

УДК 553.3/4(571.6+892)

ПРОБЛЕМЫ РУДНОФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

А. А. Сидоров¹, В. И. Старостин², И. Н. Томсон¹, А. В. Волков¹

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва*

E-mail: kolyma@igem.ru

²*Московский государственный университет, г. Москва*

Озабоченные утратой отечественных формационных школ в геологии, авторы на примере развития рудноформационного анализа показывают их перспективность. Излагается обновленная концепция базовых рудных формаций, позволяющая в качестве важнейших классификационных единиц рассматривать большеобъемные месторождения, которые ранее относились к образованиям исключительным и полиформационным.

Ключевые слова: базовые рудные формации, металлогения, большеобъемные месторождения, унаследованность, моделирование, полихронность и полигенность.

Геологические формации. В любой отрасли естественных наук систематики* исследуемых объектов имеют первостепенное значение. Успехи отрасли в значительной мере зависят от удачности систематик этих объектов. Опыт удачных и неудачных систематик столь огромен, что один из авторитетных журналов РАН «Доклады АН» не принимает классификационные статьи, опасаясь, по-видимому, «утонуть в море» бесчисленных систематик. Но если анализировать упомянутый опыт, то нетрудно обнаружить, что успех и эффективность систематик зависели, прежде всего, от степени однородности, подобия, иерархичности объектов, их генетических свойств и, разумеется, от степени проникновения исследователя в природу систематизируемых объектов. Недостигаемым примером удачной и глубоко генетической классификации служит Периодическая система элементов Д. И. Менделеева, определившая основу современного учения о строении вещества. Открытие периодов и групп не только имело прогностическое значение при выявлении новых элементов, но и оказало существенное влияние на развитие научной методологии в целом. Заметим, что все это было сделано без применения какого-либо сложного математического или физического аппарата, хотя последний позднее успешно развивал глубины этой гениальной классификации.

© Сидоров А. А., Старостин В. И., Томсон И. Н., Волков А. В., 2011

* Систематики и классификации в геологии рудных месторождений обычно принимаются как близкие понятия или даже синонимы.

Термин «формация» в геологии существует уже более 250 лет. В решении второй сессии Международного геологического конгресса в 1881 г. настоятельно рекомендовалось развивать формационный анализ. Для чего следовало отказаться от употребления термина «формация» в стратиграфическом смысле, адекватном смыслу «свита» или толща осадочных и вулканогенных пород; в особенности эта рекомендация относилась к американским геологам. В отечественной литературе содержание этого термина стремились упорядочить Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, М. А. Усов, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, Н. Б. Вассоевич, Н. П. Херасков и другие именитые геологи. Несмотря на значительный разброс представлений о формации – от термина только для магматических пород в 1888 г. (Левинсон-Лессинг, 1933) до термина свободного пользования при изучении «естественных сообществ горных пород» (Вассоевич, 1951) – формационный анализ эволюционировал в сторону выявления генезиса естественных сообществ горных пород. Это было заложено в наиболее известном определении Н. С. Шатского: «*Формациями мы называем такие естественно выделяемые комплексы пород, отдельные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении*» (1964. С. 291). Дискуссионность формационного анализа, равно как и слишком общее определение термина «формации», не только не препятствовали, но и способствовали

ли развитию и становлению тектонических, магматических и металлогенических европейских, в том числе отечественных, научных школ. Наряду с этим термином в геологической литературе широко использовались такие близкие ему названия, как «комплекс» или «ассоциация» пород или руд. Однако эти названия всегда представлялись в качестве терминов свободного пользования. Нередко также на региональном уровне так именовались породы и руды неясной формационной принадлежности.

Рудные формации. Пожалуй, наиболее трудно и даже беспорядочно протекала разработка рудноформационного анализа в связи со специфичностью и условностью такого геологического объекта, как рудное месторождение. В частности, это привело к выделению слишком большого числа рудных формаций и нередко в разных регионах идентичные формации имели различные наименования. Одновременно все большее развитие получал анализ геолого-генетических моделей месторождений, который открывал возможности выяснения межформационных взаимоотношений, позволял устанавливать пространственно ассоциирующиеся группы формаций. Сведения о закономерной смене оруденений различных типов на глубине явились основой для представлений о ярусности оруденения, которая существенно влияла на содержание формационного анализа.

Рудной формацией принято называть *«группу месторождений со сходными по составу минеральными ассоциациями и близкими геологическими условиями образования»* (Константинов, 1973). Это определение лишь отчасти согласуется с предложением Н. С. Шатского и представляет еще более широкий простор для выделения рудных формаций. И тем не менее в большинстве случаев геологи сравнительно легко разбирались в многочисленных отечественных и зарубежных, региональных и глобальных систематиках рудных формаций (П. Ниггли, В. Линдгрена, М. А. Усова, Г. Шнейдерхена, В. А. Обручева и многих других менее известных геологов), так как в них всегда присутствовали генетические ориентиры: магматические, осадочные, метаморфические, гидротермальные. Несовершенство же этих ориентиров заключалось прежде всего в том, что самая распространенная группа гидротермальных рудных формаций условно разделялась на магматогенную, метаморфогенную и гидротермально-осадочную. Именно эта вездесущая группа явилась причиной рождения пангидротермальной концепции отложения рудного вещества. Особую сложность представляла систематика жильных гидротермальных образований. Месторождения многих жильных формаций отлагались многократно от периодов осадконакопления вмещающих пород до постороженных этапов включительно, и, несмотря

на сходный минеральный состав руд в связи с близкими физико-химическими условиями их отложения, они, разумеется, были генетически разнородны. Систематики по Р-Т условиям отложения руд казались вполне научными и удобными, несмотря на исключительно высокую конвергентность этих образований. К одной рудной формации можно отнести, например, золото-серебряные месторождения провинции субмаринного вулканизма «зеленых туфов» Японии и провинции субаэрального (субсеквентного) вулканизма Бассейнов и Хребтов США и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Систематика гидротермальных жил по Р-Т условиям оказалась совершенно негеологичной и никак не объясняла причины различной металлоносности жил, принадлежащих якобы к одной формации.

Вместе с тем дать более строгое определение рудной формации трудно по ряду причин: в геологическом отношении даже самые однородные месторождения индивидуальны, а экономический подход к геологическому телу (рудному месторождению) не способствовал развитию генетической методологии при формационном анализе. Наиболее прогрессивными в генетическом плане, как уже отмечалось, оставались попытки разделить рудные формации в соответствии с важнейшими геологическими формациями на осадочные, магматические и магматогенные, метаморфические и метаморфогенные. И хотя это деление принято в большинстве вузовских учебников, едва ли его можно признать вполне удовлетворительным, так как осадочные месторождения, например, не так уж часто встречаются в чистом виде; обычно это осадочно-метаморфические, осадочно-гидротермальные и даже метаморфогенно-гидротермальные. А выделение гидротермальных месторождений в самостоятельную группу формаций еще более усложняет и без того тупиковую ситуацию, в результате которой все крупные (большеобъемные) месторождения оказываются полиформационными. И многие исследователи смирились с нелепым положением выделять в пределах каждого крупного месторождения несколько рудных формаций. Вместе с тем именно эти крупнейшие рудные образования должны бы представлять самостоятельные классификационные единицы – рудные формации. Так же, как магматические и прочие геологические формации, они различаются по составу и характеру строения. И значительная их часть хорошо изучена: колчеданные, порфировые, медно-никелевые сульфидные залежи отвечают всем требованиям вполне индивидуальных рудных формаций. Как правило, перечисленные месторождения сопровождаются генетически родственными жильными месторождениями-сателлитами. В этих случаях принято относить их либо к корням колче-

данных залежей, либо к непорфировым рудам порфировых месторождений, либо к жильным дериватам сульфидных залежей. Однако как только эти сателлиты не обнаруживали структурную, временную или вещественную связь со своими базовыми месторождениями, то представлялось естественным относить их к самостоятельным рудным формациям. И эти эмпирические данные являлись основой формационного анализа.

