; 2) миграция и переотложение меди и цинка, что обуславливает более позднее по отношению к пириту образование их минералов; 3) перекристаллизация сульфидов, чему обязано изменение кристаллографических форм нахождения пирита; 4) образование наложенных минеральных скоплений типа альпийских жил.

Метаморфические изменения увеличивают различия между отдельными месторождениями и особенностями оруденения целых регионов и затрудняют выяснение их возрастной эволюции.

Отмеченные выше черты сходства разновозрастных колчеданных месторождений не означают, что они образовались в совершенно одинаковых условиях, но позволяют заключить, что геологические процессы, обусловившие их генезис, в принципе не изменились за геологический этап развития Земли. Детальное изучение возрастной эволюции колчеданного оруденения — дело будущего, так как сделанные до настоящего времени попытки в этом направлении еще далеко не решают этого важного вопроса.

Месторождения грейзеновой формации распространены от раннего протерозоя до кайнозоя. Д.В. Рундквист, В.К. Денисенко и И.Г. Павлова [1971] охарактеризовали некоторые общие особенности грейзенов и грейзеновых месторождений различного возраста. Древние, докембрийские месторождения, а также месторождения палеозойских областей в известной степени связаны с более ранними по времени образования пегматитами. "Эта связь проявляется как в их совместном развитии в пределах общих зон, так и в интенсивном проявлении процессов грейзенизации в пегматитах в завершающие стадии их развития и процессов

ранней микроклинизации и альбитизации в грейзеновых месторождениях". Грейзены молодых месторождений некоторых регионов приобретают сходство с вторичными кварцитами. "Развитие образований, промежуточных между грейзенами и вторичными кварцитами — характерная особенность месторождений молодых регионов", в которых устанавливается также "тесная связь грейзеновых месторождений с оловорудными месторождениями, сопровождающимися турмалин-хлоритовыми метасоматитами". В древних областях грейзены связываются с крупными выходами гранитов, развиваются по гнейсам, кристаллическим сланцам, породам относительно высокой степени метаморфизма, а для молодых регионов характерна связь с небольшими штоками гранит-порфиров. Различная глубинность формирования разновозрастных гранитов и грейзеновых месторождений может быть причиной и других их различий. По мнению указанных выше авторов, "устанавливается все большее многообразие минерального состава метасоматических пород и жил в грейзеновых месторождениях более молодых областей".

Приведенные различия грейзеновых месторождений могут обуславливаться не только их возрастом, но и другими причинами, связанными с особенностями геологического развития и строения рудных районов. Соотношения грейзеновых месторождений с пегматитами, состав и строение метасоматитов, простота или сложность минералогии руд и другие факторы могут зависеть от интенсивности и фациальности процессов метаморфизма, при которых происходило образование месторождений и их возможное последующее изменение. Состав руд и метасоматитов в значительной степени зависят от геохимической специализации вмещающих пород и всего рудного района в целом. Общие геотектонические условия, в которых развивалось геологическое строение рудного района, обуславливают и многие характерные черты его месторождений. А.Д. Щеглов [1968] рассмотрел различия металлогении гранитов зон активизации и геосинклинальных областей, среди которых (различий) отметил неодинаковую глубинность "рудноносных" интрузий гранитов, различную распространенность пегматитов, особенности состава руд и условий их образования и некоторые другие факторы.

Таким образом, не исключая возрастных особенностей грейзеновых месторождений, следует признать, что роль различных факторов, обуславливающих их специфику, еще не может быть установлена с достаточной достоверностью.

Месторождения медистых песчаников в пестроцветных толщах от раннепротерозойского до третичного возраста приурочены к породам одних и тех же фаций и близкого литологического состава. Условия осаждения меди и других металлов, по-видимому, не претерпели существенных изменений на протяжении всего указанного интервала времени. Концентрации рудных минералов, их ассоциации, морфология рудных залежей, их число и размеры не обнаруживают какого-либо направленного изменения в зависимости от времени образования. Наличие красноцветных или первично красноцветных слоев в пестроцветных меденосных толщах всех возрастов позволяет считать, что кисло-

родная атмосфера существовала уже в раннем протерозое, а вероятнее, уже в раннем архее [Виноградов В.И. и др., 1969]. Об этом же может свидетельствовать и постоянная связь медной и вообще сульфидной минерализации в осадочных породах с присутствием материала биологического происхождения.

Метаморфизм медистых песчаников, особенно интенсивно проявленный в древнейших из них, более или менее сильно изменяет первичный облик месторождений, но тем не менее стратиграфический и литологический контроль оруденения, пластовая и линзовидная форма залежей, существенно вкрапленный тип руд сохраняются даже в условиях высокотемпературных фаций. Однако при метаморфизме происходит более интенсивное образование несогласных с напластованием минеральных скоплений, наиболее характерными из которых являются секреторные жилы. Состав минералов при метаморфизме подвергается более или менее существенным изменениям, и по мере увеличения степени метаморфизма из медных сульфидов все большую роль играет халькопирит, а общий минералогический состав руд усложняется вследствие образования новых минералов, в том числе и не содержащих меди.

Степень метаморфизма медистых песчаников не является функцией только их возраста, а связана с особенностями геологического развития рудной провинции. Пермские медистые песчаники Западного Приуралья, образовавшиеся в платформенных условиях, практически не метаморфизованы, в то время как одновозрастные медистые породы складчатого Мангышлака метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, а местами эпидот-амфиболитовой фации. Позднепротерозойские месторождения Медного пояса Шабы—Замбии метаморфизованы много интенсивнее раннепротерозойских медистых песчаников Удокана и т.д. Таким образом, различия в степени метаморфогенных изменений месторождений медистых песчаников различного возраста не отражают эволюцию осадочных концентраций меди во времени.

Столь же невелики и различия разновозрастных полиметаллических месторождений в осадочных толщах. Количественные соотношения главных рудных компонентов в них варьируют в значительных пределах, но эти вариации с возрастом месторождений не связаны. Во многих месторождениях в существенных количествах присутствует лишь свинец, а цинк или практически отсутствует, или является аксессуарным компонентом. Таковы руды некоторых меловых месторождений Ирана, юрских залежей Кугитанга (Туркмения). В рудах триасовых месторождений северо-запада ФРГ преобладает свинец, хотя в образованиях того же возраста Восточных Альп отношение цинка к свинцу колеблется от 2:1 до 10:1. Галенит преобладает в пермских рудах Донбасса, в карбоновых месторождениях Джергалинского района Киргизии и в раннепалеозойских рудопроявлениях западного склона Южного Урала (месторождения Биркутское, Балты-Юрт). Из позднепротерозойских месторождений Енисейского кряжа свинцовыми рудами обладает Горевское, в то время как в других месторождениях района количество цинка более значительно.

Столь же различен возраст месторождений, в рудах которых преобладает цинк. В залежах меловой толщи Реосин (Испания) содержание цинка достигает 15%, а свинца только 2,5%. Содержание этих металлов в перуанском мезозойском месторождении Сантадер составляет соответственно 14,9% и 1,5%. В карбонových месторождениях Три-Стейтс (США) отношение цинка к свинцу равно в среднем 5,25, а в ордовикском месторождении Камиоки в Японии порядка 10. Цинк является главным извлекаемым компонентом из протерозойских руд месторождений Кипуши (Заир) и Франклин (Нью-Джерси, США).

Приведенные данные показывают, что распространенные в литературе указания на закономерное увеличение отношения свинца к цинку в более молодых рудах по сравнению с древними требуют уточнения.

Содержание и распределение металлов, сопутствующих свинцу и цинку, также не обнаруживают связи с возрастом оруденения. Содержание серебра в рудах различных месторождений неодинаково. В мезозойских и палеозойских месторождениях оно присутствует в количестве от нескольких единиц и первых десятков до нескольких сотен граммов на тонну; такие же колебания и в месторождениях докембрия. Во многих месторождениях разного возраста присутствуют минералы серебра (иорданит, аргентит, пираргирит и др.), установленные в месторождениях Верхней Силезии, Бисби (Аризона), Горевском (Енисейский край) и др. Распространенные акцессорные металлы полиметаллических руд — кадмий и германий, присутствующие большей частью в рассеянной форме и в различных количествах, в некоторых месторождениях образуют собственные минералы: гринокит установлен в месторождениях Верхней Силезии, Три-Стейтс и некоторых других, различные минералы германия присутствуют в африканских месторождениях Кипуши и Тсумб. Медь как сопутствующий металл свинцово-цинковых руд присутствует в ряде месторождений самого различного возраста: в мезозойских месторождениях Мексики (Эль-Потоск и др.), Перу (Касапалка и др.), Балканского полуострова; в палеозойских — США, Нижней Силезии, Намибии; докембрийских — Заира (Кипуши) и т.д.

Таким образом, вещественный состав рудных залежей месторождений рассматриваемой формации в отношении как главных, так и сопутствующих металлов не зависит от возраста оруденения и в основном является следствием геохимических особенностей рудных провинций.

Морфология рудных залежей, околорудные и региональные изменения рудоносных пород и другие геологические особенности различных месторождений связаны с проявлением наложенных постседиментационных процессов и особенно с метаморфизмом, интенсивность проявления которого обуславливает некоторые особенности докембрийских образований.

Стратиформные (первично осадочные) месторождения олова, вольфрама, молибдена, ртути, сурьмы, как отмечено выше, изучены еще сравнительно мало, и судить о возрастных особенностях их пока еще преждевременно, тем более что генезис большинства проявлений дискусионен и уверенного разделения их на формации или субформации пока

еще не сделано. Ясно проявляется метаморфизм многих докембрийских месторождений, вследствие чего некоторые из них, как, например, Питкьяранта, Кителя, отнесены к группе метаморфогенных. В настоящее время уже многими авторами принято представление о первично осадочном происхождении этой группы, что является весьма существенным как для практических выводов, так и для познания процессов рудогенеза. К сказанному, по-видимому, целесообразно добавить, что в настоящее время широко распространяется представление о первично осадочном (но не рассыпном) происхождении концентраций золота в черных сланцах, уже давших несколько крупных месторождений.

Эволюция в истории земной коры железооруднения рассмотрена в ряде работ Н.М. Страховым [1963], по мнению которого в архее и большей части протерозоя накопление железных руд происходило в пелагических условиях и лишь в позднем рифее начали возникать оолитовые, гидрогетитовые и шамозитовые мелководные руды, примерно с конца палеозоя — озерные, а в мезо-кайнозое — месторождения выветривания.

Древнейшие джеспилиты, по данным Н.М. Страхова, содержат железо только в закисной форме, а примерно с середины среднего протерозоя — также и соединения с окисным железом. Современные данные заставляют внести в эти представления некоторые изменения. Прежде всего, наблюдения в разных регионах не позволяют считать кремнисто-железистые осадки джеспилитов исключительно глубоководными отложениями. В месторождениях района оз. Верхнего (США) установлены следы первично кластического материала, так что распространенное представление о чисто химическом осаждении железо-кремнистых осадков требует коррективов. В месторождениях Индии изучены осадочные текстуры железистых кварцитов, позволяющие сделать вывод о мелководном происхождении осадка.

Н.М. Страхов [1947 г.] привел мнение Д. Кайо, который более шестидесяти лет назад отметил общность происхождения докембрийских и более молодых железистых руд и объяснил своеобразие первых их глубоким метаморфизмом. Возражения против представлений об образовании докембрийских железных руд в условиях, не повторившихся в более поздние периоды существования Земли, были высказаны Х.Г. Баклундом [Backlund H.G., 1952 г.], который отметил, что полосчатые докембрийские и более молодые железные руды Швеции имеют явное химическое сходство. Руды месторождений Швеции сильно деформированы и состоят из полос, существенно сложенных минералами железа (магнетита или гематита), перемежающихся с полосами одного из следующего составов: 1) кварцевого; 2) кальцитового; 3) кварц-полевошпатового; 4) углистого; 5) апатитового; 6) скарнового (моно- или полиминерального). Образование относительно мощных полос, а также скарновых минералов Х.Г. Баклунд объясняет метаморфическими изменениями первичных пород. Полосчатость руд прослеживается и во вмещающих породах, что свидетельствует об общности их происхождения. Из шести упомянутых типов полосчатости докембрийских руд Швеции пять сопоставимы с полосчатостью современных руд, связанной с сезонными вариациями

циями в условиях седиментации. Особенности докембрийских полосчатых руд Х.Г. Баклунд объясняет процессами гранитизации.

Таким образом, в изложенных представлениях объединяются в одну группу выделенные нами формации стратиформных железорудных залежей. Поскольку в образовании последних в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах независимо от источника железа основную роль играл процесс осаждения материала из вод бассейна, постольку принципиальных различий между месторождениями разных формаций установить трудно и с представлениями о резком изменении условий образования осадочных железных руд в конце протерозоя согласиться нельзя. Вместе с тем представляется недостаточно обоснованным и стремление объяснить различия между железистыми кварцитами и фанерозойскими месторождениями только метоморфизмом первых. Характерный состав, текстурно-структурные и другие особенности свойственны железистым кварцитам, метаморфизованным в условиях различных фаций, и, хотя они возникали от архея до (по крайней мере) карбона, нельзя не видеть в них образований, типичных именно для докембрия.

Рудные месторождения древних палеозойских и докембрийских кор выветривания малоизвестны, что, как отмечено выше, в значительной степени связано с трудной их распознаваемостью вследствие изменений, возникших при наложенных процессах метаморфизма. Рудообразование в докембрийских корах выветривания хорошо устанавливается лишь в толщах железистых кварцитов, перекрытых молодыми неметаморфизованными отложениями. Такое положение имеет место на Яковлевском и Михайловском месторождениях Курской магнитной аномалии, где горизонтально залегающая на головах крутопадающей толщи железистых кварцитов железослюдково-мартитовая залежь перекрыта осадочной толщей, базальные горизонты которой представлены девонскими или карбоновыми отложениями. По данным, отмеченным Н.А. Корниловым [1974 г.], железослюдковые залежи на выходах железистых кварцитов, образованные в докембрийских корах выветривания, проявлены на месторождениях Северной и Южной Америки, Африки, Индии и Австралии.

Приведенные пока еще недостаточно изученные особенности разновозрастных месторождений главнейших рудных формаций черных и цветных металлов не являются единственной характерной чертой эволюции рудообразования черных и цветных металлов в истории земной коры. Ограниченное распространение во времени месторождений некоторых формаций, различные ассоциации типов оруденения и большее разнообразие их в более молодых провинциях и некоторые другие общие особенности металлогении могут быть следствием необратимой эволюции рудообразования. Многие авторы обращают внимание на различия в геотектонической обстановке проявления разновозрастных месторождений одной формации, что хорошо рассмотрено, например, для грейзеновых месторождений [Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г., 1971], для железистых кварцитов [Момджи Г.С., 1979 г.] и для других рудных формаций.

