

РОЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В ФОРМИРОВАНИИ ЭНДОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЕНИИ)

© 1998 г. М. С. Акопян, Р. Л. Мелконян

*Институт геологических наук НАН Республики Армения
375019 Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 10.06.98.*

Роль геологической среды в образовании эндогенных гидротермальных месторождений проявляется в течение всего процесса формирования рудно-магматических систем. Вынос рудоносных растворов из кристаллизующегося интрузивного расплава осуществляется путем функционирования гидротермальной системы направленно движущихся растворов. В рассмотренных нами случаях причиной рудоотложения являлись окислительно-восстановительные реакции между растворами и средой.

Формирование месторождений различных металлов, связанных с одним и тем же интрузивным комплексом, обязано не эволюции состава гидротермальных растворов, а конкретной геологической среде рудоотложения, т.е. типам геохимических барьеров. Масштабы же оруденения обусловлены главным образом структурными особенностями геологической среды рудоотложения.

Роль геологической среды в формировании эндогенного гидротермального оруденения, как известно, весьма многообразна и проявляется при формировании рудоносности гранитоидных комплексов, видового состава рудных минералов и их отложении, морфологии рудных тел, масштабов оруденения и др.

Новые возможности для решения ряда аспектов этой проблемы и некоторых общих вопросов теории рудообразования выявлены нами при анализе результатов изотопных исследований некоторых месторождений Армении и обсуждаются в предлагаемой работе. В этом разрезе нами рассмотрены палеоостроводужная Кохб-Шнохская рудно-магматическая система в составе одноименного интрузивного комплекса, Техутского медно-молибден-порфирирового, Кохбского и Мисханского гематит-магнетитовых месторождений, а также постколлизийная Каджаранская рудно-магматическая система в составе Вохчинского гранит-гранодиоритового интрузивного комплекса и гигантского Каджаранского медно-молибден-порфирирового месторождения. Основу обсуждения составляют результаты изотопных (О, С, Н, S), в первую очередь изотопно-кислородных, а также геолого-петрографических и геохимических исследований. Методика изотопных исследований приведена в нашей ранней публикации [1].

Роль геологической среды в формировании рудоносности интрузива

Рассматриваемый вопрос нами исследован на примере Кохб-Шнохского тоналитового интрузивного комплекса (~90 км²) нижнемелового возраста (133±8 Ма), находящегося в Алавердском рудном районе (Сев. Армения) в пределах Закавказской мезозойской палеоостроводужной

структуры. Интрузив представлен штокообразным полифазным, полифазциальным массивом, прорывающим средне- и верхнеюрские вулканиты андезитового и андезито-базальтового составов. Породы I фазы, составляющие более 90% площади массива, представлены широкой гаммой пород – от габбро-диоритов до гранодиоритов при резком преобладании разностей кварц-диоритового и тоналитового составов. Породы более поздних фаз – жильно-магматические породы раннего этапа – аплиты, пегматиты, граниты, плагиоаплиты, небольшие штокообразные тела лейкократовых гранитов приурочены к эндоконтактовым частям массива. В западной эндоконтактовой части массива, в частности, в пределах Техутского рудного поля, широким развитием пользуются штокообразные тела и дайки тоналитов, кварцевых диоритов и диоритов.

Медно-молибденовое и железорудное оруденение ассоциирует с породами первой фазы. В формировании рудоносности интрузива важное значение имеет петрогенетический механизм его становления, обуславливающий либо участие в процессе кристаллизации, либо – накопление в остаточном расплаве тех или иных рудных элементов. Петрогенетический механизм формирования Кохб-Шнохского интрузива, как и полифазных габбро-гранитоидных интрузивов в целом, обычно объясняется процессами либо кристаллизационной дифференциации, либо гибридизма. В частности, формирование пород различных фаз Кохб-Шнохского массива объяснялось процессами кристаллизационной дифференциации [5], ассимиляции исходным расплавом гранитного состава вмещающих пород базитового состава [6,8], ассимиляции исходным расплавом базитового состава кислых пород [11,12,13]. Для решения проблемы нами была разработана изотопно-кислородная методика, апробированная на нескольких объектах, которая обеспечивает однозначное решение [1]. Анализ закономерностей изменения величины $\delta^{18}\text{O}$ пород последовательных фаз Кохб-Шнохского интрузива, а также кварца, плагиоклаза и магнетита из них, свидетельствует о гибридном характере пород интрузива, обусловленном ассимиляцией исходным расплавом базитового состава кварц-полевошпатового материала при существенном преобладании полевошпатовой составляющей [1]. При этом процесс ассимиляции, который происходил в промежуточном очаге, продолжался в течение всего процесса формирования массива.