Базовые формации и рудноформационные ряды (Российский..., 2003). В результате исследований рудных районов северо-востока Азии, Северной и Южной Америки мы показали, что жильные рудные формации колчеданных провинций генетически или парагенетически связаны с базовыми колчеданными формациями, жильные формации порфировых провинций – с соответствующими порфировыми формациями и т. д. Более того, нам удалось в этих провинциях построить на минералого-геохимической основе убедительные иерархические ряды рудных формаций от базовых многометалльных (колчеданных, порфировых и др.) до простых жильных и монометалльных (сурьмяных и ртутных). Стало очевидным, что в каждом базовом месторождении заложены минералого-геохимические «зародыши» месторождений соответствующего рудноформационного ряда.

Но существовали весьма распространенные рудные районы с жильными месторождениями, которые казалось невозможным связать с перечисленными базовыми рудными формациями. Впрочем, давно было известно, что эти жильные месторождения обычно сопровождаются крупными ореолами вкрапленных руд, которые именовались околожильными (околорудными). При изучении этих ореолов на Колыме, Чукотке, Дальнем Востоке и в других регионах было обнаружено, что по масштабам они многократно превосходят связанные с ними жилы и являются самостоятельными дожилыми образованиями. А собственно околожильные изменения ограничиваются обычно приальбандовой оторочкой мощностью в несколько сантиметров. Эти наблюдения вполне согласуются с теорией Д. С. Коржинского (1961) об образовании рудоносных жил на заключительных этапах гидротермального процесса. В результате нам удалось доказать, что месторождения вкрапленных (тонковкрапленных) сульфидных руд представляют широко распространенные в природе базовые рудные формации. И в сущности стало ясно, что жильных месторождений вне рудноформационного ряда, возглавляемого базовыми рудными формациями, просто не существует.

Таким образом, базовые формации, определяющие минералого-геохимический состав всего рудноформационного ряда, сравнительно немногочисленны (от 10–12 в крупных рудных провинциях до 1–3 в рудном районе). При этом оказалось необходимым ввести понятия простого и

сложного (полихронного) рядов. Простой ряд, типа медно-порфирового, характеризуется тесными близкими во времени парагенетическими связями рудных формаций с едиными источниками рудного вещества. В сложном полихронном ряду рудные формации связаны как генетически через реювенацию (регенерацию) ранних образований, так и парагенетически.

В Российском металлогеническом словаре (2003) на стр. 276 впервые почти правильно дано определение «формации рудной базовой (ф. р. б.)» со ссылкой на нашу работу 1987 г. Определение это таково: «Ф. р. б. определяет (возглавляет) генетически единые или полигенные рудноформационные ряды. К ф. р. б. относятся такие группы месторождений, в рудах которых наиболее полно представлены минералого-геохим. асс. всех сопутствующих м-ий данного ряда. Ф. р. б. представлены колчеданными, медно-порфировыми, медно-никелевыми и др. большеобъемными сульфидными м-ниями, возглавляющими и определяющими рудно-форм. ряды конкретных р-нов. М-ния базовых форм. по времени образования обычно предшествуют м-ниям своего ряда, характеризуются комплексным (недифференцированным) составом руд и нередко служат промежуточным источником рудного вещества для м-ий сопутствующих рудных форм. Сопутствующие рудные форм., несмотря на их конвергентный облик, всегда содержат индикаторные минер. асс., позволяющие установить их связь с теми или иными ф. р. б. Напр., в ряду форм., “возглавляемых” медно-порфировой, сопутствующими рудными форм. являются полиметаллическая, золото-серебряная, сурьмяно-ртутная. Соответствующие м-ия следуют после медно-порфировых по степени возрастания дифференциации рудообразующего флюида и уменьшения глубины рудоотложения. Выявление и анализ ф. р. б. и связанных с ними рудно-форм. рядов может быть положено в основу прогноза новых глубинных ярусов оруденения в пределах рудных полей и м-ний». Это пространное определение недостаточно точно, и в ряде наших работ отдельные положения его пересмотрены и дополнены. В частности, рудноформационные ряды разделены нами на моно- и полихронные, на завершённые (полные) и незавершённые (неполные). Среди полихронных рядов обозначено понятие «праформации», преимущественно в группах докембрийских месторождений. Расширено понятие «базовости» месторождений. В частности, при изучении проблемы месторождений-гигантов было установлено, что на определенном этапе изученности они, как правило, характеризуются высокой «базовостью».

В отличие от минеральных типов месторождений рудные формации должны иметь опреде-

ленные генетические характеристики, хотя нередко их названия тождественны минеральным типам. В этих случаях мы стремились дополнительно обозначить их генетические признаки. Аналогичным образом в отличие от весьма общего термина «рудный комплекс» месторождения рудно-формационного ряда обнаруживают вполне определенные парагенетические (минералого-геохимические) или генетические (по источникам рудного вещества) связи.

Таким образом, базовая формация – это иерархическое начало рудноформационного ряда, построенного в соответствии с общими принципами рудообразования: от сложных комплексных месторождений к простым, предельно дифференцированным, до монометалльных включительно. Последние, как правило, являются конечными (завершающими) членами ряда. Вместе с тем базовая формация в полихронном ряду по мере выявления более многокомпонентных и более древних месторождений может утратить свое начальное (крайнее) место. Рудноформационный ряд обосновывается стадийностью (этапностью) рудоотложения. При этом месторождения базовой формации либо надстадийны (рудное вещество наиболее слабо дифференцировано), либо характеризуются рудами с максимальным количеством стадийных минеральных ассоциаций. В месторождениях

рудных формаций, завершающих ряды, количество минеральных ассоциаций минимально. Начальная идея формационного ряда была заложена еще в древнем проспекторском афоризме: «ищи руду около руды». Принципы систематизации рудных формаций показаны в табл. 1.