Выяснение возрастных различий в особенностях месторождений и металлогении разновозрастных провинций затрудняется отсутствием критериев различения влияния временных и провинциальных факторов, выяснение которых требует специальных исследований.

ГЛАВА X

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Эволюция рудообразования в истории земной коры, связанная с общим ходом геологического развития последней, рассматривалась многими авторами. Как отмечено выше, в весьма обширной литературе освещается эволюция различных элементов геологического строения коры — ее геохимии, структуры, магматизма, литогенеза, метаморфизма и др. Обсуждение этих вопросов не входит в задачи настоящей работы, и мы коснемся их лишь в той степени, в какой это непосредственно связано с временным распространением рассмотренных в предыдущих главах рудных формаций.

Как отметил В.М. Синицын [1972 г.], "основными механизмами металлогенического развития Земли являются процессы мантийной дифференциации, процесс экзогенной дифференциации в ландшафтной сфере и процесс коровой метаморфической дифференциации". Мантийной дифференциации обязаны месторождения, генетически связанные с ультраосновными и основными интрузивными и эффузивными мантийными магмами. Месторождения хромитов и сульфидных медно-никелевых руд проявлены начиная с раннего архея (более 3 млрд. лет) и до кайнозоя, иллюстрируя высказанное В.М. Синицыным положение о том, что мантийная дифференциация является наиболее ранним и общим механизмом металлогении, ведущим начало с момента зарождения тектоносферы. Непостоянство количественного соотношения главных рудных компонентов, различия в наборе сопутствующих компонентов, а также вариации в петрографическом облике и химическом составе пород рудодносных интрузий связаны, очевидно, с первичной гетерогенностью и дифференциацией магматических очагов мантии и в какой-то степени с ассимиляцией магмой материала интродуцируемых пород.

Месторождения колчеданной формации, связанные с вулканитами существенно мантийного происхождения, распространены также от раннего архея до современной эпохи. Более существенные вариации в составе руд колчеданных залежей по сравнению с хромитовыми и медно-никелевыми, иной набор металлов и большее разнообразие вулканических пород рудовмещающих толщ позволяют предполагать, что условия образования эффузивной магмы были существенно иными и что участие корового материала в составе пород и руд было более значительным.

Вкрапленность и включение самородной меди и медных сульфидов встречается в основных вулканитах всех возрастов и на всех континентах, и соответствующие рудопроявления известны в образованиях от раннего архея до кайнозоя. Однако промышленные месторождения этой формации немногочисленны, что, очевидно, объясняется не природными процессами эволюции коры, а связано с экономическими факторами.

Месторождения упомянутых выше формаций имеют магматическое происхождение, и постоянство главных рудных компонентов их руд в разновозрастных проявлениях свидетельствует о примерном постоянстве металлического состава мантийных магм. Вариации в количественном содержании в рудах как главных, так и акцессорных компонентов связаны с провинциальными условиями образования месторождений.

Интрузивно-эффузивные массивы порфировых пород, преимущественно габбро-диорит-гранодиоритовой формации, несущие медную и (или) молибденовую вкрапленную и прожилково-вкрапленную минерализацию, различаются по размерам, по форме и петрографическим особенностям слагающих их пород. Среди последних распространены гранодиорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, гранит-порфиры и т. п. Образование месторождений вулканогенной или плутоногенной групп зависит от различия в глубинности становления рудоносных интрузий [Павлова И.Г., 1978] и не зависит от возраста, так же как и соотношения меди и молибдена и вариации в содержании в рудах золота и других сопутствующих и акцессорных компонентов. Роль материала, ассимилированного магмой из боковых пород вулканических построек, в образовании пород и руд порфировых месторождений по современным данным количественно не может быть оценена.

Эволюции осадочного породообразования посвящены работы многих литологов, и в том числе общеизвестные монографии Н.М. Страхова [1963, 1971], который дал развернутую картину развития гумидного, аридного, ледового и вулканогенно-осадочного типов литогенеза в продолжение всей истории земной коры. Современные данные заставляют внести в схему, предложенную Н.М. Страховым, в отношении рудообразования ряд существенных изменений. В работах А.В. Сидоренко [1975] ясно показано, что гумидный, аридный и ледовый типы литогенеза и гипергенеза в докембрии проявлены в такой же степени, как и в фанерозое, и что типы осадочных пород архея и протерозоя принципиально сходны с соответствующими образованиями фанерозоя. По данным А.В. Сидоренко, докембрийские образования щитов не менее чем на три четверти представлены первично осадочными породами, в той или иной мере подвергшимися метаморфизму.

Сходство условий осадконакопления в фанерозое и древнем докембрии отмечали также А.П. Виноградов, А.Б. Ронов и другие авторы, но, по мнению А.Б. Ронина, масштабы проявления осадочных геохимических процессов, их интенсивность и соотношения друг с другом закономерно изменялись в ходе эволюции "внешних оболочек Земли".

В соответствии с возрастным распространением первично осадоч-

ных пород находится и распространенность стратиформных месторождений железа, меди, свинца, цинка и других металлов в осадочных толщах. О генезисе большинства месторождений, относящихся к этим группам, высказываются различные мнения, но наиболее обоснованными являются представления о первично осадочном, сингенетичном накоплении рудного вещества.

Обсуждение генетических проблем не входит в задачи настоящей работы, и мы отметим лишь некоторые относящиеся сюда вопросы.

Одним из распространенных альтернативных мнений является отнесение стратиформных месторождений к так называемым "гидротермальным" образованиям, рудные компоненты которых отложены в консолидированных осадочных толщах термальными растворами магматического или невыясненного происхождения, выносящими металлы и частью другие компоненты руд из гипотетических глубинных магматических очагов или подкоровых слоев Земли. Такие гидротермальные гипотезы не объясняют основных закономерностей размещения оруденения и для практического использования малоперспективны [Домарев В.С., 1977 г.] .

Более обоснованными являются взгляды об инфильтрационном происхождении оруденения некоторых стратиформных месторождений. Постседиментационное переотложение рудного вещества в осадочных пластах является обычным и хорошо изучено во многих месторождениях. Однако переотложению подвергается в основном материал рудовмещающих пластов, первично накопленный в стадию седиментогенеза, хотя при соответствующих условиях рудные компоненты могут поступать и со стороны, образуя залежи инфильтрационного типа.

Обнаружение высокоминерализованных термальных рассолов в Калифорнии и на дне Красного моря (а также п-ове Челекен) способствовало распространившемуся в последнее время, особенно среди американских авторов, мнению об образовании за счет таких растворов многих более древних ископаемых месторождений. Однако этот вопрос изучен еще сравнительно мало.

В представлениях об осадочном рудообразовании дискуссионным является вопрос о первичном источнике рудного вещества залежей, которые могут быть в основном вулканические продукты и материал размываемой суши. Мнение о вулканическом источнике металлов осадочных рудных залежей распространено широко. Вулканогенное происхождение рудного материала постулируется для месторождений черных и (или) цветных металлов, а также для ряда нерудных полезных ископаемых. Детально этот вопрос рассмотрен в известной книге Г.С. Дзоценидзе [1969 г.], который к вулканогенным компонентам осадочных пород относит все разнообразные продукты вулканической деятельности и материал вулканогенных пород размываемой суши.

Изучение влияния вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане показало, что существенное обогащение пород металлами на значительной площади имеет место в области Восточно-Тихоокеанского поднятия [Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., 1980]. Содержание

железа и марганца в осадках центральной части поднятия превышает 30 %, постепенно снижаясь к периферии. В других частях океана повышенные содержания металлов в осадках, связанные с подводными экстагляциями, установлены лишь на ограниченных площадях.

Таким образом, участие вулканогенного материала в составе осадочных пород (в том числе и рудных) и правомерность выделения вулканогенно-осадочного типа литогенеза не вызывают сомнений. Однако универсальность вулканогенного источника металлов осадочных рудных залежей представляется маловероятной и происхождение рудных компонентов месторождений в каждом отдельном случае требует тщательного изучения. Объемы материала, в том числе металлов, сносимого в моря и океаны с денудированных континентов только поверхностными водотоками, столь значительны, что не учитывать их нельзя. Н.М. Страхов [1963] сопоставил общие массы экзогенного и эндогенного материала, участвующего в формировании осадочных пород. Суммарное количество вещества, выносимого ежегодно всеми реками, учесть трудно, и из приведенных различными авторами в различное время подсчетов Н.М. Страхов наиболее близкими к истине считает данные Г.В. Лопатина, отмечая, что они дают представление о минимуме того экзогенного материала, какой поступает в океан с континентов, поскольку в них не учтен вынос подземным стоком и поступление от абразии берегов водоемов. По подсчетам Г.В. Лопатина, реками ежегодно выносятся $17\,565 \cdot 10^6$ т взвешенного и растворенного вещества (по подсчетам других авторов, количество этого вещества составляет от $26\,000 \cdot 10^6$ до $41\,250 \cdot 10^6$ т), что в несколько раз превышает количество поступающего в бассейны вулканогенного материала. Такое же соотношение было в продолжение всего фанерозоя, в докембрийские же периоды, по мнению Н.М. Страхова, господствовал вулканогенно-осадочный тип литогенеза и вулканогенный материал имел большее (а может быть, преобладающее?) значение. Однако с последним выводом согласиться нельзя, поскольку, как отмечено выше, уже докембрийские образования щитов, по данным А.В. Сидоренко, на три четверти представлены осадочными породами, а синхронный с седиментацией вулканизм проявлен далеко не всегда.

Количество металлов, содержащееся в выносимом реками материале, установить трудно, поскольку содержание их в речной взвеси и в воде в виде растворенных компонентов сильно варьирует не только в различных реках, но даже в различное время в одной и той же реке. Если совершенно ориентировочно принять, что среднее содержание металлов в переносимом реками материале примерно соответствует кларку их в осадочных сланцах и глинах (по А.П. Виноградову), то в $17\,565 \cdot 10^6$ т его будет заключаться: железа $58\,491 \cdot 10^4$; марганца $11\,768,5 \cdot 10^3$; меди $10\,012 \cdot 10^2$; цинка $14\,052 \cdot 10^2$; свинца $3\,513 \cdot 10^2$; кобальта $3\,513 \cdot 10^2$; олова $1\,756 \cdot 10^2$, сурьмы 35 130, ртути 7 026 т.

Большая часть выносимых металлов входит в состав вновь отложенных осадков, обуславливая кларковые содержания в породах, но даже небольшая доля их достаточна для образования крупного место-

рождения уже в геологически краткое время. Пространственная (и временная) неравномерность поступления металлов в бассейны и явления повсеместно проявленной осадочной дифференциации обеспечивают реализацию этой возможности. Примером концентрации металлов в особых случаях могут служить современные металлоносные осадки.

Существующие представления о преобладающей роли в составе осадочных пород вулканогенного материала, по мнению Н.М. Страхова [1963], серьезной почвы под собой не имеют. Высказываемые соображения о вулканогенном источнике металлов в осадочных рудных залежах в большинстве случаев базируются лишь на косвенных данных. Для некоторых месторождений такие данные являются достаточно убедительными, как это имеет место, например, для многих месторождений колчеданной формации, рудные залежи которых нередко располагаются в пределах вулканических построек, для некоторых кремнистых и кремнисто-марганцовистых отложений, сменяющих в стратиграфическом разрезе вулканогенные толщи, для некоторых железорудных залежей и др. Но чем доказывается, например, вулканическое происхождение меди в месторождениях формации медистых песчаников или железа в толщах железистых кварцитов, не обнаруживающих существования синхронного с процессом седиментации вулканизма в соответствующем регионе?

Существование железистых кварцитов типа "альгома", т. е. имеющих в разрезе слои, состоящие из вулканогенного материала, отнюдь не доказывает вулканогенного происхождения железа в месторождениях типа оз. Верхнего, и скорее наоборот, накопление железа в толщах, не содержащих вулканических пород, может говорить о том, что и в толщах с наличием таковых происхождение железа не связано с вулканизмом. Это, конечно, не значит, что железо рудных залежей не может происходить за счет освобождения его из эффузивов (особенно основных) или других магматических пород при процессах выветривания или при метаморфической переработке, но непосредственной связи между процессами вулканизма и осадочного накопления железа в этом случае не усматривается.

Некоторые авторы считают доказательством вулканогенного происхождения металлов осадочных месторождений наличие летучих соединений и различных металлов в вулканических газах и горячих источниках вулканических областей. Существование эксгаляционных залежей серы, ртути, сурьмы и других элементов широко признано, но вопрос о происхождении металлов горячих источников не решается однозначно. Прежде всего, вода горячих источников, по данным многих исследователей, лишь в небольшой части является ювенильной или даже полностью имеет вадозное происхождение, а растворенные в ней компоненты выщелочены из вмещающих пород, в которых вадозные воды циркулировали.

Ссылки на вынос металлов из глубины подводными источниками вулканических областей не объясняют причины накопления больших или даже огромных масс металлов в морских осадках. Н.М. Страхов [1968,

1975 г.], основываясь на данных специальных исследований, показал, что металл вулканического происхождения концентрируется в осадке преимущественно непосредственно вблизи центров подводного вулканизма, как это имеет место в Охотском море, а не распространяется на десятки, сотни, а иногда и тысячи километров, на которые протягиваются рудоносные горизонты.

Г.Ю. Бутузова [1969 г.] привела данные о распространении металлов в осадках кальдеры вулкана Санторин (Эгейское море) и прилегающих частях морского дна по материалам научно-исследовательского корабля "Академик Вавилов". Если исключить площади самой кальдеры, то влияние вулканизма сказывается только в наличии в осадках твердых вулканогенных продуктов. С удалением от Санторинских островов доля вулканического материала в осадках падает, а абсолютные содержания элементов и закономерности их распределения на площади моря не отличаются от производных нормального осадочного процесса. Роль гидротермального источника в накоплении металлов в осадках закальдерной части бассейна практически равна нулю. В пределах кальдеры из поствулканических термальных растворов отлагаются железо, марганец, кремнезем, немного фосфора и, может быть, свинец и цинк. Возможность переноса вулканогенными растворами Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, по мнению Г.Ю. Бутузовой, исключена.

П.Е. Уилкнисс, Т.В. Уорнер и Р.А. Карр [Wilckniss et al., 1971 г.] в порядке изучения вопроса о поступлении в воды элементов при подводных извержениях исследовали состав прибрежных морских вод в районе вулкана Килауза в период его покоя (1969 г.) и в момент извержения (1970 г.), а также состав пресных континентальных вод, вулканических эксгаляций в которые не поступало. Существенных изменений в содержании фтора, железа и марганца в водах до и во время извержения не установлено, количество этих элементов близко к их содержанию в обычной морской воде. Выщелачивание лав и пемзы морской и дождевой водой приводило к повышению в них содержания фтора, железа и марганца, но не настолько, чтобы изменить состав морской воды.

Не свидетельствуют о вулканогенном источнике металлов осадочных месторождений и современные данные о наличии и распространении на дне океанов и морей железо-марганцевых конкреций. Генезис этих образований трактуется различно, но, по-видимому, не может вызывать сомнений тот факт, что осаждение металлов непосредственно происходит из вод бассейна, в который они могут поступать из различных источников, а не только из вулканических. Об этом свидетельствует пространственная распространенность конкреций как в пределах Тихого, так и на площади других океанов и их образование на дне морей (например, Балтийского), а также озер. Например, в северной части оз. Онтарио встречены значительные скопления железо-марганцевых конкреций, содержащих никель, кобальт и медь [Cronau D.S., 1970 г.]. Необоснованность переоценки роли вулканогенного источника металлов в образовании конкреций подробно рассмотрена Н.М. Страховым [1974 г.].

Со времени обнаружения выходов горячих металлоносных источни-

ков в глубоких впадинах Красного моря и отлагаемых ими рудоносных осадков, содержащих значительные количества железа и цветных металлов, многие авторы пришли к мнению о проявлении на поверхности земной коры ювенильных рудообразующих растворов. Однако единственное обоснование справедливости такого мнения — приуроченность источников к рифтовой зоне Красного моря — ни в какой мере не является доказательным. С другой стороны, исследования воды красноморских рассолов, ассоциации растворенных компонентов и геологических условий их проявления с достаточной убедительностью свидетельствуют о морском происхождении воды рассолов и заимствовании растворенных компонентов из пород, слагающих морские побережья. Эти данные приведены в работах С.И. Смирнова [1969] и других авторов [Tooms J.S., 1970; Bischoff J.K., 1973 г.; Manheim F.T., 1973 г.]. В связи с этим интересно отметить работу В.Е. Ветштейна, В.К. Гавриша, Л.К. Гуцало [1979 г.], которые исследовали содержания стабильных изотопов водорода и кислорода в поверхностных и подземных водах из зон глубинных разломов Курило-Камчатской вулканической области, Сахалина, Днепровско-Донецкой впадины и Белорусского массива. Полученные данные показывают, что глубинные разломы не являются проводниками таких количеств "ювенильных" и магматических вод, которые могут быть зафиксированы современными методами изотопного анализа.

Приведенные данные, а также данные и соображения многочисленных авторов [Асаналиев У.А., 1971 г.; Беспалов И.М., 1967 г.; Богданов Ю.В. и др., 1973 г.; Домарев В.С., 1958 г.; 1975 г.; Константинов Р.М., 1963 г.; Наркелюн Л.Ф. и др., 1977 г.; Сапожников Д.Г., 1961 г. и др.] свидетельствуют о том, что основным источником черных и цветных металлов осадочных пород и, очевидно, большинства (или многих) осадочных месторождений являются продукты размываемой суши, в том числе, конечно, и вулканические породы. Это обстоятельство имеет большое значение не только для практических целей поисково-разведочного дела и изучения процессов осадочного рудообразования, но и для понимания особенностей состава земной коры древнейших периодов.

Осадочные (стратиформные) месторождения черных и цветных металлов известны начиная с архейских образований. Древнейшими из известных являются, как рассмотрено в предыдущих главах, железистые кварциты Западной Гренландии в толще Ишиа (3760 млн. лет) и присутствующая в той же толще медная минерализация, приуроченная к "силикатной" и "карбонатной" фации железорудной формации. П. Аппель [Appel P.W.U., 1979] видит источник меди толщи Ишиа в подводных вулканических эксгальциях, но считает, что отложение ее происходило сингенетично на дне моря, так как единственным наблюдением, которое могло бы говорить в пользу эпигенетического отложения медных сульфидов, является наличие жил с вкрапленностью халькопирита, возникших при метаморфизме.

В архее же известны и стратиформные осадочные месторождения других металлов: свинца и цинка возраста 2700–2900 млн. лет в Северной Америке, Индии и Южной Африке, сурьмы и ртути (2950 млн. лет)

в Южной Африке, вольфрама (2750 млн. лет) в Южной Африке, меди (2750 млн. лет) в Центральной Африке. Протерозойские осадочные и вулканогенно-осадочные месторождения различных металлов отмечены уже на всех континентах.

Вполне естественно, что древние месторождения от архейских до палеозойских включительно подверглись метаморфизму, интенсивность проявления которого в общем случае (но отнюдь не всегда) возрастает с увеличением возраста месторождения, что, конечно, затрудняет выяснение особенностей осадочного процесса рудообразования в древнейшие эпохи докембрия. Тем не менее высказанные выше соображения об источниках рудного вещества фанерозойских месторождений могут быть справедливыми и для древнейших докембрийских образований. Идентичность источников рудного материала и условия проявления оруденения позволяют распространять выводы А.В. Сидоренко о принципиальном сходстве процессов осадочного литогенеза докембрия и фанерозоя также и на осадочные месторождения. Этот вывод может быть прослежен на примере медистых песчаников, образование которых установлено по крайней мере на протяжении 2650 млн. лет, а длительность сохранения условий рудообразования видна на примере железистых кварцитов, возникших в течение 3,5 млрд. лет.

Горизонты железистых кварцитов различного возраста приурочиваются к вулканогенно-осадочным или осадочным толщам при переменном относительном количестве вулканогенных и осадочных компонентов в первом случае. Вулканогенные компоненты представлены преимущественно основными разностями, а их положение в рудоносной толще может быть различным: они могут подстилать осадочные горизонты, включающие железистые кварциты, перекрывать их или переслаиваться с ними. Наличие вулканических пород в рудоносных толщах является главным и наиболее показательным аргументом в пользу представлений о вулканогенном источнике железа и кремнезема железистых кварцитов, и эти представления некоторые авторы распространяют и на железистые кварциты типа оз. Верхнего, в рудоносных толщах которых вулканогенные породы отсутствуют.

Ниже мы остановимся только на осадочных компонентах рудоносных толщ. В их состав входят как первично терригенные породы, так и "хемогенные" карбонатные и кремнистые горизонты, причем генезис последних не всегда решается однозначно и наличие в них обломочных зерен кварца отмечено для железистых кварцитов района оз. Верхнего [Mengel J.T., 1973 г.], района штата Орисса в Индии [Majumder T., Chakborty K.L., 1977 г.]. В железистых кварцитах последнего района обломочное происхождение, по мнению Т. Мажумдера и К.Л. Чакберти, имеет и часть магнетита, что согласуется с мелководностью этих отложений, в которых наблюдаются косая слоистость и трещины усыхания. Литологически сходные разности осадочных пород присутствуют в рудоносных толщах различного возраста.

Суперкрупные породы района Ишуа в Западной Гренландии, включающие железистые кварциты, подразделяются на пять главных

толщ (сверху вниз): кварцитов, амфиболитов, карбонатсодержащих кремнистых кристаллических сланцев, "гарбен-амфиболитов" и гипербазитов [Appel P.W.U., 1979]. Железистые кварциты приурочены к "кварцитовой" толще мощностью 1000 м, сложенной кварцитами, переслаивающимися с карбонатными слоями, железистыми кварцитами, тонкими слоями конгломератов и небольшим количеством амфиболитов, и к амфиболитовой толще, имеющей мощность также 1000 м и сложенной амфиболитами, переслаивающимися с горизонтами железистой формации, кварцитов и карбонатов. Часть кварцитов обеих толщ является метаморфизованными кремнями, часть может иметь обломочное происхождение. Среди амфиболитов различаются слоистые и массивные разновидности. Толща карбонатсодержащих кремнистых сланцев мощностью до 600 м включает немного гранатсодержащих слюдястых сланцев и весьма мощные валунчатые пласты, которые могут быть вулканическим агломератом или конгломератом. Валунки имеют риолитовый состав и включены в основную массу того же состава. "Гарбен-амфиболиты" рассматриваются как первично интрузивное образование, так же как и гипербазиты. Подстилаются они толщей гнейсов, железистых кварцитов среди которых нет. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Как видно из приведенного разреза, древнейшие из известных железистые кварциты приурочены к толще, включающей как карбонатные и кремнистые слои, возможно обязанные химическому осаждению, так и породы терригенного обломочного происхождения.

Сходные сочетания литологических разностей пород слагают осадочные рудоносные толщи в других регионах распространения железистых кварцитов, хотя, конечно, каждый регион имеет свои особенности. Карбонатные слои наряду с терригенными кластогенными и кремнистыми распространены в докембрийских рудоносных толщах Скалистых гор в США, Австралии и других регионов. Рифейские или раннепалеозойские железистые кварциты Малого Хингана вмещает толща терригенных пород с карбонатными, кремнистыми и брекчиевыми слоями.

Некоторые авторы отмечают изменение состава рудоносных толщ определенных регионов во времени. Так, по данным Н. Дж. Беукеса [Beukes N.J., 1973 г.], древнейшие месторождения Южной Африки, имеющие возраст свыше 2,7 млрд. лет, приурочены к толщам, существенно сложенным вулканическими породами, рудоносные толщи возраста от 2,3 до примерно 3,0 млрд. лет состоят преимущественно из кластических пород, а в составе толщ моложе 2,3 млрд. лет присутствуют карбонатные и карбонатно-марганцовистые отложения. Литологические ассоциации рудоносных толщ Австралии, по данным А.Ф. Трендалла [Trendall A.F., 1973 г.], также меняются во времени. Для толщ возраста 3,0—2,6 млрд. лет карбонатные породы не обычны, а кремнистые полосы маломощны. В противоположность этому в составе толщ, возраст которых около 2,0 млрд. лет, карбонаты являются важным компонентом, а кремнистые слои имеют различную мощность.

Такая эволюция литологического состава рудоносных толщ проявлена только в региональном масштабе и не распространяется на обще-

планетарные явления, как об этом свидетельствует сходство между литологическим составом архейских и рифейских толщ. Этот факт ставит вопрос: почему все же различаются особенности образования осадочных железных руд в докембрии и фанерозое? Некоторые авторы объясняют интенсивное (по их мнению) образование железных руд в раннем—среднем протерозое и структурно-текстурные особенности железистых кварцитов бескислородной атмосферой раннего докембрия и своеобразием гидросферы этого интервала времени. Ошибочность таких представлений очевидна. Прежде всего следует вспомнить, что, как показано выше, имеющиеся в настоящее время данные не дают основания предполагать, что в докембрии или в каком-то длительном отрезке его происходило особо интенсивное накопление осадочных железных руд в планетарном масштабе. Скорее можно полагать, что докембрийское рудонакопление происходило медленнее, чем позднефанерозойское.

В отношении формы проявления железа следует отметить, что кислородные минералы его образовывались уже в железистых кварцитах Гренландии, а в ранне- и среднепротерозойских месторождениях Кривого Рога и некоторых других районов наряду с магнетитом железо осаждалось в трехвалентной форме, что может свидетельствовать о наличии в атмосфере и в водах свободного кислорода. Кроме того, распространенность железистых кварцитов в образованиях возраста от раннего архея до среднего палеозоя показывает, что за этот интервал времени существенных изменений в содержании свободного кислорода и, может быть, в составе атмосферы и гидросферы не было или их состав (например, обогащенность углекислотой) не играл решающей роли в образовании железистых кварцитов.

Попутно целесообразно отметить, что геолого-минералогические особенности месторождений другой существенно докембрийской рудной формации — ураноносных и золотоносных конгломератов, нередко рассматриваемых как свидетельство бескислородной атмосферы докембрия, не могут служить доказательством отсутствия кислорода. Это относится к трактовке накопления в рудоносных конгломератах Витватерсранда окатанных зерен неокисленного пирита и уранинита. Среди существенно кварцитовых толщ, вмещающих конгломераты, распространены углеродистые черные сланцы, особенно богатые пиритом, свидетельствующие о возможном существовании в определенные моменты восстановительной обстановки. Кроме того, следует учитывать, что пирит является частым минералом россыпей, поскольку он представляет собой один из наиболее устойчивых против окисления сульфидов и легко поддается воздействию окисляющих агентов лишь при возникновении электролитических токов в полисульфидных агрегатах. Несостоятельность мнения, что железистые кварциты и золотоносные конгломераты свидетельствуют о бескислородности атмосферы в период их образования, более подробно рассмотрена Я.В. Сочавой [1969].

Таким образом, данные по железистым кварцитам и золотоносным конгломератам согласуются с представлениями тех исследователей [Geijer P., 1956; О возрасте..., 1969; Бгатов В.И., 1977 г., и др.], которые

не видят существенных различий в составе докембрийской и фанерозойской атмосферы и отмечают наличие свободного кислорода в последней уже в раннем докембрии. Е. Димрот и М.М. Кимберлей [Dimroth E., Kimberley M.M., 1976] рассмотрели вопрос о наличии кислорода в докембрийской атмосфере и также пришли к выводу, что на основе данных о распределении в осадках углерода, серы, урана и железа нет оснований предполагать существование бескислородной атмосферы в какой-либо период образования осадочных пород.

При выяснении причин специфической приуроченности железистых кварцитов к докембрию необходимо учитывать, что они не являются единственным типом осадочных железорудных концентраций этого периода. Значительное распространение в докембрии имеют вулканогенно-осадочные и первично оолитовые морские руды, которыми по простиранию сменяются некоторые горизонты железистых кварцитов, как это имеет место, например, в крупном вулканогенно-осадочном месторождении Кируна [Формозова Л.И., 1968 г.]. Известны в докембрии экзогенные месторождения железных руд, отличные от железистых кварцитов, вулканогенно-осадочного, оолитового и других типов, такие как магнетитовые залежи докембрийской (?) коры выветривания на железистых кварцитах КМА, железорудные месторождения Тирлянского, Комарово-Зигазинского и Белорецкого районов западного склона Урала, месторождения Ангаро-Питского района Енисейского кряжа и др.

Несмотря на наличие в докембрии месторождений, сходных с фанерозойскими, в экзогенном рудообразовании железа намечается временная эволюция, одно из наиболее ярких свидетельств которой можно видеть в ограниченной распространенности железистых кварцитов, известные проявления которых в палеозое несравнимы по масштабам с докембрийскими. Отсутствие полосчатых железистых кварцитов в позднем палеозое, мезозое и кайнозое не находит пока удовлетворительного объяснения. Сравнительно слабая метаморфизованность молодых осадков не может быть причиной этого, так как и многие месторождения докембрия, как, например, Хинганское, некоторые месторождения района оз. Верхнего и другие, метаморфизованы слабо, в условиях не выше условий зеленосланцевой фации, но тем не менее руды их обладают характерной полосчатостью. Предполагать существование резкого изменения условий седиментации в среднем палеозое нет оснований, тем более что железистые кварциты образывались на протяжении 3,5 млрд. лет и нет убедительных оснований считать, что в последние 300 млн. лет существования земной коры их возникновение стало невозможным.