Количество эмпирически установленных рудноформационных рядов невелико (табл. 2). На сформулированных нами принципах в ряде районов можно построить еще несколько теоретических рядов. Главной их вещественной закономерностью является то, что все они эволюционируют в процессе развития по единой схеме, предвосхищенной в широко известной рудной зональности Сперра – Эммонса. Естественно, что околоинтрузивные ряды рудных формаций более всего отвечают этой простейшей схеме. Однако вулканогенные ряды нередко представляют сложную комбинацию до- и послеинтрузивных групп месторождений. В частности, вулканогенные рудные формации развиваются по схеме как прямой (регрессирующей), так и обратной (прогрессирующей) температурной зональности. Это связано с тем, что гидротермальный процесс в пределах вулканоплутонических поясов начинается одновременно с вулканизмом, а затем отчетливо реювенируется (возрождается) в период заложения и становления плутонов.

Таблица 1. Принципы систематизации рудных формаций

Table 1. The principles of ore assemblage systematization

Базовые рудные формации, определяющие наименование ряда			Разногенетические (в т. ч. конвергентные) группы формаций, входящие в различные рудноформационные ряды								
Базит-ультра-базитовые, магматические	Флюидно-гидротермальные	Осадочные, гидротермально-осадочные	Гидротермальные								
			больших глубин		умеренных глубин			малых глубин			
			высоко-температ.	средне-температ.	высоко-температ.	средне-температ.	низко-температ.	высоко-температ.	средне-температ.	низко-температ.	
Сульфидные медно-никелевые			–	–	Cu-Ag порфи-ровые	Cu-Ag-Pb-Zn жильные		Au-Ag-Te, Au-Ag эпите-рмальные жильные			
		Железистых кварцитов	Скарновые		Жильные			Au-Ag эпите-рмальные жильные			
		Группа колчеданных и стратиформных сульфидных	–	–	Cu-Ag, Sn-Ag порфи-ровые	Жильные полиметаллические		То же			
	Группа сульфидных (вкрапленных руд)		Зоны сульфидизации различной природы, кварцево-рудные жилы		Зоны сульфидизации различной природы, кварцево-рудные жилы			Ag-полиметаллические и Au-Ag эпите-рмальные жильные			
	Группа порфировых		–	–	Cu-Ag, Sn-Ag порфи-ровые и непорфи-ровые жильные			Au-Ag и Ag-поли-металлические жильные			

Таблица 2. Рудные комплексы фанерозойских тихоокеанских провинций

Table 2. Ore complexes of the Phanerozoic provinces of the Pacific

Базовые группы месторождений	Сателлитные группы месторождений	Условия развития рудных комплексов	Примеры регионов
Хромитовая	Титановая, платинометаллическая (аксессуарная), золото-теллуридная, золото-альбит-анальцимовая, ртутная	Сингенетические базит-ультрабазитам, эпигенетические гидротермальные	Новая Каледония, Калифорния, Аляска, Корякия
Медно-никелевая	Золото-серебро-платинометаллическая, медно-порфировая, золото-серебро-теллуридная, ртутная	Сингенетические придонным частям ультрабазитовых и базитовых интрузий, эпигенетические гидротермальные	Кордильеры (юго-запад Канады), Центральная Камчатка
Медно-порфировая	Молибден-порфировая, золото-порфировая, полиметаллическая сульфидная, золото-серебряная, сурьмяная, ртутная	Вулканогенно-плутоногенные гидротермальные, в т. ч. островодужные	Внутренняя часть Тихоокеанского рудного пояса
Олово-порфировая	Оловянные (касситерит-силикатно-сульфидная и др.), золото-порфировая, олово-вольфрамовая, олово-серебряная, золото-серебряная, сурьмяная	Вулканогенно-плутоногенные гидротермальные аккреционных и постаккреционных этапов	Внешние и перивулканические зоны Восточно-Азиатских вулканогенных поясов
Сульфидные вкрапленных руд	Золото-сульфидная вкрапленных руд, золото-порфировая, золото-кварцевая, золото-серебряная, олововольфрамовая, олово-полиметаллическая, олово-серебряная, сурьмяная, ртутная	Гидротермально-осадочные и эпигенетические гидротермальные	Перивулканические зоны Восточно-Азиатских вулканогенных поясов
Колчеданные и стратиформные сульфидные	Медная, полиметаллическая медно-порфировая, золото-порфировая, золото-кварц-сульфидная, пятиэлементная, золото-серебряная, ртутная	Субмаринные гидротермально-осадочные и эпигенетические гидротермальные (вулканогенные, плутоногенные, метаморфогенные)	Провинция «зеленых туфов» (Япония), Аляска, Мексика

Еще более сложны эти комбинации при формировании рядов на основе осадочных или гидротермально-осадочных залежей вкрапленных и массивных руд в связи с их мобилизацией (регенерацией) в периоды тектоно-магматических активизаций определенных участков земной коры.

Вместе с тем выяснилась интереснейшая закономерность: большинство крупных (большеобъемных) месторождений представляют собой базовые рудные формации. Это позволяет относить эти месторождения к важнейшим классификационным единицам, а не к неким аномальным образованиям, или «уродам», как их именовали некоторые геологи.

Рассмотрим, насколько эти представления противоречат рудноформационной систематике В. А. Кузнецова (1988). Его систематика основана на генетических связях магм и оруденения. И с этих позиций ее можно признать даже корректной. Однако каждая тектоно-магматическая активизация вносит принципиальные нарушения этой корректности, так как масштабы рудообразования связаны прежде всего с характером источника рудно-

го вещества и унаследованностью оруденения, а также с длительностью существования флюидных систем (Старостин, 2004). Сравнительно эффективным источником рудного вещества представляются расслоенные интрузии, в которых концентрация металлов связана с гравитационным эффектом в базит-ультрабазитовых магмах. Гранитоидные магмы характеризуются рассеянным (аксессуарным) характером рудных компонентов и в большинстве случаев не являются значительным их источником, что подтверждается нерудностью или слабой рудоносностью подавляющего большинства интрузивов кислого, среднего и даже щелочного состава. Более того, на всех крупных рудных месторождениях, обнаруживающих какие-либо связи с гранитоидными интрузивами, как правило, при детальном исследовании выявляется догранитоидное оруденение, аналогичное рудам этих месторождений. Именно поэтому состав руд крупных месторождений обычно не обнаруживает корреляции с составом гранитоидных магм, несмотря на многочисленные попытки выявить такую закономерность.

Наиболее эффективными источниками рудного вещества представляются зоны тонкой сульфидизации и наноминерализации. Вместе с тем массивные руды даже при многократном метаморфизме переотлагаются в пределах небольших интервалов в виде сравнительно бедных регенерированных месторождений (Шнейдерхен, 1957). Именно по этой причине регенерационная концепция Г. Шнейдерхена была встречена геологами весьма прохладно. А его достаточно осторожные высказывания о том, что в общем ходе развития земной коры после докембрия имели место одна или две главные первичные металлогенические эпохи, не говоря уже о мнении Х. Баклунда (Basklund, 1941) об одной-единственной главной металлогенической эпохе в раннем докембрии, вообще не поняты. Однако это были первые заявки, сформулированные недостаточно корректно, на интуитивном уровне, об определяющей роли древних источников рудного вещества при формировании крупных и богатых месторождений. После работ С. С. Смирнова (1946) стала очевидной роль вулканогенных поясов (вулканизма в широком, глубинном его смысле) в рудообразовании. И, как следствие, гипертрофированные представления о подкоровых источниках рудного вещества. Элементы однородности минералообразования в пределах планетарных вулканогенных поясов воспринимались в качестве доказательств мантийной природы источников рудного вещества. Но рудно-формационный анализ и результаты изотопных исследований руд и пород вновь утвердили представления о преимущественно коровых источниках рудного вещества, а также их разнообразии. Однородности же были объяснены конвергентными проявлениями эпитермальных гидротермальных систем, связанными родственными Р-Т условиями вулканогенного минералообразования (Сидоров, 1998).