Дж. Е. О'Рурке [O'Rourke J.E., 1961] в ряде железорудных месторождений видит переходные типы от железистых кварцитов к оолитовым рудам, отмечая прогрессивное изменение в литологии железорудных толщ в Аппалачах. Общее изменение литологических особенностей железорудных месторождений, по мнению Дж. Е. О'Рурке, в настоящее время можно предположительно объяснить изменением тектонических условий. Можно также предположить, что трехсотмиллионнолетний период, в течение которого не возникали железистые кварциты, свидетель-

ствует лишь о временном отсутствии благоприятных для этого условий и не исключает возможности повторения таких условий в будущем.

Существенным проявлением эволюции осадочного образования железных руд являются марганцево-железистые конкреции океанического дна. На континентах руд подобного типа в ископаемом состоянии не обнаружено, и не исключена возможность, что в домезозойское время благоприятные условия для образования месторождений конкреций не возникали.

Об изменении условий образования осадочных сульфидных руд с большей или меньшей определенностью можно судить по данным о месторождениях медистых песчаников и полиметаллических месторождений в карбонатных и карбонатно-терригенных толщах. Одно из древнейших месторождений медистых песчаников — Удоканское, обладающее всеми главными особенностями молодого (вплоть до третичного) оруденения в пестроцветных толщах, имеет раннепротерозойский возраст (около 2,0 млрд. лет), и нет оснований считать, что по условиям своего образования оно принципиально отличалось от месторождений фанерозоя.

Возраст свыше 2,2 млрд. лет имеет оруденение в формации Лорэн Гуронской супергруппы на северном побережье оз. Гурон в провинции Онтарио [Pearson W.W., 1979 г.]. Здесь в пестроцветной терригенной толще полевошпатовых кварцитов, аргиллитов, алевролитов с небольшим количеством песчаников присутствуют халькопирит и пирит в виде вкрапленности, включений и изредка жил, образующих два крупных, но бедных по содержанию меди месторождения. Рудоносные породы представляют собой мелководные и частью флювиальные отложения регрессивной серии. На месторождении Стаг-Лейк вблизи основания рудоносной толщи присутствуют нодулы и жилы гипса и ангидрита. В перекрывающей породе Лорен формации Гордон-Лейк присутствие нодул ангидрита вблизи основания, по мнению У. Пирсона, возможно, указывает на образование в условиях типа "сабха".

В 1960 г. медная минерализация обнаружена в том же регионе в раннепротерозойской формации доломитов Копа.

Практически интересная концентрация меди в черносланцевых толщах, подобная месторождению Маунт-Айза (1750 млн. лет) и другим среднепротерозойским залежам Австралии, в фанерозое не имеет пока крупных промышленных представителей, но обогащенность различными металлами является характерной чертой черных сланцев и приуроченные к ним месторождения урана и золота имеют различный возраст. Более древние метаосадочные породы, несущие сульфидную, в том числе медную, минерализацию, изменены столь сильно, что первичный их облик достаточно ясно не устанавливается. Раннеархейское проявление медной сульфидной минерализации Западной Гренландии (3760 млн. лет) приурочено к метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще, вмещающей железистые кварциты. Медные руды здесь сложены халькопиритом, актинолитом или грюнеритом и магнетитом, причем количество халькопирита иногда вместе с пирротинном составляет от 40 до 70 % объема породы. Размеры зерен сульфидов, иногда ориентированных параллельно

слоистости, достигают 5 мм в длину. Мелкие зерна халькопирита образуют включения в зернах магнетита на расстоянии до 5 мм от границы магнетитовых и сульфидных слоев. Карбонатные фации железорудной формации содержат зерна магнетита с включениями халькопирита и графита, ориентированными параллельно полосчатости породы.

Сульфиды, в том числе медные, присутствуют и во многих других толщах железистых кварцитов различных регионов: в архейских месторождениях Канады, в сланцах железорудной толщи Кривого Рога, в толще Брокен-Хилл (Австралия). В месторождениях района оз. Верхнего (США) в железорудной толще имеются пласты тонкополосчатых черных углеродистых сланцев (углерода 7,28 %), содержащих от нескольких процентов до 75 % пирита, причем слои пирита иногда перемежаются с углеродистыми [James H.L., 1954 г.]. Черные сланцы, богатые пиритом, присутствуют в архейских толщах, вмещающих золотоносные конгломераты Витватерсранда.

Приведенные данные показывают, что синхронная сульфидная минерализация в осадочных породах, дающая промышленные месторождения, на протяжении всей геологически документированной истории земной коры происходила в сходных условиях. Она приурочивается главным образом к мелководным зонам крупных бассейнов, заполнявшихся за счет материала, приносимого водотоками с размываемой суши. Присутствие органического вещества в осадочных толщах всех возрастов позволяет считать, что осаждение металлов из вод бассейна и их изменение при процессах диагенеза происходило при участии продуктов биогенного происхождения, независимо от времени образования месторождения. О сходстве условий отложения и первичного преобразования сульфидов меди может говорить характерная минеральная зональность, одинаковая для месторождений раннего протерозоя (Удоканское месторождение), позднего протерозоя (месторождения Медного пояса Шабы—Замбии), позднего палеозоя (рудопоявления Мангышлака).

Преобладание среди медных сульфидов некоторых месторождений халькопирита, иногда являющегося единственным медным минералом, во многих случаях есть следствие метаморфизма соответствующих рудоносных толщ. Проявление гипса и ангидрита в рудоносных толщах ряда докембрийских месторождений может свидетельствовать об образовании их в условиях аридного климата, но распространенные представления о преимущественной концентрации в осадках меди, свинца и цинка в условиях аридного литогенеза, по-видимому, нуждаются в уточнении. Стратиграфическая сближенность осадочных месторождений меди и полиметаллов, особенно докембрийских, с толщами, вмещающими и осадочные железорудные залежи, а также с карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, не обнаруживающими признаков аридного литогенеза, позволяет предполагать, что многие месторождения могли образоваться и в условиях гумидного литогенеза. Примерами стратиграфической сближенности осадочных железорудных и сульфидных свинцово-цинковых или цинковых месторождений могут служить как образования докембрия (районы Франклин в Северной Америке, Бро-

кен-Хилл в Австралии, месторождения Саргинали штата Орисса в Индии), так и палеозоя (месторождения атасуйского типа).

Имеющиеся данные об особенностях разновозрастных стратиформных сульфидных месторождений в осадочных толщах не свидетельствуют о принципиальном изменении процессов литогенеза во времени. Большинство и медных, и полиметаллических месторождений приурочиваются к формационно и литологически сходным осадочным толщам, за исключением, может быть, океанических содержащих цветные металлы конкреций, не известных в палеозойских и более молодых образованиях. Исключительно молодыми осадочными концентрациями сульфидов, не имеющими представителей древнее карбона, являются пласты каменного угля, содержащие конкреции пирита.

Осадочные месторождения ртути, сурьмы, а также олова, вольфрама, молибдена, кадмия еще мало изучены, и обобщения по условиям их образования в настоящее время, очевидно, преждевременны.

Метаморфизм пород и метаморфогенное минералообразование проявлялись и проявляются в течение всей геологической истории земной коры, хотя и в разной степени. Некоторые авторы отмечают возрастную "эволюцию" метаморфизма, и, например, В.В. Хлестов [1970 г.] считает, что в раннем архее проявлен метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций, а более низкотемпературный метаморфизм фиксируется лишь в связи с наложенным позднейшим диафторезом. Эти особенности метаморфизма раннеархейских пород, по мнению В.В. Хлестова, могут быть объяснены повышенным геотермическим градиентом архея и отчасти большой глубиной эрозионного среза. Ю. Ир. Половинкина высказала мнение, что гранитизация является специфическим процессом раннего протерозоя, а до этого времени не проявлялась.

Приведенные представления В.В. Хлестова и Ю. Ир. Половинкиной дискуссионны, но интенсивность проявления метаморфизма во времени и в пространстве неодинакова. Породы архея и большей части протерозоя метаморфизованы (хотя и в различной степени) независимо от геотектонических условий их первичного образования, в то время как метаморфизм платформенных образований фанерозоя часто не достигает зеленосланцевой фации. Степень метаморфизма пород какого-либо района, от которой во многом зависит облик или даже появление месторождений тех или иных формаций, связана с историей геологического развития соответствующей провинции.

Метаморфические процессы, обусловившие образование метаморфических рудных месторождений, таких как пегматиты и грейзены, не обнаруживают принципиальных различий во времени, но некоторые метаморфические месторождения титана, урана известны только в докембрии. Они установлены в немногих, а частью и в единичных случаях, и поэтому судить по их особенностям об эволюционном изменении хода метаморфизма нельзя. Некоторые различия в метаморфизме метаморфизованных месторождений разного возраста в общем плане устанавливаются и для медистых песчаников, и для стратиформных свинцово-цинковых залежей в осадочных толщах. Однако интенсивность и фа-

циальность метаморфизма в каждом отдельном случае не обнаруживают обязательной связи с возрастом первичного оруденения и месторождения, метаморфизованные в условиях одной фации, могут иметь различный возраст, интенсивнее метаморфизованные залежи могут быть моложе менее метаморфизованных и т. д. Например, как уже упоминалось выше, пермские медистые песчаники Пурала практически не метаморфизованы, а пермские и триасовые проявления Мангышлака метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации; медные месторождения Удокана, имеющие возраст свыше 2,0 млрд. лет, метаморфизованы в меньшей степени, чем позднепротерозойские месторождения Медного пояса Шабы—Замбии, и т. д. Различная степень метаморфизованности разновозрастных месторождений хорошо иллюстрируется железистыми кварцитами Кривого Рога. Месторождения Саксаганской полосы этого района метаморфизованы в условиях зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации, а месторождения Желтореченской полосы — в условиях амфиболитовой фации.

Примерно такое же положение имеет место и для месторождений других формаций, что не позволяет наметить какую-либо эволюцию метаморфогенного рудообразования во времени, хотя в целом в высокотемпературных фациях в докембрии оно распространено значительно шире, чем в фанерозе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение эволюции рудообразования в истории земной коры представляет сложную проблему и приведенные в настоящей работе данные и соображения далеко не исчерпывают всех относящихся к ней вопросов. Тем не менее в предыдущих главах сделаны некоторые выводы, которые кратко можно суммировать следующим образом (рис. 12).

Концентрации всех металлов, достигающие размеров промышленных месторождений, возникали на протяжении по крайней мере двух-трех миллиардов лет, причем нижнюю границу возраста месторождений многих металлов по современным данным установить нельзя. Выделение планетарных эпох особо интенсивного накопления какого-либо металла или группы металлов на основе подсчета выявленных запасов руд может быть сделано лишь весьма ориентировочно.

Это ни в какой степени не относится к эпохам провинциального масштаба, поскольку меняющийся во времени характер геологического развития провинции обуславливает образование в соответствующие периоды месторождений, свойственных данному типу развития. Вполне понятное соответствие возраста месторождений какой-либо провинции времени ее геологического развития хорошо видно на рис. 1 — 10. На Австралийском, Африканском и других щитах месторождения имеют в основном докембрийский возраст; в пределах палеозойского складчатого пояса востока Австралии и в Тасмании — палеозойский; в пределах мезозойско-кайнозойских складчатых сооружений запада Северной и Южной Америки — мезозойский и кайнозойский и т. д. Осо-

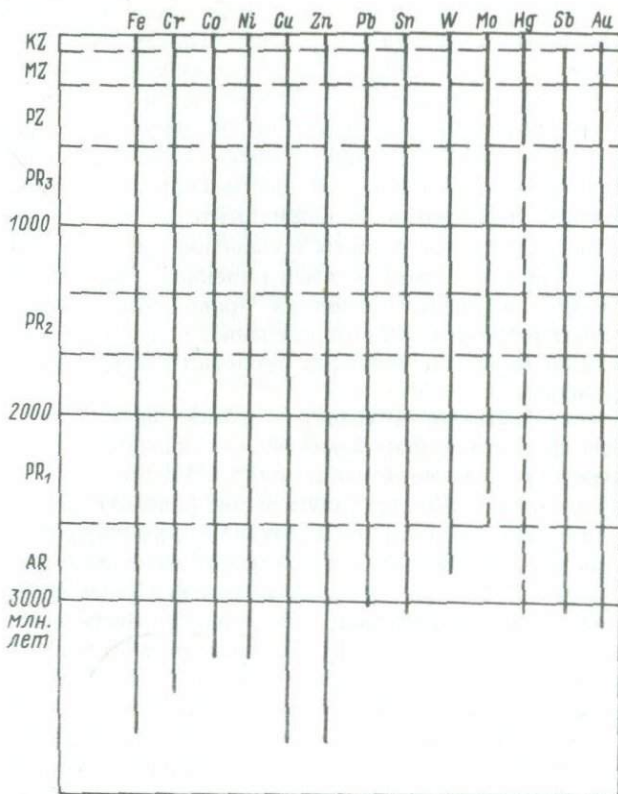


Рис. 12. Распространенность известных проявлений руд различных металлов во времени.

бенности металлогении каждой провинции зависят от геологической и геохимической специфики последней.

Проведенное рассмотрение временной распространенности рудных формаций свидетельствует о том, что не могут быть выделены и планетарные эпохи исключительного проявления определенных типов месторождений, так как большинство формаций имеет своих представителей среди образований самого различного возраста. Специфические месторождения, являющиеся по своим особенностям уникальными или относящиеся к малораспространенным во времени и пространстве формациям, не могут характеризовать эволюции рудообразования.

Месторождения любой распространенной формации неодинаковы, и каждое из них обладает своими индивидуальными чертами, которые могут обуславливаться различными причинами, и в том числе возрастом минерализации. Сопоставление разновозрастных месторождений одной формации может быть использовано для выяснения эволюции рудообразования во времени. Соответствующие исследования проводились

многими авторами, и некоторые данные отмечены в предыдущих главах. Однако имеющихся сведений совершенно недостаточно для получения более или менее определенной картины эволюции рудообразования, тем более что критерии различения возрастных и провинциальных особенностей месторождений не выработаны. Вариации в ассоциациях различных месторождений не характеризуют возрастных особенностей металлогении рудных районов, так как металлогения разновозрастных провинций также неодинакова. Одним из факторов, определяющих набор формаций, месторождения которых проявлены в пределах того или иного региона, является, вероятно, наследственность минерализации, благодаря которой в одной провинции проявляются разновозрастные и разнотипные рудные залежи определенного металла. Такое явление имеет место во многих провинциях различного возраста от докембрия до мезо-кайнозоя.

В районе Таймминс (Канада) известны медные месторождения колчеданной формации, формации медно-никелевых сульфидных руд в серпентинитах и медно-порфировых руд [Middleton R. S., Pyke D. R., 1970 г.]. В Карнатаке (Индия) Радхакришна [Radhakrishna, 1974 г.] различает пять типов медных месторождений, ассоциированных с: 1) гипербазитами; 2) кварцитами и кристаллическими сланцами раннедарварского возраста; 3) рассланцованными зонами в зеленокаменных сланцах вулканогенных ассоциаций; 4) "гидротермальными" жилами; 5) крупными сбросовыми зонами. На Урале установлены ордовикские месторождения типа медистых сланцев (Северный Урал), месторождения колчеданной и скарновой формаций силурийского и девонского возраста, незначительные карбоновые рудопроявления типа медно-порфировых руд, пермские медистые песчаники Западного Приуралья и отдельные месторождения других формаций, иногда достаточно крупные (Волковское месторождение).

На территории Монголии среди многочисленных месторождений и рудопроявлений олова и вольфрама имеются проявления касситерита вместе с пироклором, колумбитом и танталитом в амазонит-альбитовых гранитах позднего триаса — ранней юры. Рудопроявления небольшие, но могут служить источником касситерита россыпей. Распространены оловоносные и частью вольфрамоносные пегматиты мезозойского и, возможно, частью палеозойского возраста, также являющиеся источником касситерита россыпей. Незначительные по размерам скарновые олово- и реже вольфрамсодержащие месторождения магнетита и полиметаллов имеют мезозойский и, по-видимому, также палеозойский возраст. Наиболее распространены месторождения грейзеновой и кварцевожильной формаций, в рудах которых обычно присутствуют в переменных количествах как оловянные (касситерит), так и вольфрамовые минералы. Граниты, с которыми связывают грейзеновые месторождения, относятся к двум разновозрастным комплексам: поздне триасовому — раннеюрскому и средне- и позднеюрскому. Установлено также наличие месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, в которых касситерит ассоциирует с комплексом различных сульфидов.

На Малом Кавказе распространены медные месторождения двух формаций: колчеданной и медно-порфировой. Месторождения разделены в пространстве и во времени: колчеданные имеют главным образом позднеюрский, меловой и эоценовый возраст, а медно-порфиновые — эоцен-миоценовый и лишь частью мезозойский [Магакьян И.Г., 1969].

Различия в металлогении разновозрастных провинций могут обуславливаться и отмечаемым многими авторами большим разнообразием месторождений более молодых геологических эпох. Это разнообразие наиболее ярко проявляется в распространенности жильных и жильообразных месторождений, залегающих среди пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и более низкотемпературных фаций. Однако весьма вероятно, что небольшое распространение таких месторождений в докембрии объясняется не временной эволюцией рудообразования, а рассеиванием низкотемпературных минеральных ассоциаций при метаморфизме, проходящем в условиях более высокотемпературных фаций.

Некоторым показателем в этом отношении могут явиться золоторудные кварцевые жилы, распространенные от нижнего докембрия до кайнозоя и сохраняющиеся с древнейших времен благодаря слабой подвижности слагающих их компонентов. Наличие среди фанерозойских образований месторождений выветривания и россыпей, трудно распознаваемых среди метаморфизованного докембрия, также увеличивает разнообразие молодых месторождений.

Общие особенности металлогении докембрия в значительной степени объясняются метаморфизмом его образований. Осадочные месторождения уже в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма подвергаются значительным изменениям, а в условиях амфиболитовой фации они приобретают все характерные черты эндогенных месторождений. Во многих случаях осадочная минерализация, по-видимому, полностью или частично рассеивается, и следами ее, возможно, является часто наблюдаемая в докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах бедная вкрапленность сульфидов. На эндогенных месторождениях метаморфические изменения сказываются в меньшей степени. При метаморфизме могут возникать и новые метаморфогенные месторождения, частью относящиеся к тем же рудным формациям, что и фанерозойские (пегматиты, грейзены, стратиформные скарновые месторождения). Метаморфические изменения могут проявиться и в сглаживании характерных первичных особенностей месторождений, приводящем их к виду, соответствующему образованиям определенных фаций метаморфизма.

Высказываемое иногда мнение о влиянии на металлогенический облик того или иного района глубины его эродированности справедливо лишь для конкретных площадей, независимо от их геологического возраста, но отмеченных особенностей докембрийских месторождений не объясняет.

За одно из проявлений эволюции рудообразования во времени иногда принимается усложнение минералогического состава руд с уменьшением возраста месторождений. С обоснованностью такого

мнения согласиться нельзя. Как показывают наблюдения, сложность минералогического состава месторождений возрастает при повышении степени их метаморфизма по крайней мере до наиболее высокотемпературных подфаций амфиболитовой фации. Это хорошо иллюстрируется богатой и разнообразной минералогией жил альпийского типа, проявленных в рудных залежах. Число минералов в таких жилах всегда больше, чем в рудных телах (или породах), в которых они возникают, причем в метаморфических залежах или минеральных скоплениях нередко образуются минералы тех металлов, которые присутствуют в месторождениях лишь в аксессуарных количествах. Такое явление имеет место во многих даже слабо метаморфизованных осадочных месторождениях цветных металлов. Например, в пермских песчаниках Мангышлака в числе метаморфических минералов установлены арсенопирит, доноит, не встреченные в пластовых залежах; в протерозойском Медном поясе Шабы — Замбии особенно большим количеством, частью своеобразных, метаморфических минералов обладает месторождение Шинколобве, руды которого содержат уранинит, настуран, зигенит, вазсит, каттиерит, иногда содержащие до 11 — 19% селена (селеновазсит и селенокаттиерит), умангит, пентландит, халькопирит, борнит и другие сульфиды.

В метаморфических жилах колчеданных залежей Урала халькопирит и блеклая руда присутствуют в значительно больших количествах, чем в массивных колчеданных рудах. В шведском докембрийском колчеданном месторождении Болиден установлено свыше 60 различных минералов, в скарновом марганцевом месторождении Лангбан (Швеция) свыше 400 (предполагается, что составляющие некоторых минералов привнесены извне в ранее образованные залежи), а в первично осадочном цинково-марганцевом месторождении Франклин (США) — более 230. Богаты минералами среднепротерозойские свинцово-цинковые руды месторождения Брокен-Хилл (Австралия), оловянно-вольфрамовые руды некоторых докембрийских грейзеновых месторождений и многие другие.

Можно сделать общий вывод, что минералогическое богатство руд не зависит от возраста месторождений, а является функцией геолого-геохимических особенностей региона их нахождения и тех метаморфических изменений, какие испытали рудные залежи после их первичного образования.

Близкое сходство разновозрастных месторождений многих формаций, возникавших на длительном интервале времени, свидетельствует и о малом изменении геологических условий рудообразования от раннего протерозоя (или архея) до кайнозоя. Очевидно, интервал времени 3,0 — 3,5 млрд. лет слишком мал для принципиального изменения хода рудообразующих процессов, относительно хорошо устанавливаемого лишь для экзогенного пороодообразования в позднем рифе — фанерозое.

Изложенные в предыдущих главах материалы позволяют сделать некоторые практические выводы. При прогнозных построениях следует считаться с возможностью нахождения промышленно интересных прояв-

лений всех металлов среди образований всех возрастов. Представления о существовании планетарных эпох, особо или даже исключительно благоприятных для формирования месторождений определенного металла или металлов, не имеют большого значения для прогнозирования, а в некоторых случаях могут привести даже к ошибочным выводам.

В предыдущих главах уже отмечалось, что действительная или предполагаемая преимущественная приуроченность проявлений руд какого-либо металла к образованиям определенной эпохи отнюдь не исключает возможности нахождения месторождений того же металла, возникших в любую другую эпоху.

В противоположность представлениям о планетарных эпохах фактические данные о периодах образования месторождений в конкретных регионах имеют огромное и теоретическое и практическое значение, помогающее выяснять закономерности размещения месторождений и обоснованно выделять перспективные для поисков площади.

Большое значение для прогнозных оценок и для проведения поисков имеет знание распространенности определенных рудных формаций во времени, позволяющее использовать металлотекты, установленные для данной формации в хорошо изученных районах, для оценки и направления поисков в слабо обнаженных районах, а также в областях интенсивного проявления метаморфизма. Метаморфические изменения месторождений, даже происходящие в условиях высокотемпературных фаций, во многих случаях не маскируют полностью первичных особенностей месторождений и не уничтожают их металлотектов. Поэтому подходить к перспективной оценке рудоносности докембрийских образований с совершенно иных позиций, чем образований фанерозоя, нецелесообразно. Однако необходимо, конечно, учитывать особенности докембрийской металлогении (наличие метаморфических месторождений и месторождений непроявленных или мало проявленных в фанерозое формаций и общий метаморфизм всех образований, требующий расшифровки их дометаморфических особенностей). Сказанным определяется большое значение дальнейшего изучения метаморфизма рудных залежей и метаморфогенного рудообразования.

Вместе с тем весьма существенным представляется выяснение различий разновозрастных месторождений одной формации.

Детальное изучение эволюции рудообразования должно производиться на фоне выяснения развития других сторон строения земной коры, а имеющиеся в этом отношении сведения, даже касающиеся осадочного литогенеза, еще недостаточно полны и во многом дискуссионны. Для выяснения провинциальных факторов различия месторождений одной формации нужны дальнейшие исследования по геологическому развитию отдельных регионов и геотектоническому положению зон распространения месторождений той или иной формации.

Несмотря на еще недостаточную изученность эволюции рудообразования, имеющиеся в настоящее время данные, частично изложенные в настоящей работе, при правильном их использовании могут оказаться полезными при металлогенических исследованиях, обобщениях и прогнозах.

СПИСОК МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ РАЙОНОВ, ПОКАЗАННЫХ НА рис. 1-10, И ПРИНЯТЫЙ ВОЗРАСТ ОРУДЕНЕНИЯ

Медь (рис. 1,2)

1. Папуа – Новая Гвинея, эоцен – миоцен
2. Бон и др. (Индонезия), поздний мел – миоцен
3. Новая Каледония, дозоцен
4. Инсизва и др. (Южная Африка), поздняя пермь – триас
5. Норильский район, триас
6. Тасмания, средний кембрий
7. Миннесота (США), 1200–1000 млн. лет
8. Норвегия, 1160–1050 млн. лет, каледонский
9. Кокчетавский массив, палеозой (на рисунке не показан)
10. Телккяла (Финляндия), 1820 млн. лет
11. Воронежский кристаллический массив, 1650 млн. лет
12. Сёдбери (Канада), 1889 ± 136 млн. лет
13. Печенга, 2090–1860 млн. лет
14. Бушвелд, 1950 ± 100 млн. лет
15. Северное Прибайкалье, 778–730 млн. лет
16. Пикве, Селиб (Ботсвана), 2660 млн. лет
17. Лин-Лейк и др. (Канада, Манитоба), 2045–1705 млн. лет
18. Западная Австралия, более 2667 млн. лет
19. Кеп-Смит (Канада), 1800–1700 млн. лет
20. Стиллуотер (США, Монтана), 3200–2700 млн. лет
21. Гордон-Лейк (Канада), 2800–2750 млн. лет
22. Мончетундра, 2900 ± 200 млн. лет (?)
23. Район Эмпресс (Зимбабве), 3300–2950 млн. лет
24. Новые Гебриды и Соломоновы острова, плиоцен-четвертичный
25. Каприюза (Центральное Перу), третичный
26. Хал-Халское (Азербайджан), палеоген
27. Корейский п-ов, мел
28. Север Сибирской платформы, пермь – триас
29. Новая Земля, силур, ранний девон
30. Кайбын (Горная Шория), ранний кембрий
31. Мичиган (США), 1640–880 млн. лет
32. Район Каппермайн (Канада), 1200 млн. лет
33. Чили, третичный ($56,6 \pm 2,6$ млн. лет, до $3,92 \pm 0,10$ млн. лет)
34. Перу, мел
35. Аргентина, поздний карбон – ранняя пермь, миоцен – плиоцен ($9,77 \pm 0,24$ млн. лет.)
36. Антильские острова, эоцен
37. Панама, постплиоцен
38. Медный пояс Аризоны (США), 72 млн. лет, неоген
39. Саиндак и др. (Пакистан), третичный (20,8–19,0 млн. лет)
40. Бугенвиль, плиоцен ($3,4 \pm 0,3$ млн. лет)
41. Марканнер (Филиппины), миоцен
42. Тайвань, палеоген

43. Чжунтяошань (Китай), поздний протерозой
44. Папуа – Новая Гвинея, плейстоцен (1,2–1,1 млн. лет)
45. Рокхемптон (Восточный Квинсленд), 250 млн. лет (?)
46. Тасмания, поздний палеозой или мезозой
47. Район Каненеа (Мексика), третичный (55–54 млн. лет)
48. Олойская зона (Западная Чукотка), поздний мел
49. Папуа – Новая Гвинея, 5–1,1 млн. лет
50. Забайкалье, средняя юра
51. Эрдентуанобо (Северная Монголия), 215–226 млн. лет
52. Бор и др. (Югославия), пермь – поздний мел
53. Армения, поздняя юра – поздний мел
54. Новый Южный Уэльс, ранний силур
55. Британская Колумбия (Канада), триас – юра
56. Сар-Чешна и др. (Иран), палеоген
57. Медет (Болгария), средняя юра
58. Бошекуль, ранний кембрий
59. Коунрад и др. (Северное Прибалхашье), средний карбон – ранняя пермь
60. Алмалык и др. (Средняя Азия), ранний карбон
61. Тургай, карбон
62. Коксай (Казахстан), карбон
63. Эвандаль (США, Аппалачи), 395–346 млн. лет
64. Маринер, Сойлли (США, Аппалачи), 580 млн. лет
65. Ланг-Лейк (Канада, Онтарио), не менее 2500 млн. лет
66. Северо-Западные территории (Канада), 1800–1200 млн. лет
67. Район Бэтчевана (Канада), 1100 млн. лет
68. Район Моногага (Западная Африка), 2500 млн. лет
69. Бьютт (США, Монтана), 78–70 млн. лет
70. Кулука (Соломоновы острова), 8 млн. лет
71. Аргентина, третичный
72. Кафанское (Армения), поздняя юра
73. Филиппины, поздний мел – палеоцен
74. Магма (Аризона), поздний мезозой – ранний кайнозой
75. Новая Земля, силур – девон
76. Чатыркольское (Казахстан), поздний палеозой
77. Рудное поле Хордхэмпток (Западная Австралия), 2700 млн. лет
78. Район Слиманабада (Индия), более 2600 млн. лет
79. Район О'Окиер (Южная Африка), 1110 млн. лет
80. П-ов Корнуолл (Великобритания), посткембрий
81. Филиппины, миоцен
82. Масонвелли (Невада), юра
83. Бисби (Аризона), мезозой – третичный
84. Турьинские рудники, средний – поздний девон
85. Меднорудянк (Урал), поздний силур – ранний девон
86. Гумшевское (Урал), девон (?)
87. Бор (Югославия), третичный
88. Тасмания, средний – поздний палеозой
89. Саяк (Казахстан), поздний палеозой
90. Минусинские месторождения, ранний силур
91. Карамазар, поздний палеозой
92. Клифтон-Моренси (Аризона), третичное
93. Куроко (Япония), миоцен – четвертичный
94. Район Салат (Филиппины), средний миоцен
95. Кипр, мел
96. Эрганимаден (Турция), поздний мел – эоцен
97. Кюре (Турция), ранний мел
98. Группа месторождений Кампо-Морадо (Мексика), ранний мел
99. Вулкан Ла-Фосса (о-в Эолиан, Тирренское море), современный