Минералообразующие процессы и проблема унаследованности оруденения. Схема рудообразующего процесса по Д. С. Коржинскому (1961) «ликвидировала» иррациональные специализированные рудоносные растворы; ее механизм достаточно прост: волна кислотности в потоке постмагматических растворов опережает основные компоненты в силу кислотно-основного фильтрационного эффекта (что подтверждено экспериментально). В результате происходит интенсивное кислотное выщелачивание пород и обогащение растворов выщелоченными рудными компонентами, затем вследствие ухода волны кислотности и пресыщения растворов по трещинам и порам вмещающих пород отлагаются рудные минералы. Следует заметить, что гидротермальные изменения пород по этой схеме чрезвычайно широко распространены в природе. Однако огромные блоки гидротермально измененных пород

(пропилитов, кварцитов, зеленосланцевых зон метаморфизма и других проявлений регрессивного метаморфизма), рассматриваемые в качестве поисковых признаков рудных месторождений, сравнительно редко ассоциируют с крупными рудными образованиями. В подавляющем большинстве случаев эти блоки безрудны или спорадически (фоново) рудоносны, хотя и насыщены жилами, минеральные ассоциации которых идентичны нерудным ассоциациям богатых жильных месторождений (кварц, полевые шпаты, хлорит, гидрослюда, глинистые минералы). Причины этого явления объясняются отсутствием эффективных источников рудного вещества. В частности, на примере ряда районов Тихоокеанского пояса установлено, что рудоносные жилы всегда формируются или почти одновременно с зонами вкрапленных руд, или за счет их выщелачивания. Зоны вкрапленных руд в свою очередь развиваются унаследованно от более древних металлоносных пород.

Таким образом, систематика рудных формаций определяется построением рудноформационных рядов с выявлением базовой формации на данном этапе изученности регионов. Базовая рудная формация открывает (возглавляет) иерархический ряд. Теоретическая модель ряда основана на общих хорошо изученных закономерностях рудного процесса и формулируется так: отложение рудных минеральных ассоциаций в сложных комплексных месторождениях предопределяет развитие жильных месторождений более простых минеральных типов, отвечающих составу тех или иных ассоциаций комплексного (базового) месторождения. Более того, при изучении эпитермальных золото-серебряных месторождений северо-востока Азии было установлено, что качественно различные минеральные (минералого-геохимические) ассоциации на этих месторождениях тесно связаны с вещественным составом базовых формаций соответствующего региона, что показано в табл. 3 и на рис. 1 (Сидоров, 1998). Изотопный состав свинца эпитермальных золото-серебряных и мезотермальных золото-кварцевых руд Центрально-Колымских террейнов сопоставим и резко различен в аналогичных рудах Омолонского кратона (золото-серебряное месторождение Кубака) и Чукотских террейнов (золото-сульфидное месторождение Майское). Эти данные объективно подтверждают наши представления о различных источниках рудного вещества в минералогически однотипных месторождениях в пределах рудных районов с различными базовыми формациями (Сидоров, Волков, 2004).

Исследования месторождений базовых формаций (колчеданных, порфировых, сульфидных вкрапленных руд) еще более отчетливо подтвердили эту закономерность. Минеральные ассоциации базовых месторождений полностью отражают состав

Таблица 3. Золото-серебряные месторождения различных рудноформационных рядов

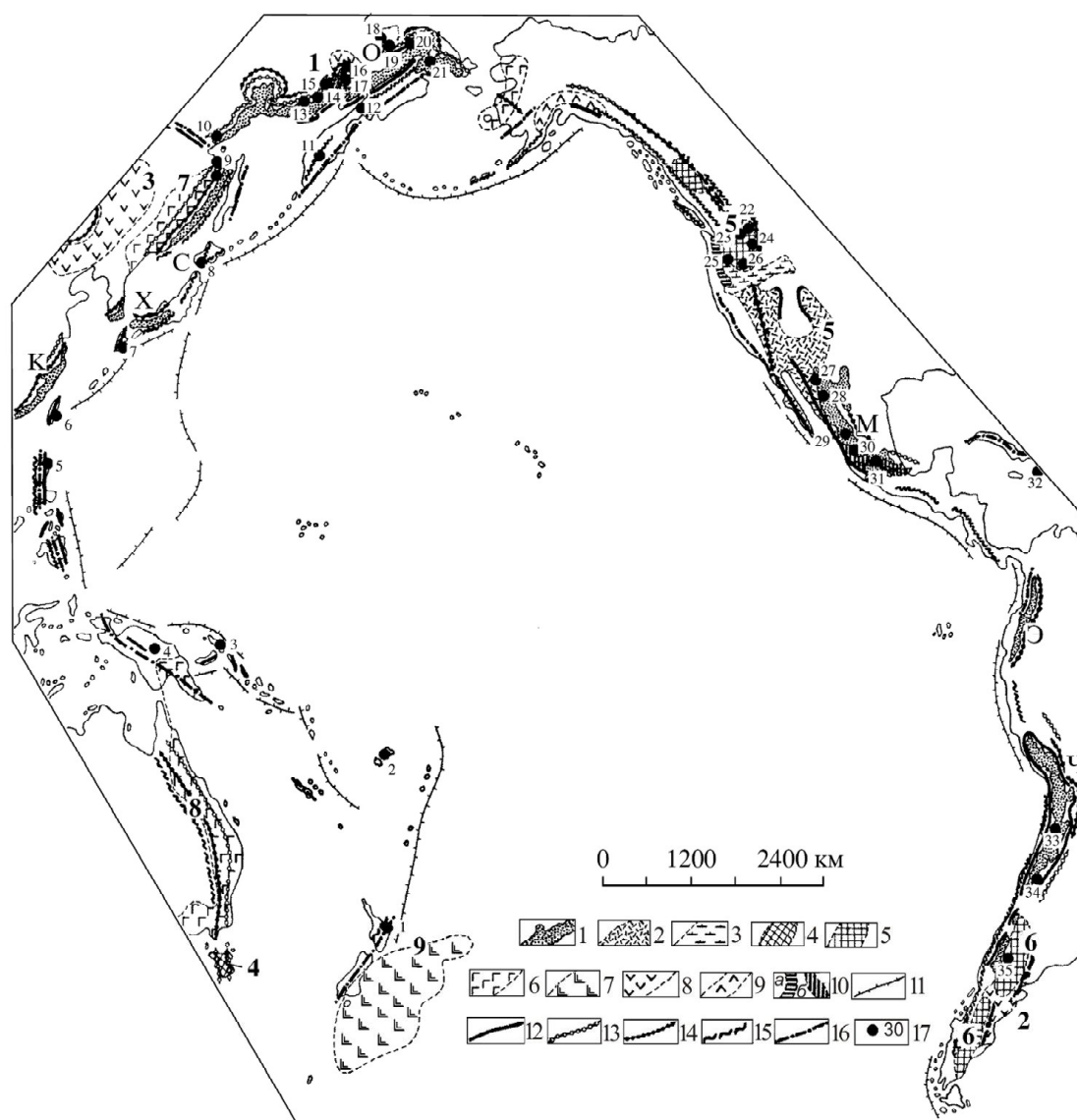
Table 3. Gold-silver deposits from different ore deposit assemblages