100. Шамлуг и др. (Закавказье), средняя–поздняя юра
101. Тандзит, Чебуклы (Закавказье), эоцен
102. Мэм (Гаити), поздний мел
103. Южный Аляскинский кряж (Аляска), триас – юра
104. Британия (Канада), юра
105. Алаверди (Закавказье), поздняя юра
106. Куба, третичный
107. Албания, юра
108. Северный Кавказ, ранний девон, ранний карбон, ранняя и средняя юра
109. Пышминское (Урал), ранняя пермь (?)
110. Китай, карбон
111. Район Рио-Тинто (Испания), силур – ранний карбон
112. Имени XIX Партсъезда (Урал), средний девон
113. Средний Урал, силур – девон
114. Белоусовское и др. (Алтай), девон
115. Енисейский кряж, 1300–1100 млн. лет, 1060–850 млн. лет
116. Сибайское (Южный Урал), ранний девон
117. Гайское (Южный Урал), ранний – средний девон
118. Маунт-Файель (Тасмания), средний девон
119. Япония, ранний палеозой, карбон–пермь, поздняя юра – ранний мел
120. Маунт-Морган и др. (Австралия, Квинсленд), поздний девон
121. Венесуэла, средний палеозой
122. Нотр-Дам, Иорк-Харбор (Ньюфаундленд), ордовик, силур
123. Швеция, каледонский
124. Салаир, кембрий
125. Маинское (Западный Саян), кембрий
126. Роммельсберг (ФРГ), девон
127. Акбасту, Кусмурун (Казахстан), ордовик
128. Норвегия, кембрий, силур
129. Кабанская группа (Урал), ордовик (?)
130. Энвиль (Канада, Юкон), ранний ордовик, кембрий
131. Карibu (Канада, Квебек), ордовик
132. Дель-Оро (Мексика), палеоген
133. Приска (Южная Африка), 1250 млн. лет
134. Виханти (Финляндия), 2000–1800 млн. лет
135. Карелия, 1864 ± 100 млн. лет
136. Район Флин-Флон (Канада), 1900–1780 млн. лет
137. Аризона, Олд-Дайк (США), 1800 млн. лет
138. Пеликан-Ривер и др. (США, Висконсин), 1830 млн. лет
139. Район Скелефте (Швеция), 1800 млн. лет (ремобилизация 1767–1737 млн. лет)
140. Норанда (Канада, Квебек), 2500 млн. лет
141. Оутокумпу (Финляндия), 2250 млн. лет
142. Джером (США, Аризона), 2200 млн. лет
143. Район Матагами (Канада), 3500–2500 млн. лет
144. Болиден (Швеция), 2900–1900 млн. лет
145. Читрадурга (Индия), 2500 млн. лет
146. Илькванг (Корейский п-ов), 81 млн. лет
147. Район Саквилл (Канада), миоцен
148. Балео (Мексика), неоген
149. Корокоро (Боливия), палеоген
150. Наукат (Средняя Азия), неоген
151. Северная Испания, ранний триас
152. Индонезия, третичный
153. Кугитанг (Туркмения), ранний мел
154. Габон, Ангола, ранний мел
155. Марокко, ранний мел
156. Алжир, кембрий, ордовик, пермь, триас

157. Сьерра-Наро (Чили), поздний мел
158. Плато Колорадо (США), триас, юра
159. Болгария, триас
160. Новый Южный Уэльс, триас
161. Сычуань, Южный Юнань, Гуйчжоу (Китай), триас
162. Район Донали (Аляска), триас
163. Южный и Центральный Канзас, пермь
164. Район Крета (Юго-Западная Оклахома), пермь
165. Юго-Запад Сибирской платформы, поздний протерозой, кембрий
166. Пионермаунтин (Айдахо), карбон
167. Мансфельд (ГДР), ранняя пермь
168. Гроздецкая мульда (Польша), пермь
169. Центральный Казахстан, пермь
170. Мангышлак, пермь – триас
171. Донбасс, пермь
172. Западное Приуралье, пермь
173. Джекказган, карбон
174. Бетпак-Дала, девон
175. Франция, девон
176. Минусинские котловины, девон
177. Пайн-Пойнт (Канада), поздний девон
178. Израиль, кембрий
179. Ленский район, кембрий – ордовик
180. Северный Урал, ордовик
181. Великобритания, ордовик (силур)
182. Алданский щит (западная часть), 2000 ± 100 млн. лет
183. Система Аделанида (Южная Австралия), ранний кембрий
184. Момбаша-Дом (Центральная Африка), поздний протерозой
185. Медный пояс Шабы – Замбии, 600 млн. лет
186. Западная Австралия, 650 млн. лет
187. Сетте-Дабан (Якутия), средний – поздний девон
188. Бурра-Бурра (Южная Австралия), поздний протерозой, ранний палеозой
189. Еленовское (Урал), ранняя пермь
190. Волковское (Урал), силур (?)
191. Район Кобар (Новый Южный Уэльс), силур
192. Аппалачи, 2300 млн. лет
193. Серия Белт (США), 1100 млн. лет
194. Маунт-Айза, 1650 млн. лет
195. Уайт-Пайн (США), 1100 млн. лет
196. Норвегия (фальбанды), поздний протерозой
197. Система Луфубу (Замбия), 2750 млн. лет
198. Удокан, 2000 млн. лет
199. Тайвань, третичный
200. Район Уайтвлей (Юго-Западная Африка), поздний протерозой
201. Восточная Индия, докембрий
202. Район Рам-Джангл (Северная Австралия), 1960 млн. лет
203. Пумеб (Юго-Западная Африка), ранний кембрий
204. Маунт-Пэнтер (Австралия), 650–500 млн. лет
205. Мосабони (Индия), 2100–1900 млн. лет
206. Район Кенникотт (Аляска), карбон, триас
207. Палабора (Южная Африка), 2000 млн. лет
208. Ор-Ноб (США, Аппалачи), 1200–1120 млн. лет
209. Мессина (Южная Африка), 2690 ± 60 млн. лет
210. Новый Южный Уэльс, ордовик
211. Район Лахла (Новый Южный Уэльс), средний девон
212. Салливан (Канада), 1460–1170 млн. лет
213. Островной пояс (Канада), средняя юра
214. Норанда (Канада, Квебек), 3250 млн. лет
215. Караби (Бразилия), докембрий (?) (на рисунке не показан)
216. Ишия (Западная Гренландия), 3760 млн. лет

Свинец и цинк (рис. 3, 4)

1. Тунис, Алжир, юра, поздний мел, эоцен, миоцен
2. Трускавец, миоцен
3. Район Ум-Гейч (Египет), миоцен
4. Тайшу (Япония), третичный
5. Иокундж (Таджикистан), поздний мел
6. Иран, Афганистан, палеоген
7. Сьерра-де-Картогена (Испания), миоцен
8. Эль-Потоси и др. (Мексика), ранний мел
9. Гватемала, ранний мел
10. Формация Реосин (Испания), ранний мел
11. Габон, ранний мел
12. Касабланка (Перу), мел
13. Горная Осетия, юра
14. Лавериум (Греция), юра (?), мел
15. Северный Неgev (Израиль), юра
16. Центральный Иран, мел
17. Туисит, Бу-Беккер (Марокко), триас – палеоген
18. Нейкен (Аргентина), юра
19. Филизчай (Азербайджан), ранняя юра
20. Санкт-Вейт (Австрия), триас
21. Формация Райбл (Италия), триас
22. Силезия, ранняя пермь (ранний триас)
23. Лершантье и др. (Франция), триас
24. Кугитанг (Туркмения), юра
25. Боровице (Югославия, Босния), триас
26. Хребет Стара Планина (Болгария), триас – юра
27. Северо-Восток штата Вашингтон (США), средний кембрий, средняя юра
28. Центральная Гватемала, пермь
29. Маубах, Меттерних (ФРГ), триас
30. Мансфельд (ГДР), пермь
31. Донбасс, пермь
32. Юго-запад штата Миссури (США), ранний карбон
33. Киргизия, ранний девон, карбон
34. Джебказган, поздний карбон
35. Верхоянье, ранний карбон
36. Бельгия, карбон
37. Гейс-Ривер (Канада, Новая Шотландия), ранний карбон
38. Центральная Ирландия, ранний карбон
39. Иллинойс, Кентукки (США), девон – карбон
40. Парк-Сити (США, Юта), карбон, пермь
41. Нью-Мексико (США), карбон
42. Вестфалия (ФРГ), карбон
43. Пеннины (Англия), карбон
44. Воронежская антеклиз, карбон – девон
45. Ивановское (Южный Урал), девон
46. Эликах, Дуна (Северный Иран), пермь
47. Рудные горы, карбон
48. Те-Диен (Индокитай), девон
49. Успенская зона (Казахстан), девон
50. Сумсарское, девон
51. Джайрем (Казахстан), девон
52. Ак-Джал (Центральный Казахстан), девон
53. Кызыл-Тас (Казахстан), девон
54. Ушкаты (Казахстан), девон
55. Пайн-Пойнт (Канада), средний девон (275 ± 250 млн. лет)

56. Оби-Тауз (Марокко), герцинский
57. Западная Австралия, девон
58. Каратау (Казахстан), девон – карбон
59. Сардиния, кембрий – силур
60. Матильда (Боливия), силур
61. Маунт-Блек (Австралия, Новый Южный Уэльс), поздний силур
62. Новая Земля, силур
63. Саурайское и др. (Полярный Урал), ордовик
64. Лейк-Джордж (Австралия), ордовик
65. Верхняя Миссисипи (США), ордовик
66. Юго-Западный Хубей (Китай), ордовик
67. Западный Хунан (Китай), ордовик
68. Камиоки (Япония), ордовик
69. Маскот – Джефферсон-Сити (США, Теннесси), ордовик
70. Джунгарский Алатау, ордовик
71. Ленский район, ордовик
72. Вайгач, ордовик
73. Пай-Хой, ордовик
74. Район Курбинский (Бурятия), ранний кембрий
75. Монарх (Канада), кембрий
76. Юго-Восток штата Миссури (США), средний кембрий
77. Подкаменная Тунгуска, кембрий, ордовик
78. Скалистые горы (Канада), кембрий, силур, девон, карбон
79. Сардана, Уруй (Якутия), венд – кембрий (?)
80. Тинтик (США, Юта), ранний кембрий – поздний карбон
81. Аустинвилл (США, Виргиния), ранний ордовик
82. Вашингтон (США), средний кембрий
83. Ашлар-Хукуй (Аргентина), кембрий
84. Сент-Салви (Франция, Центральный массив), кембрий
85. Абенабад (Юго-Западная Африка), 790 млн. лет
86. Большое Невольничье озеро (Канада), девон
87. Д'Анвилль (Канада), поздний протерозой – кембрий
88. Восточный Алдан, кембрий
89. Кадаинская свита и др. (Восточное Забайкалье), поздний протерозой, кембрий
90. Цумб (Намбия), кембрий
91. Нигерия, мел
92. Шикоушань (Китай, Центральный Хунань), пермь, карбон
93. Белокаанское рудное поле (Кавказ), ранняя–средняя юра
94. Северный Фриндерс-Рейндж (Австралия), кембрий
95. Кужинское (Башкирия), ранний–средний рифей
96. Балтъюрт (Башкирия), поздний рифей
97. Холоднинское (Северное Прибайкалье), протерозой
98. Аршинское (Башкирия), поздний протерозой
99. Чизл-Лейк (Канада), докембрий (на рисунке не показан)
100. Франклин (США, Нью-Джерси), протерозой
101. Горевское (Енисейский край), 900 млн. лет
102. Кипуши (Медный пояс Шабы–Замбии), 650 млн. лет
103. Брокен-Хилл (Зимбабве), 660 млн. лет
104. Завар (Индия), 1550 млн. лет
105. Маунт-Айза (Австралия), 1650 млн. лет
106. Салливан (Канада), 1350 млн. лет
107. Брокен-Хилл (Австралия), 1650 млн. лет
108. Сарджинали (Индия, Орисса), 1550 млн. лет
109. Верхняя Вольта, 2000 млн. лет
110. Скалистые горы (Канада), средний и поздний протерозой, ранний карбон
111. Мак-Артур (Австралия, Северная территория), 1800 млн. лет