Рудноформационный ряд	Минеральный тип золото-серебряных руд	Связь с минерализацией базовых месторождений	Типы террейнов	Примеры месторождений
Медно-никелевый и хромитовый (базит-ультрабазитовый)	Золото-серебро-теллуридный	Эпигенетическая	Океанической коры, островодужные	Агинское (Камчатка), Зод (Армения), Калгурли (Австралия)
Медно-порфировый	Электрум-халькопирит-пиритовый, сфалерит-галенитовый	Парагенетическая с поздними минеральными ассоциациями	Островодужные, континентальных рифтов, пассивных континентальных окраин	Песчанка (Чукотка) Бингем, Санпоздними Джуан (США)
Олово-серебро-порфировый	Электрум-аргентитовый, сфалерит-галенитовый	Парагенетическая допорфировая и с поздними минеральными ассоциациями	Турбидитных бассейнов пассивных континентальных окраин (перивулканические зоны)	Дукат (Северо-Восток России), Потоси (Боливия)
Золото-сульфидный вкрапленных руд	Электрум-арсенопирит-пиритовый, сульфоантимонитовый	Парагенетическая с поздними минеральными ассоциациями	То же	Майский рудный район (Чукотка)
Колчеданный полиметаллический	Электрум-халькопирит-сфалерит-галенитовый	То же	Островодужные	Провинция «зеленых туфов» (Япония)
Железистых кварцитов	Электрум-пиритовый	Эпигенетическая	Кратонные	Кубака (Северо-Восток России)
Пятиэлементный	Электрум (кюстелит) уранинит-сульфидный, золото-сульфидный	То же	Кратонные, рифтогенные	Рудные горы (Европа), Олимпик Дам (Австралия)

своего рудноформационного ряда и позволяют сделать вывод о единстве (родстве) рудообразующего флюида. Дифференциация флюида, метаморфизм и специализация гидротерм происходят, по-видимому, в процессе рудоотложения или перераспределения (реювенации).

Развиваемая нами концепция рудноформационных рядов зиждется, следовательно, на понятии о родоначальном металлоносном флюиде, отлагавшем или перераспредевшим как комплексные недифференцированные, так и дифференцированные (до монометалльных включительно) рудные образования в пределах конкретной геологической структуры. В сущности, все крупнейшие месторождения комплексных руд относятся к базовым формациям. Зная типоморфные минерало-геохимические ассоциации этих месторождений, нетрудно построить абстрактный рудноформационный ряд соответствующего рудного района; по стадийным минеральным ассоциациям можно с высокой долей вероятности предсказать реальный состав жильных месторождений района. Подобным же образом может быть решена и обратная задача – прогнозирования месторождений базовой формации по отдельным жильным рудопоявлениям района.

Мы показали возможности развития формационного анализа лишь в пределах геологии рудных месторождений. И перспективность этого направления очевидна, потому что понятие «формация» подразумевает прежде всего системный и генетический подход к исследуемым объектам. В пределах формационных школ происходило постоянное наполнение этого в определенной мере абстрактного понятия парагенезисами, ассоциациями, комплексами, фациями конкретных геологических провинций Земли. Даже простой отказ от использования термина или попытка заменить его по различным конъюнктурным соображениям (например, отсутствие адекватного по содержанию термина в англоязычной литературе) нанесет значительный урон отечественным геологическим школам. Естественно, мы категорически возражаем против нарочитого изгнания этого термина из ряда столичных журналов только потому, что он неудобен для англоязычного перевода. В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе (1995) в связи с этим отмечают, что «в последнее время понятие формации... вытесняется понятием литодинамических (или литогеодинимических) комплексов, под которыми понимаются комплексы горных пород, характерные для определенных геодинамических



ких обстановок, например, гранитные батолиты для орогенов или глауконитовые пески для платформ». Но геологические формации состоят именно из комплексов горных пород. И поэтому при желании и в соответствии с элементарной логикой выделение литодинамических комплексов можно рассматривать как развитие формационного анализа. Иными словами, нет никакой нужды вытеснять понятие «формация» из отечественной да и европейской литературы, хотя, безусловно, определенные неудобства создает отсутствие в американской геологической литературе адекватного термина. Но это препятствие легко преодолимо для любого более или менее грамотного переводчика. Тем более что отрицание формационного анализа можно объяснить лишь прагматическими и сугубо утилитарными тенденциями американской геологии, что представляется не всегда благом для развития теоретических направлений. И даже если некоторым ультрамобилистам, пренебрегающим 150-летним термином «геосинклиналь», показалось, что и фор-

мации – это монстры фиксизма, то это явное заблуждение. К достоинствам формаций следует отнести также их индифферентность к фиксизму, мобилизму или даже плюм-тектонике. На основе известных базовых формаций существует возможность создания на достаточно определенных и единых принципах как абстрактных (учебных) классификаций, так и конкретных региональных систематик, имеющих прогностическое значение.

Базовые рудные формации и магматизм. Месторождения базовых формаций, в особенности сульфидных вкрапленных руд, развиваются длительно как в доинтрузивные, так и послеинтрузивные этапы. Поэтому рассматривать эти месторождения в качестве дериватов конкретного гранитоидного магматизма нет оснований. Исключения представляют расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, в которых в силу низкой вязкости магм очевиден гравитационный эффект, нехарактерный для кислых магм. Вместе с тем исследователи связей гранитоидного магматизма с оруденением, в особенности Э. П. Изох, неодно-

←
 Рис. 1. Размещение наиболее крупных вулканогенных структур с минеральными типами золото-серебряных месторождений различных рудноформационных рядов в Тихоокеанском тектоно-магматическом поясе (с использованием тектонической схемы В. Ф. Белого): 1 – окраинно-материковые (краевые) вулканогенные пояса; 2, 3 – вулканические ареалы зон кайнозойского рифтогенеза с широким распространением (2 – игнимбритов кислого состава, 3 – субщелочных и щелочных базальтов); 4, 5 – платобазальты трапповой формации (4 – юрской, 5 – неогеновой); 6–10 – ареалы и зоны вулканотектонической активизации неустоенного типа, сложенные кайнозойскими толеитовыми, субщелочными и щелочными базальтами (6), преимущественно позднекайнозойскими щелочными базальтами (7), преимущественно вулканиками известково-щелочной серии (8, 9) (палеозойскими и мезозойскими (8), кайнозойскими (9), продуктами современного андезитового вулканизма (10) (а – Каскадных гор, б – Трансмексиканская); 11 – глубоководные желоба; 12–16 – выявленные и предполагаемые линии размещения эпитермальных золото-серебряных месторождений следующих минеральных типов (и рудноформационных рядов): электрум-халькопирит-пиритового, электрум-сфалерит-галенитового (преимущественно медно-молибден-порфировые ряды) (12), электрум-аргентитового, электрум-сфалерит-галенитового (преимущественно олово-серебро-порфировые ряды) (13), электрум-арсенопирит-пиритового, электрум-сульфоантимонитового (преимущественно нерасчлененные ряды сульфидных вкрапленных руд) (14), электрум-халькопирит-сфалерит-галенитового (преимущественно колчеданные ряды) (15), золото-теллуридного, электрум-пиритового (преимущественно хромитовые, платинометалльные и медно-никелевые ряды) (16); 17 – различные районы выявленного золото-серебряного оруденения.