112. Джордж-Лейк (Канада, Саскачеван), 2210 млн. лет
113. Как-Тус, Кве-Кве (Южная Африка), архей
114. Индия, архей
115. Анабарский массив, венд
116. Район Мпанда (Танзания), поздний архей
117. Восточные Родопы (Болгария), докембрий и палеоген
118. Алтын-Топкан и др. (Таджикистан), карбон
119. Дальнее, поздний мел – палеоген
120. Трепча (Югославия), третичный
121. Восточный Карамазар, пермь
122. Садон и др. (Северный Кавказ), юра
123. Район Кер-Д'Ален (США, Айдахо), поздний мел – палеоген, протерозой (?)
124. Ред-Клифф (США, Колорадо), карбон
125. Бингхем (США, Юта), третичный (38,8–36,6 млн. лет)
126. Кутум (Судан), 1100 млн. лет
127. Район Мпанда (Танзания), архей
128. Меген (ФРГ), девон
129. Алтай, девон
130. Хандиза (Таджикистан), ранний карбон
131. Салаир, кембрий
132. Хатойское (Якутия), венд (?)
133. Раммельсберг (ФРГ), девон
134. Оркмед (Шотландия), девон (?)
135. Восточный Саян, девон
136. Старджен (Канада, Абитиби), 3500–2600 млн. лет
137. Флин-Флон (Канада), 2600 млн. лет
138. Мексика, 59,9–59,1 – млн. лет
139. Таборное (Западное Прибайкалье), поздний протерозой
140. Озерное (Северное Забайкалье), кембрий (?)
141. Район Геннамара и др. (Сардиния), поздний карбон
142. Район Тара (Ирландия), ранний карбон
143. Виханти (Финляндия), 2000–1800 млн. лет
144. Дербишир (Англия), ранний карбон
145. Район Дактуан (США, Теннесси), докембрий
146. Мурманское побережье (Кольский полуостров), рифей – палеозой
147. Дариба (Индия, Раджастхан), архей
148. Намаминское (Бурятия), кембрий
149. Район Маккензи (Канада), архей
150. Южная Африка, 3500 млн. лет
151. Фаро и др. (Канада, Центральный Юкон), кембрий
152. Борборема и др. (Бразилия), поздний протерозой
153. Район Ледвилл (США, Колорадо), ордовик – ранний карбон
154. Питкьярвта и др. (Северное Приладожье), средний протерозой
155. Карсикумпу (Финляндия), 1800 млн. лет
156. Норхемптон (Западная Австралия), архей
157. Такаринга (Австралия, Новый Южный Уэльс), протерозой
158. Булмал (Австралия, Северная территория), протерозой
159. Район Эдиакара (Южная Австралия), поздний протерозой, ранний палеозой
160. Район Босс-Хол-Бор (Центральная Австралия), поздний кембрий
161. Район Жервуа-Рейндж (Австралия, Квинсленд), средний протерозой (?)
162. Район Бактаун (Австралия), ранний протерозой
163. Район Бильбао (Мексика), миоцен
164. Район Пулакайо (Боливия), третичный
165. Сан-Кристоваль и др. (Перу), мезозой – третичный
166. Мантандер (Перу), мезозой
167. Пшибрам (Чехословакия), ордовик (?)
168. Болиден (Швеция), 2900–1900 млн. лет

169. Сихотэ-Алинь, третичный
170. Текели (Казахстан), 890 млн. лет
171. Ньюжаундленд, силур
172. Сан-Жуан (США, Колорадо), 22,5 млн. лет

Олово (рис. 5, 6)

1. Монголия, 217–210 млн. лет, 130 млн. лет
2. Калбинский хребет, поздний карбон – ранняя пермь
3. Нигерия, 900–850 млн. лет, поздний протерозой – кембрий, юра
4. Бразилия, докембрий – ранний палеозой
5. Конго, 1400 млн. лет
6. Манитоба (Канада), докембрий
7. Северо-Западные территории (Канада), докембрий
8. Бикита (Зимбабве), 2650 млн. лет
9. Виджина (Австралия), 2900–2600 млн. лет
10. Блок Пильбара (Австралия), 3050 ± 160 млн. лет
11. Акенобу (Япония), неоген
12. Япония ("древние жилы"), поздний мел
13. Центральное (Забайкалье), 165 млн. лет
14. Восточное (Забайкалье), 140–120 млн. лет
15. Корнуолл (Великобритания), 230–225 млн. лет
16. Бретань (Франция), поздний палеозой
17. Грабен Осло (Норвегия), 259 млн. лет
18. Рудные горы, пермь, ордовик
19. Карагайлы, Майколь и др. (Южный Казахстан), 446–380 млн. лет
20. Витимское плоскогорье, средний – поздний палеозой
21. Новый Южный Уэльс (Австралия), поздний протерозой – пермь
22. Ан-Хор (Тасмания), поздний девон
23. Маунт-Плизант (Канада), девон и ранний карбон (?)
24. Верхояно-Чукотская область, поздняя юра – ранний мел
25. Хребет Кибара (Заир), 1300–960 млн. лет
26. Намибия, докембрий
27. Бушвелд (граниты), 1950 млн. лет
28. Район Катерин-Дарвин (Австралия), ранний протерозой
29. Карваоба, Чердоак (Казахстан), поздний карбон, ранняя пермь
30. Южный Китай, средняя юра – ранний мел
31. Майхура (Таджикистан), средний – поздний карбон
32. Узбекистан, пермь – триас
33. Северо-Восток СССР, поздняя юра – ранний мел
34. Эге-Хайское (Якутия), 67–64 млн. лет
35. Боливия, 199–180 млн. лет, 19–7 млн. лет
36. Район Рондония (Боливия), докембрий
37. Лысогорское и др. (Приморье), эоцен
38. Хингано-Охотская зона, поздний мел
39. Бирмо-Малайский пояс, 105 млн. лет – поздний мел
40. Вьетнам, 230–220 млн. лет, 90 млн. лет
41. Северная Якутия, 122–110 млн. лет
42. Квинсленд (Австралия), ранний карбон
43. Индонезия, 205–182 млн. лет
44. Формация Биллитон (Индонезия), 140 млн. лет
45. Боливия (песчаники), ранний мел
46. Боливия (кварциты), силур (?), девон
47. Восточный Виварэ (Франция), 500 млн. лет
48. Денисон-Белл (Тасмания), кембрий
49. Черчин (Южная Силезия), докембрий

50. Салливан (Канада), 1460–1170 млн. лет
51. Гринбуш (Западная Австралия), 2650 млн. лет
52. Сунгей-Лембин (Западная Малайзия), поздний карбон
53. Нигер, 298–295 млн. лет
54. Питкьяранта, средний протерозой
55. Алданский щит, средний протерозой
56. Кызкурган (Средняя Азия), поздний карбон, ранняя пермь
57. Гнилец (Балканы), поздний мел

Вольфрам, молибден (рис. 7, 8)

1. Португалия, ранний и средний ордовик, 298 ± 10 млн. лет
2. Севенны (Франция), докембрий
3. Полуостров Корнуолл (Великобритания), посткембрий, 225–230 млн. лет
4. Кляйнарталь, Феберталь и др. (Австрия), ранний палеозой, силур
5. Бихор (Карпаты), мезозой
6. Эйх и др. (Рудные горы), поздний палеозой
7. Балканы, поздний палеозой
8. Эрдален и др. (Норвегия), докембрий
9. Швеция, ранний палеозой, 1300 млн. лет
10. Питкьяранта и др. (Северное Приладожье), средний протерозой
11. Украинский щит, средний протерозой
12. Тырнауэз, Юти-Тебердинское (Северный Кавказ), третичный; 265–247 млн. лет
13. Урал, средний и поздний карбон
14. Акчетау и др. (Центральный Казахстан), пермь, 300 ± 10 млн. лет
15. Восточный Коунрад (Центральный Казахстан), девон (?)
16. Октябрьское (Казахстан), девон
17. Зеравшано-Гиссарская область (Таджикистан), поздний карбон
18. Таджикистан, ранняя пермь
19. Кызылкумы (Узбекистан), докембрий
20. Ингичке (Узбекистан), средний – поздний карбон
21. Кузнецкий Алатау, ранний палеозой
22. Горный Алтай, поздний протерозой, ранний палеозой, девон, ранний карбон
23. Кольванское (Алтае-Саянская горная область), каледонский
24. Енисейский кряж, средний протерозой
25. Улуч-Алымское (Восточный Саян), средний палеозой
26. Барун-Шивея (Восточное Забайкалье), палеозой
27. Шерловая гора (Забайкалье), мезозой
28. Монголия, Ляньхуашань, 100–90 млн. лет, 217–210 млн. лет
29. Якутия, поздняя юра
30. Якутия, ранний триас
31. Верхоянье, триас – ранний мел
32. Иульгин (Чукотка), поздний мел
33. Приморье, мезозой
34. Сахалин, неоген
35. Район Цзянси и др. (Китай), ранняя юра (180–160 млн. лет)
36. Япония, мел, третичный (120–40 млн. лет)
37. Сангдонг и др. (Корейский п-ов), мезозой (95–64,2 млн. лет)
38. Маучи (Бирма), поздняя юра – ранний мел
39. Области Сайтура и Дели (Индия), 950–735 млн. лет
40. Район Брокен-Хилл (Австралия), 1650 млн. лет
41. Северные территории (Австралия), поздний протерозой (?)
42. Район Катерин-Дарвин (Австралия), 1750–1300 млн. лет
43. Новый Южный Уэльс (Австралия), поздний палеозой
44. Западная Австралия, ранний протерозой

45. Тасмания, поздний палеозой
46. Новая Зеландия, ранний мел
47. Бушвелд (Южная Африка), 1900 млн. лет
48. Формация Булавайо (Зимбабве), 2900 млн. лет
49. Система Ломагонди (Зимбабве), 1950 млн. лет
50. Эфиопия, ранний докембрий
51. Лепанда (Танзания), поздний архей – ранний протерозой
52. Руиза (Уганда), докембрий
53. Гаттарский район (Египет), 580–530 млн. лет
54. Формация Дамара (Южная Африка), ранний протерозой
55. Колорадо, Вайоминг (США), 950–735 млн. лет
56. Лост-Крик (США, Монтана), 70 млн. лет
57. Кляймакс (США), неоген
58. Юго-Восточный Юкон, Юго-Западный Маккензи (Канада), поздний протерозой, ранний мел
59. Форстер-Тоуншин (Канада, Онтарио), докембрий
60. Гватемала, поздний карбон – пермь
61. Передовой хребет Кордильер (Аргентина), герцинский
62. Пампеан-Рейндж (Аргентина), докембрий
63. Лажис и др. (Северная Бразилия), 1100–850 млн. лет (?)
64. Украинский щит, средний протерозой
65. Грабен Осло (Норвегия), 259 млн. лет
66. Норвегия, докембрий
67. Телемаркен (Норвегия), ранний палеозой (досилур)
68. Швеция, 1300 млн. лет
69. Швеция (черные сланцы), ранний палеозой
70. Хибины, докембрий
71. Родопы, герцинский
72. Тырныауз (Северный Кавказ), третичный
73. Каджаран (Армения), олигоцен
74. Южный Янги (Таджикистан), кан – поздняя пермь
75. Каракумы, докембрий
76. Восточный Коурад и др. (Центральный Казахстан), позднегерцинский
77. Фестивальное (Центральный Казахстан), поздний девон (?)
78. Каптар (Центральный Казахстан), пермь
79. Киялых-Узень (Алтае-Саянская область), кембрий
80. Сорское (Алтае-Саянская область), ранний палеозой
81. Калгутинское (Горный Алтай), девон
82. Джида и др. (Забайкалье), мезозой
83. Шахтаминское и др. (Забайкалье), юра
84. Харбейское (Урал), поздний протерозой – ранний кембрий
85. Средняя Азия, ранний палеозой
86. Становой хребет, ранний мел
87. Северное Приохотье, поздний мел – палеоген
88. Янцзы-Чжанзы (Китай), ранний мел
89. Санг-Донг и др. (Корейский п-ов), мезозой
90. Район Дайто-Саракава (Япония), мел – палеоген
91. Бугенвиль (Папуа – Новая Гвинея), неоген – четвертичный
92. Моногага (Западная Африка), 2500 млн. лет
93. Южная Каролина (США), 307 ± 6 млн. лет
94. Юго-Восточный Юкон (Канада), мел (98–92 млн. лет)
95. Аякс (Канада), 55 млн. лет
96. Ред-Верд (Канада), 60 млн. лет
97. Росс-Маунтин (Канада), 105 млн. лет
98. Эндако (Канада), 143–139 млн. лет
99. Квебек (Канада), ранний докембрий
100. Нетлейк (Канада, Онтарио), архей

101. Кляймакс и др. (США), мел, 50 млн. лет
102. Квеста (США, Нью-Мексико), неоген
103. Северо-Восточная Манитоба (США), докембрий
104. Северный Квинсленд (Австралия), поздний палеозой
105. Азегур (Марокко), поздний палеозой (?)
106. Район Кав-Пик (США, Техас), 39 млн. лет
107. Лайелл, Стрим-Балд-Хилл (Новая Зеландия), мел (120–103 млн. лет)

Ртуь, сурьма (рис. 9, 10)

1. Альмаден и др. (Испания), ордовик
2. Узагре, Бьенвенида (Испания), кембрий
3. Миерас (Испания), карбон
4. Ландсберг (ФРГ), пермь
5. Идрия (Югославия), средний триас, мел – палеоген (?)
6. Монте-Амиата (Италия), неоген (четвертичный)
7. Карабурун (Турция), ордовик
8. Закарпатье, неоген (?), средний триас (?)
9. Никитовка и др. (Донбасс), средний карбон
10. Белокаменное и др. (Северный Кавказ), поздний мел
11. Мальй Кавказ, альпийский
12. Джижикрут (Таджикистан), поздний палеозой
13. Киргизия, поздний девон – ранний карбон
14. Колетдаг (Туркмения), третичный
15. Кугитанг (Туркмения), юра
16. Салаир, силур
17. Горный Алтай, поздний протерозой – ранний кембрий (девон)
18. Западный Саян, ранний силур
19. Терлик-Хал (Тува), девон
20. Якутия, палеозой
21. Верхоянье, мезозой
22. Пламенное, Полянское и др. (Чукотка), ранний мел – неоген
23. Сыманское (Южная Фергана), поздний девон – ранний карбон
24. Приморье, мезозой
25. Сахалин, мезозой (?)
26. Провинция Гуйчжоу и др. (Китай), палеозой, триас
27. Квинсленд (Австралия, Новый Южный Уэльс), палеозой
28. Нью-Альмаден (США, Калифорния), ранний мел
29. Сульфур-Бэнк (США, Калифорния), четвертичный
30. Кловердейл (США), юра
31. Невада (США), третичный
32. Техас (США), мел
33. Онтарио (Канада), гурон (?)
34. Мексика, ранний мел
35. Хуанкавелика (Перу), мел
36. Формация Итабира (Бразилия), протерозой
37. Мерчисон (Южная Африка), архей
38. Центральный Палаван (Филиппины), четвертичный
39. Япония, четвертичный
40. Британская Колумбия (Канада), пермь (?), юра (?)
41. Уитцуко (Мексика), третичный
42. Новая Зеландия, четвертичный
43. Сьерра-де-Корель (Испания), ордовик
44. Район Шарм-Рон (Франция, Центральный массив), триас
45. Бузейн-Авейрон (Франция), пермь
46. Восточный Тироль, Каринтия (Австрия), силур, девон

47. Турция, Исландия, Греция, поздний кембрий – поздний силур
48. Сардиния (Италия), ордовик – силур
49. Костайник, Крупани (Югославия), триас
50. Спишко-Гемерское рудогорье (Чехословакия), герцинский
51. Ла-Люсетт (Франция, Центральный Массив), поздний силур
52. Фогтленд (ФРГ), ордовик (?)
53. Сейяйоки (Финляндия), докембрий
54. Тиман, п-ов Канин, поздний протерозой
55. Жанасемейский район (Восточный Казахстан), поздний палеозой
56. Тянь-Шань (Киргизия), поздний девон – ранний карбон
57. Удерейское, Раздольнинское (Енисейский край), поздний протерозой
58. Сарылах (Якутия), мезозой
59. Чукотка, мел – палеоген
60. Зеравшано-Гиссарская складчатая область (Таджикистан), 308–257 млн. лет
61. Си-Гуань-Шань (Китай), поздний девон (силур – карбон)
62. Калгурли (Австралия), 2400 ± 40 млн. лет
63. Блэк Пильбара (Австралия), 2900 млн. лет
64. Тасмания, палеозой (до позднего девона)
65. Алжир, Марокко, мел (карбон)
66. Сеуты (Марокко), ранний палеозой (?)
67. Барбартон (Зимбабве), 2750 млн. лет
68. Хр. Мерчисон (Южная Африка), архей
69. Северный Трансвааль (Южная Африка), 1950 млн. лет
70. Район ледника Шигри (Индия), архей (?)
71. Район Икстахуакан (Гватемала), пермь
72. Эль-Ольтер (Мексика, Сонора), карбон
73. Гидальго (Мексика), мел
74. Сан-Жозе (Мексика, Сан-Луис-Потоси), поздняя юра (?)
75. Атоха, Индия и др. (Боливия), третичный (?)
76. Калифорния, Айдахо (США), неоген
77. Бестюбе (Казахстан), варисский (?)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барабанов В.Ф.* Генетическая минералогия. Л., Недра, 1977. 327 с.
- Белевцев Я.Н.* Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979. 275 с.
- Белевцев Я.Н.* Генезис богатых железных руд Криворожского типа. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железо-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, Наукова думка, 1972, с. 271–291.
- Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
- Билибина Т.В., Терентьев В.М.* Алданский щит. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. М., Недра, 1968, с. 40–48.
- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А.* Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане. — Литология и полезные ископаемые, 1980, № 2, с. 3–10.
- Войткевич Г.В., Лебедев Г.И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., Недра, 1975. 230 с.
- Гарьковец В.Г.* Допалеозойское оруденение в Узбекистане. — Сов. геология, 1969, № 12, с. 51–59.
- Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/ Т.В. Билибина, М.А. Афанасьева, И.В. Балканов и др. Л., Недра, 1976. 336 с.*
- Геология месторождений олова зарубежных стран/ Р.М. Константинов, С.Д. Лугов, В.В. Макеев и др. М., Недра, 1969. 328 с.*
- Глазковский А.А.* Никель. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., Наука, 1965, с. 160–183.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965. 306 с.
- Джеймс Г.Л., Симс П.К.* Предисловие к кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., Мир, 1975, с. 6–8.
- Домарев В.С.* Рудные формации как историко-геологические образования. — Геология рудных месторождений, 1968, № 4, с. 17–28.
- Домарев В.С.* Проблемы общей металлогении. — Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1963, № 24, вып. 4, с. 28–40.
- Домарев В.С., Ксенофонтов О.К., Успенский А.Н.* Метасоматиты и генезис магнетитовых месторождений Тургай. — В кн.: Чтения им. А.Н. Заварицкого, 1971. Свердловск, 1972, с. 33–37.
- Домарев В.С., Образцова З.А.* Опыт классификации эндогенных рудных месторождений. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1972, № 12, вып. 2, с. 21–31.
- Домарев Вл.С.* Минусинский меднорудный район. — В кн.: Главнейшие медные, свинцовые и цинковые месторождения СССР. М.—Л., ГГРУ, 1931, с. 258–280.
- Жабин А.Г.* Существует ли эволюция видообразования минералов на Земле? — Докл. АН СССР, 1979, т. 217, № 1, с. 199–202.
- Заварицкий А.Н.* Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 5, 1936, с. 20–65.
- Западно-Сибирский железорудный бассейн.* Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964. 448 с.

- Ицксон М.И.* Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979. 231 с.
- Королев А.В.* Эндогенное рудообразование в развитии Земли. — Избранные труды. Т. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963, с. 144—202.
- Магакьян И.Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., Недра, 1969. 224 с.
- Мальшев И.И.* Закономерности размещения месторождений титановых руд. М., Геоселтехиздат, 1957. 272 с.
- Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны/ Ю.В. Богданов, Г.Г. Кочин, Э.Н. Кутырев и др. Л., Недра, 1966. 386 с.*
- Михайлов Б.М.* Некоторые особенности гипергенного рудообразования в докембрии. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., 1975, с. 187—195.
- Наркедион Л.Ф.* Геология и оруденение Дзезказганского месторождения. — Тр. ИГРЕМ, 1962, вып. 87. 131 с.
- Немцович В.М., Шапошников Г.Н.* Основные черты металлогении титана Тувинской автономной республики. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 60, с. 109—120.
- Никольская Ж.Д., Ларин А.М.* Грейзеновые образования Питкярантского рудного поля. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1972, ч. 101, вып. 5, с. 290—297.
- Никольский А.П., Наумов В.П.* Тайланское месторождение железо-марганцевых кварцитов (гондитов) в хребте Чингиз в Казахстане. — Докл. АН СССР, 1976, т. 221, № 6, с. 1426—1429.
- Образцова З.А.* О классификации скарновых месторождений. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1978, вып. 4, с. 5—15.
- Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. — Мат-лы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1957, вып. 22, 150 с.*
- О возрасте кислородной атмосферы Земли/ В.И. Виноградов, И.В. Иванов, М.А. Лицарев, Н.М. Перцев. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 5, с. 1144—1147.*
- О генезисе ртутных месторождений Якутии/ З.В. Сидоренко, М.Н. Голубчина, С.Л. Миркина, А.И. Токсубаев. — Геология рудных м-ий, 1977, № 3, с. 44—51.*
- Озерова Н.А., Добровольская М.Г.* Об образовании ртутной минерализации на вулкане Менделеева. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 3, с. 652—655.
- Павлова И.Г.* Медно-порфировые месторождения. Л., Недра, 1978. 275 с.
- Поисковое значение метасоматитов на скарново-рудных месторождениях западного Карамазара и северо-восточного Моголтау/ В.И. Данилевский, З.А. Образцова, А.И. Серебрицкий, П.Ю. Ходанович. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1973, вып. 3, с. 20—32.*
- Пустовалов Л.В.* Об относительном значении осадочных и магматогенных рудных концентраций. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. Черные металлы. М., Наука, 1964, с. 5—17.
- Рой С.* Геологическое исследование докембрийских марганцевых формаций. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железо-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, Наукова думка, 1972, с. 244—258.
- Рундквист Д.В.* Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5, 1969, с. 303—331.
- Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения. М., Недра, 1971. 328 с.
- Русаков М.П.* Отчет о командировке в США для изучения рудных месторождений и постановки геологоразведочного дела 1930—1931 гг. М.—Л., ОНТИ Горгеофтеиздат, 1934. 247 с.
- Сидоренко А.В.* Осадочная геология докембрия и ее значение для понимания допалеозойской истории Земли. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 3—16.
- Синицын В.М.* Эволюция геологических процессов. Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., 1965, № 18, вып. 3, с. 5—14.
- Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. 2-е изд. М., Недра, 1969. 687 с.

Смирнов С.И. Образование рассолов в донных впадинах Красного моря. — Океанология, 1969, т. 9, № 3, с. 235—241.

Смыслов А.А. Геохимические эпохи и принципы и их металлогенетическая специализация. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 241, с. 5—18.

Сочава А.В. Красноцветные формации докембрия и фанерозоя. Л., Наука, 1979. 207 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат, 1963. 536 с.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., Наука, 1971. 622 с.

Страхов Н.М., Нестерова И.Л. О влиянии вулканизма на геохимию отложений на примере Охотского моря. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., Недра, 1968, с. 223—252.

Твалчрелидзе Г.А. О металлогенетической эволюции земной коры. — Геол. сборник, 1962, № 2, с. 6—43 (КИМС).

Твалчрелидзе Г.А. О главнейших металлогенетических эпохах Земли. — Геология рудн. м-ний, 1970, № 1, с. 22—36.

Термобарогеохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений/ В.А. Алексеенко, В.И. Седлецкий, А.Д. Хованский, С.Ф. Клевцов. Ростов, Изд-во Рост. ун-та, 1978. 336 с.

Тузарин А.И. Эволюция свинцового рудообразования в истории Земли. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 4—13.

Туровский С.Д. Некоторые особенности эндогенной металлогении в геологической истории развития Земли. Тр. Ин-та геологии КиргССР, 1955, вып. 6, с. 3—37.

Унксов В.А. Месторождения кобальта в зарубежных странах. М., Гостеолтехиздат, 1958. 47 с.

Фолинсби Р.Э. Докембрийские металлогенетические эпохи — атмосферные или центросферные? — В кн.: Очерки соврем. геохимии и аналитич. химии. М., Наука, 1972, с. 253—262.

Хасин Р.А., Супрунов Э.А. Классификация эндогенных вольфрамовых и оловянных месторождений Монголии. — В кн.: Геол. строение и закономерн. размещения важнейших полезных ископ. на территории МНР. М., Недра, 1979, с. 94—111.

Хоббс С.У., Фрикленд В.С. (мл.). Рудный район Кер-д'Ален, штат Айдахо. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., Мир, 1972, с. 403—422.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., Наука, 1973. 279 с. (Тр. ГИН, вып. 251).

Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.

Appel P.W.U. On an unmetamorphosed iron-formation in the early precambrian of SW Greenland. — Mineral. Deposita, 1974, v. 9, № 1, p. 75—82.

Appel P.W.U. Stratabound copper sulfides in a banded iron-formation and in basaltic tuffs in the early precambrian Isua supracrustal belt, West Greenland. — Econom. Geol., 1979, v. 74, № 1, p. 45—52.

Ayres L.D., Fendley D.J. Precambrian porphyry copper and molybdenum deposits in Ontario and Saskatchewan. — Geol. Survey of Canada, pap. 76—1B, 1976, p. 39—41.

Bauchau C. Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et de zinc la répartition de l'argent (deuzième partie). — Bull. BRGM, 2-me ser., sec. II, 1971, № 4, p. 2—30.

Bouladon J. Remarques sur la réartition dans le temps de certains types de gites métalliferes: introduction au probleme de la "proto croute". — Bull. BRGM, 2-me ser., sec. II, 1976, № 2, p. 245—251.

Boyle R.W. Mineralization processes in archean greenstone and sedimentary belts. — Geol. Survey of Canada, pap. 7515, 1976.

Cameron E.M., Jonasson I.R. Mercury in precambrian shales of the Canadian shield. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, v. 36, № 9, p. 985—1005.

Dimroth E., Kimberley M.M. Precambrian atmospheric oxygen: evidens in the sedi-

mentary distributions of carbon, SU and iron-Canad. - J. of Earth Sci., 1976, v. 13, № 5, p. 1161-1185.

Esko P. Origin of precambrian copper sulfides of the Outokumpu district Finland. - Econom. Geol., 1978, v. 73, № 4, p. 461-477.

Geijer P. Pre-Cambrian atmosphere evidence from the precambrian of Sweden. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1956, v. 10, № 5/6, p. 304-310.

Chisler M. Pre-metamorphic folded chromite deposits of stratiform type in the early precambrian of West Greenland. - Mineral. Deposita, 1970, v. 5, p. 223-236.

Glasby G.P. Marine manganese deposits. - Elsevier. Sci. Publ. Co, Amsterdam, 1977. 523 p.

Horton D.J. Porphyry-type Cu-Mo mineralization belts in eastern Queensland Australia. - Econom. Geol., 1978, v. 73, № 5, p. 904-921.

King H.E. Some antipodean thoughts about ore. - Econom. Geol., 1975, v. 68, № 8, p. 1369-1380.

Laing W.P., Marjoribanks R.W., Rutland R.W.R. Structure of the Broken Hill mine area and its significance for the genesis of the ore bodies. - Econom. Geol., 1978, v. 73, № 6, p. 1112-1136.

Mendelsohn F. (editor). The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. London, 1961. 523 p.

Mero J.L. The mineral resources of the Sea. - Elsevier. Sci. Publ. Co, Amsterdam - London - New York, 1965, p. 312.

Mestraud J.L. Essai de métallogénie quantitative (Editorial). - Bull. BRGM, sec. II, 1972, p. 39.

O'Rourke J.E. Paleozoic banded iron-formations. - Econom. Geol., 1961, v. 51, № 2, p. 331-361.

Pouit G. Données nouvelles concernant la connaissance des porphyry cooper. - Bull. BRGM, sec. II, 1974, № 6, p. 579-581.

Rogers J.J.W. Inferred composition of early Archean crust and variation of crustal composition through time. - Archean geochemistry, 1978, p. 25-39.

Saupé F. Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercure d'Almaden. - Mineral. Deposita, 1967, t. 2, № 1, p. 26-33.

Schultz R.W. Lower carboniferous cherty ironstones at Tynagh, Ireland. - Econom. Geol., 1966, v. 61, № 2, p. 311-342.

Some major concepts of metallogeny (consanguinity, heritage, province) (Laboratoire de géologie appliquée, Université de Paris, France). - Mineral. Deposita, 1973, v. 8, № 3, p. 237-258.

Tooms J.S. Review of knowledge of metalliferous brines and related deposits. - Inst. Mineral. Metal. Transactions, 1970, v. 79, Bul. 765, p. 116-126.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. О металлогенических эпохах и возрасте месторождений	8
Глава II. Особенности рудоносности планетарных металлогенических эпох	14
Глава III. Распространенность во времени месторождений и рудных формаций железа, титана, ванадия, хрома и марганца	26
Глава IV. Распространенность во времени месторождений и рудных формаций меди, никеля и кобальта	50
Глава V. Распространенность во времени месторождений и рудных формаций свинца и цинка	76
Глава VI. Распространенность во времени месторождений и рудных формаций олова, вольфрама и молибдена	85
Глава VII. Распространенность во времени месторождений и рудных формаций сурьмы и ртути	
Глава VIII. Выводы по распространенности во времени месторождений различных формаций	115
Глава IX. Различия разновозрастных месторождений	
Глава X. Вопросы эволюции условий рудообразования	132
Заключение	146
Приложение. Список месторождений и рудных районов, показанных на рисунках 1—10, и принятый возраст оруденения	152
Список литературы	164

5

2 руб.

103
—
1

4460