Буквами обозначены окраинно-материковые вулканогенные пояса: О – Охотско-Чукотский, С – Сихотэ-Алинский, Х – Хонсю-Корейский, К – Восточно-Китайский, Ч – Чилийско-Перуанский, Э – Эквадорский, М – Мексиканский. Цифрами обозначены ареалы вулканизма: 1 – Омолонский (девон), 2 – Южно-Аргентинский (юра), 3 – Хинганский (юра – неогом), 4 – Тасманский, 5 – Калифорнийско-Колумбийский, 6 – Патагонский, 7 – Сунгарийский, 8 – Восточно-Австралийский, 9 – Ново-Зеландский

Fig. 1. Distribution of major volcanic structures characterized by gold-silver deposit types from different ore deposit assemblages of the Pacific tectonomagmatic belt (the schematized tectonics by V. F. Belyi is used): 1 – continental marginal (edge) volcanic belts; 2, 3 – volcanic areas of the Cenozoic rifting featured by a wide distribution of (2 – felsic ignimbrite, 3 – subalkalic and alkalic basalt); 4, 5 – trapp plateau basalt (4 – the Jurassic, 5 – the Neogene); 6–10 – the areas and zones of volcanotectonic activity of uncertain type composed of the Cenozoic tholeiite subalkalic and alkalic basalt (6), dominated by Late Cenozoic alkalic basalt (7), dominated by calc-alkalic volcanics (8, 9) (the Paleozoic and Mesozoic (8), the Cenozoic (9), the modern andesite volcanism products (10) (a – the Cascade Mountains, b – the Trans-Mexican); 11 – deep trenches; 12–16 – the established and suggested distributions of epithermal gold-silver deposits of the following mineral types (and ore deposit assemblages): electrum-chalcopryrite-pyrite, electrum-sphalerite-galena (basically copper-molybdenum-porphyry assemblages) (12), electrum-argentite, electrum-sphalerite-galena (basically tin-silver-porphyry assemblages) (13), electrum-arsenopyrite-pyrite, electrum-sulfostibnite (basically undifferentiated disseminated sulfide assemblages) (14), electrum-chalcopryrite-sphalerite-galena (basically massive sulfide assemblages) (15), gold-telluride, electrum-pyrite (basically chromite, platinum minerals and copper-nickel assemblages) (16); 17 – the established gold-silver mineralization areas.

Volcanic belts over continental edges are indicated by the following letters: О – the Okhotian-Chukotian, С – the Sikhote-Alin, Х – the Honshu-Korean, К – the East Chinese, Ч – the Chilean-Peruvian, Э – the Ecuadorian and М – the Mexican. Volcanic areas are indicated by the following figures: 1 – Omolon (the Devonian), 2 – South Argentina (the Jurassic), 3 – Khingan (the Jurassic – Neocomian), 4 – Tasmania, 5 – California-Columbia, 6 – Patagonia, 7 – Sungari, 8 – East Australia, 9 – New Zealand

кратно отмечали, что индикатором металлогенности интрузивов является их общая щелочность и каликатровые отношения. Как известно, Д. Х. Грин с соавторами (1968) относят калий к группе некогерентных элементов, подчеркивая этим, что его содержания не связаны непосредственно с изменениями состава магматических пород. Содержания калия в породах, по всей вероятности, определяются особенностями интрателлурических потоков мантийных флюидов. В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев (1975) предполагали, в частности, возможность отделения калия при выплавлении андезитовых магм в процессе эклогитизации базальтов. Так, наиболее высококалийносные гранитоиды ассоциируют с оловянными и олово-серебряными месторождениями. Гранитоиды с умеренными каликатровыми отношениями ассоциируют с золото-сульфидными месторождениями. Подобные же щелочные гранитоиды, но преимущественно высоконатрового ряда ассоциируют с месторождениями базовых медно-порфировых

формаций. Эти связи, по нашему мнению, демонстрируют влияние интрателлурических потоков как на состав и эволюцию магматизма, так и на мобилизацию-концентрацию рудогенных элементов, необходимых для развития базовых месторождений, формирование которых обычно начинается еще в догранитоидные эпохи. Интересно отметить, что, по данным Э. П. Изюха (1986 г., устное сообщение), каликатровая эволюция магматизма на примере многофазного Магаданского интрузива ОЧВП протекала от низкокалийных магм к высоконатровым и каликатровым в первом мега ритме и затем от каликатровых и высоконатровых к высокощелочным каликатровым. Соответственно, как полагал Э. И. Изюх, изменяется и рудная минерализация магматических пород от железистых скарноидов до золото-молибденового оруденения и затем от молибден-вольфрамового до золото-серебряного сульфидного (вкрапленных руд). Поскольку в этой эволюции Магаданского «батолита» отражается общее развитие

охотской ветви ОЧВП и его перивулканической зоны (не выражены только поздние калиевые гранитоиды с олово-серебро-порфировым оруденением), постольку представляется логичным, по Э. П. Изоху, связать эту эволюцию с особенностями интрателлурического потока, определяющего развитие щелочности пород и их рудоносности. Можно предположить, что рудогенные элементы, так же как и калий, относятся к группе некогерентных. В этом случае влияние интрателлурического потока на мобилизацию-концентрацию элементов представляется связанным с эволюцией щелочности магматизма всего лишь опосредованно. Так, при исследовании золото-сульфидных руд вкрапленного типа установлено, что они представлены тонкодиспергированным арсенопиритом и пиритом. Кристаллы этих сульфидов отличаются, как правило, самыми высокими содержаниями элементов-примесей (золота, сурьмы, ртути и др.). Не установлено никаких парагенетических связей между этими сульфидами и рудными аксессуориями гранитоидов, хотя влияние глубинных флюидов на особенности гидротермальных процессов очевидно (Сидоров, 1998).

Как известно, при изменениях в процессах магматизма и метаморфизма осадочных и вулканогенных толщ формируется определенное количество рудоносных зон за счет примесей рудных элементов в пороодообразующих минералах и аксессуориях. Но закономерности мобилизации-концентрации рудных элементов и состав гидротерм при таких процессах настолько сложны и неоднозначны, что образование значительных месторождений вне изначально (унаследованных) рудоносных структур представляется скорее редким исключением, нежели правилом. Вместе с тем фактор унаследованности оруденения, лежащий, казалось бы, «на поверхности», по ряду причин методологического плана не утвердился в качестве определяющего. Во-первых, в молодых фанерозойских провинциях, которые наиболее хорошо поддаются изучению, унаследованность, тем не менее, почти всегда проблематична из-за неизученности толщ фундамента структур. Во-вторых, главнейшими источниками рудного вещества полагаются гранитоидные интрузии и (или) еще более гипотетические глубинные (подкорковые) флюиды. Однако большие массивы исследований по изотопии элементов руд и пород в сущности разрушили мифы об эффективных гранитоидных и подкорковых источниках. В частности, на основе этих исследований один из патриархов рудной геологии США еще в 70-х гг. прошлого века констатировал, что рудообразующие флюиды эпитеpmальных месторождений не обнаруживают каких-либо связей ни с магматическими, ни с мантийными источниками (Уайт, 1977). И это вопреки тому, что приуроченность этих месторождений к

глобальным тихоокеанским структурам полагалась убедительным доказательством сравнительно однородного подкорowego (нижнекорowego) источника их рудного вещества. И вопреки тому, что Г. Шнейдерхен (1957) установил связи этих месторождений в пределах Паннонского массива (Европа) с гранитоидами определенного химического состава. Но все это существенно не повлияло на современные «классические» представления об источниках рудного вещества. Более того, многочисленные сведения о формировании рудных залежей «черных курильщиков» рассматриваются в качестве доказательства фактора унаследованного развития крупных рудных месторождений, хотя возрастной диапазон формирования основания базальтового слоя (расслоенных мафит-ультрамафитовых магматитов) неизвестен, но именно в этом слое легко предсказуем гравитационный эффект образования первоисточников рудного вещества.

Зоны тонкой сульфидизации и наноминерализации различной природы большинство геологов до настоящего времени все еще рассматривают в качестве околорудных-околожильных ореолов рассеяния. Хотя давно установлено, в том числе нами, что именно эти зоны являются самыми эффективными источниками минерального вещества при формировании рудных тел в связи с неограниченными возможностями мобилизации наночастиц рудного вещества рассолами, растворами и даже метеорными водами. Состав рассолов и растворов безусловно влияет на скорость (время) отложения руд, но в пределах геологических эпох не является определяющим условием формирования крупных месторождений.

Геолого-генетическое моделирование рудноформационных рядов. Моделирование рудных месторождений – необходимый элемент рудноформационного анализа. Однако у англоязычных геологов эти модели нередко полностью заменяют рудноформационный анализ. Учитывая, что моделирование рудных месторождений по ущербному англоязычному образцу развивается и в отечественной геологии, хотелось бы обратить внимание на необходимость моделирования рудноформационных рядов (или рудных комплексов – ore assemblage).

Количество моделей рудных месторождений по весьма популярной методике Д. П. Кокса и Д. А. Сингера (Cox, Singer, 1986) может быть неопределенным, если пойти по пути развития индивидуальных характеристик каждого месторождения. Генетическую сущность и общность месторождений можно обнаружить только при моделировании рядов рудных формаций. Особенно это относится к месторождениям гидротермального класса, которые обычно являются вторичными по отношению к месторождениям магматического,

осадочного и метаморфического классов. Подавляющее большинство месторождений в той или иной мере гидротермальные, если эволюцию процессов мобилизации и концентрации рудного вещества рассматривать как историю развития месторождений. В связи с этим едва ли можно признать корректным выделение классов месторождений на основе только процесса рудоотложения.

При создании моделей рудноформационных рядов прежде всего необходимо выделить базовые месторождения (колчеданные, порфировые, стратиформные гидротермально-осадочные и осадочные), определяющие металлогению рудных районов. Анализируя состав руд этих месторождений, в том числе оперируя знаниями о гидротермальных минеральных парагенезисах, нетрудно определить вероятный состав руднокварцевых жил соответствующих районов. И, наоборот, по составу жил можно получить представление о составе руд базовых месторождений. Более того, элементы-примеси в кварце и в других жильных минералах, как правило, отражают состав руд базовых месторождений.

На основе рудноформационного анализа месторождений Северо-Востока России и других рудных провинций в табл. 2 дана геолого-генетичес-

кая характеристика важнейших рудных формаций Тихоокеанского рудного пояса. Из нее следует, что жильные месторождения принадлежат (генетически или парагенетически) к соответствующим рядам рудных формаций, состав которых определяется комплексными рудами конкретных месторождений базовых формаций. Генетический тип связи жильных и базовых месторождений означает, что главным источником рудного вещества жильных месторождений являлись руды базовых месторождений (стратиформных вкрапленных руд, колчеданных, порфировых). Парагенетический тип связи означает, что базовые и жильные месторождения имели общий источник рудного вещества. Разумеется, в рудных районах наиболее распространен смешанный – генетически-парагенетический тип связей. Вместе с тем совершенно очевидно, что генетический тип связи в отличие от парагенетического характерен для полихронных рядов рудных формаций.

Так, фанерозойские ряды рудных формаций, изученные нами на Северо-Востоке России, определяются преимущественно золото- и сереброносными месторождениями. Ряд жильных месторождений этих формаций в зависимости от геологических и в особенности физико-химических ус-

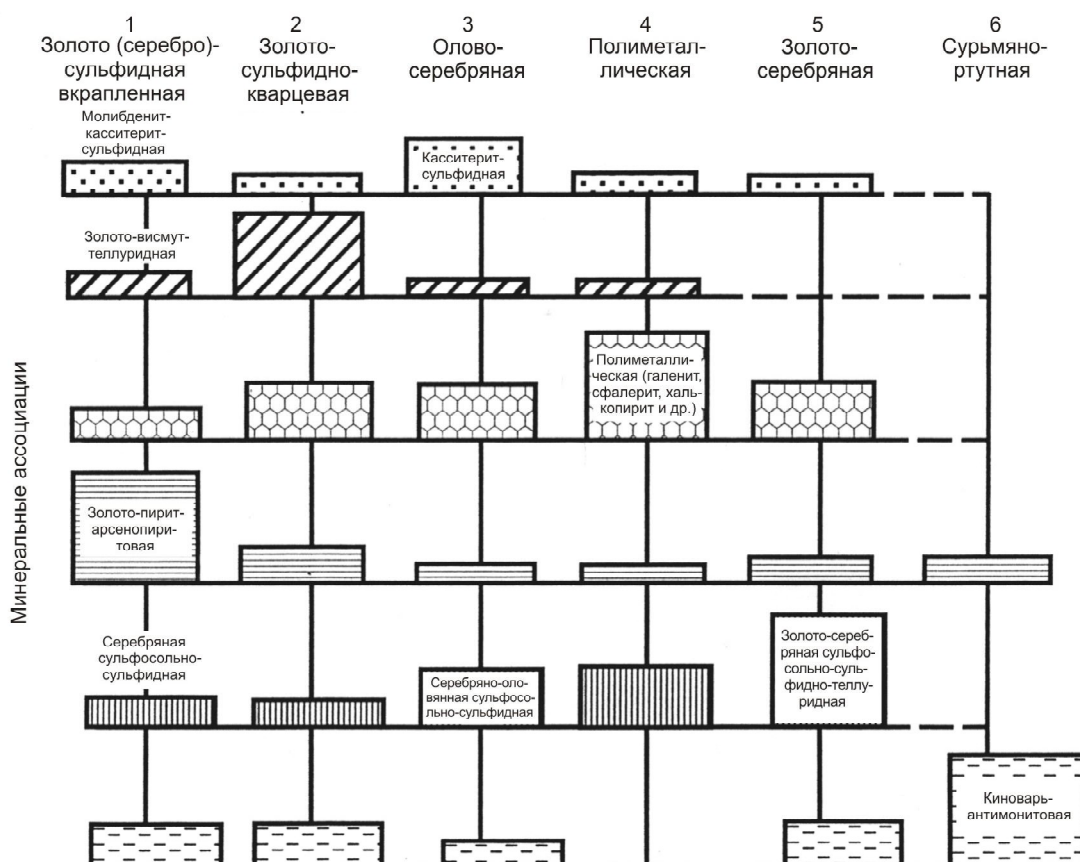


Рис. 2. Рудноформационный ряд золото-сульфидной (вкрапленных руд) базовой формации (на примере Майского рудного узла, Центральная Чукотка)

Fig. 2. Ore deposits of the disseminated gold-sulfide principle assemblage (exemplified by the Maisky Ore District, Central Chukotka)

ловий рудообразования изменяют состав руд от существенно золотых до существенно серебряных (Сидоров, 1998). Вместе с тем эпитермальные жильные месторождения различных рядов рудных формаций нередко весьма подобны, если не сказать – конвергентны. Некоторые различия в составе руд могут быть установлены только после тщательного сравнительного минералогического изучения месторождений всего рудноформационного ряда и в особенности руд базовых месторождений (рис. 2). Опираясь на примат металлогенической унаследованности, представляется возможным построить полихронные рудноформационные ряды для различных тектоно-стратиграфических террейнов. Так, для постаккреционного Восточно-Азиатского металлогенического пояса, наложенного на террейны самых различных типов – от кратонных до островодужных, эпитермальное золото-серебряное оруденение представляется типоморфным. Однако это оруденение не однородно, что хорошо видно из разнообразия рудноформационных рядов. Например, золото-серебряные месторождения сульфидных рядов отличаются более высоким развитием сульфидных минеральных ассоциаций; эти же месторождения, входящие в олово-порфировый ряд, являются обычно существенно серебряными и менее сульфидными. Содержание золота и серебра в рудах месторождений в сущности обусловлено степенью золото- и сереброносности руд базовых месторождений. Существует и ряд других еще слабо изученных геохимических различий между золото-серебряными, золотыми, оловянными и полиметаллическими месторождениями различных рядов рудных формаций. Вместе с тем жильные месторождения, формирующиеся в более стабильной физико-химической обстановке, обладают высшей степенью конвергенции.

На примере месторождений Северо-Востока России и других тихоокеанских рудных провинций хорошо видны не только общие элементы конвергенции жильных месторождений генетически различных рядов рудных формаций, но и резкое возрастание этой конвергенции в низкотемпературных членах рядов. Как известно, глобальное распространение конвергентных эпитермальных месторождений в структурах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов является в сущности главным аргументом в пользу глубинных (подкорových, нижнекорových) источников рудного вещества. Но эпитермальные месторождения почти непрерывно прослеживаются во всех вулканогенных структурах этих рудных поясов только потому, что они в той или иной мере свойственны всем рядам рудных формаций. То есть элементы металлогенической однородности тихоокеанских и средиземноморских вулканогенных структур связаны отнюдь не с однотипностью источников руд-

ного вещества, а с весьма подобными (эпитермальными) физико-химическими условиями отложения руд. Путеводная нить к источникам рудного вещества может быть обнаружена только при детальном изучении базовых месторождений и рядов рудных формаций в целом, моделирование которых должно всегда сочетаться с построением моделей отдельных месторождений.

Распространенность различных жильных месторождений, обогащенность их руд теми или иными металлами определяется составом руд базовых месторождений, что имеет важнейшее практическое значение при оценке перспектив рудных районов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 08-05-00135), Программы ОНЗ № 2, Программы Президиума РАН №14.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // Геология рудных месторожд. – 1975. – Т. 17, № 4. – С. 17–29.
- Белый В. Ф., Сидоров А. А. К проблеме Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеан. геол. – 1990. – № 2. – С. 100–104.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. – Л. : М. : Гостоптехиздат, 1951. – 240 с.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. и др. Петрология верхней мантии. – М. : Мир, 1968. – 335 с.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. – М. : Наука, 1973. – 215 с.
- Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов // Гидротермальные процессы в областях активного вулканизма. – М. : Изд-во АН СССР, 1961. – С. 5–17.
- Кузнецов В. А. Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. – Новосибирск : Наука, 1988. – 243 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. НКТП-СССР. ГНТП. – Л. ; М. : Новосибирск, 1933. – С. 460.
- Российский металлогенический словарь. – СПб., 2003. – С. 276.
- Сидоров А. А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 1998. – 246 с.
- Сидоров А. А., Волков А. В. Генетическое разнообразие и конвергентность эпитермального золото-серебряного оруденения // ДАН. – 2004. – Т. 397, № 1. – С. 72–77.
- Сидоров А. А., Константинов М. М., Еремин Р. А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). – М. : Наука, 1989. – 240 с.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1946. – № 2. – С. 13–28.
- Старостин В. И. Металлогения. – М. : Изд-во Москов. ун-та, 2004. – С. 158.
- Уайт Д. Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. – М. : Мир, 1977. – 597 с.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М. : Изд-во МГУ, 1995. – 476 с.

Шатский Н. С. Избранные труды. – М. : Наука, 1964. – Т. 2. – 720 с.

Шнейдерхен Г. Генетическая классификация месторождений на геотектонической основе // Рудные

регенерированные месторождения. – М. : ИЛ, 1957. – С. 11–62.

Backlund H. Zum Werdegang der Erze // Geol. Rdschau. – 1941. – Vol. 32. – P. 60–66.

Cox D. P., Singer D. A. Mineral Deposit Models // U. S. Geological Survey Bull. 1693. – Washington, 1986. – P. 379.

Поступила в редакцию 28.07.2009 г.

ORE ASSEMBLAGE STUDIES

A. A. Sidorov, V. I. Starostin, I. N. Tomson, A. V. Volkov

Being concerned about the decline of the formational trend in the Russian geology the authors demonstrate its good researching prospects using the ore assemblage studies as an example. An improved concept of principle ore assemblages is presented, and, in compliance with this concept, the large-volume deposits, which were earlier considered to be unique and polygenic by their character, are postulated to be the key classification units.

Key words: principle ore assemblage, metallogeny, large-volume deposit, inheritance, modeling, polychrony and polygeny.