Следует подчеркнуть, что процессами ассимиляции предопределяются не только составы пород, но и механизм кристаллизации расплава, и формирование рудоносности массива. Поскольку ассимиляция приводит к нарушению химического и изотопного равновесия, то, согласно принципу Ле Шателье, должны возникнуть процессы, направленные на восстановление равновесия путем снижения концентрации полевошпатового компонента в расплаве, т.е. путем кристаллизации полевых шпатов. Эта тенденция действовала на всем протяжении формирования составов пород массива. Несмотря на понижение температуры расплава (от ранних фаз к поздним), кристаллизация всех пород массива начинается не с более высокотемпературных мафических минералов, а с плагиоклаза. Не наблюдаются также изотопные эффекты, обусловленные понижением температуры. Как процесс кристаллизации, так и распределение изотопов кислорода в породах и минералах полностью контролировались процессом ассимиляции. Цветные минералы – клинопироксен, роговая обманка, биотит, характеризующиеся к тому же низкой железистостью [11], кристаллизовались позже и в небольших количествах (до 7%), после интродуцирования расплава на уровень массива и ослабления тенденции кристаллизации полевых шпатов.

Таким образом, механизм кристаллизации гибридного расплава, образовавшегося в результате ассимиляции корового материала, препятствует кристаллизации железосодержащих силикатов, в результате чего основное количество железа базитового расплава не принимает участия в петрогенетических процессах, обуславливая тем самым железорудную специализацию массива. С другой стороны, обогащение остаточного расплава железом может вызвать процессы, направленные на снижение его содержания путем кристаллизации несиликатных минералов железа – окислов и сульфидов. Аномальные содержания магнетита и серы в породах массива хорошо согласуются с реализацией такого процесса. Наблюдается повышенное содержание магнетита, в кварцевых диоритах 31273 г/т и лейкократовых гранитах 2081 г/т [11], по сравнению со средними значениями в аналогичных типах пород – соответственно 5498 г/т и 954 г/т [10].

В то же время содержание серы в породах ($S_{\text{сульфат}}=0,004\%$, $S_{\text{сульфид}}=0,007\%$) в несколько раз понижено по сравнению с кларком пород среднего состава [7]. Противоположные эффекты обусловлены тем, что кристаллизация сульфидов в промежуточном очаге приводит к обеднению расплава серой, ввиду ее ограниченного количества, и прекращению образования сульфидов, в то время как кристаллизация магнетита может продолжаться в течение почти всего процесса раскристаллизации расплава. В этот период может происходить также кристаллизация сульфидов меди и молибдена. Однако, учитывая высокие содержания железа в расплаве (~90% объема рудных минералов Техутского месторождения представлено пиритом), превышающие содержание всех остальных рудных элементов на порядок и более, расход меди и молибдена в этом процессе будет небольшим. Основное же количество меди и молибдена, как и железа, накапливается в остаточном расплаве и проявляется в постмагматических гидротермальных процессах.

Механизм выноса рудного вещества из интрузива

Выяснение механизма выноса рудного вещества имеет важное значение для понимания процесса гидротермального рудообразования и роли геологической среды в этом процессе.

Закономерности распределения изотопов углерода в жильных кальцитах различных генераций Кохбского и Мисханского железорудных месторождений ранее привели нас к выводу об их отложении из направленно движущихся под давлением гидротермальных растворов [4].

Механизм рудоотложения из гидротермальной системы направленно движущихся растворов подробно обсужден нами в более ранних публикациях [1,2], поэтому здесь отметим лишь главные особенности этой системы:

1. Действие системы начинается с раскристаллизации приконтактовой зоны интрузива, т.е. непосредственно после внедрения магматического расплава и заканчивается завершением кристаллизации интрузива.

2. Генерация гидротермальных растворов носит монотонный характер, а их состав остается постоянным.

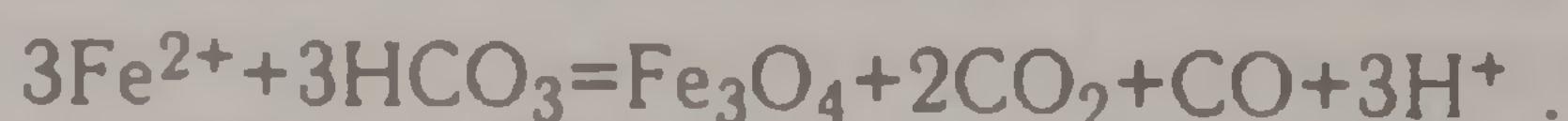
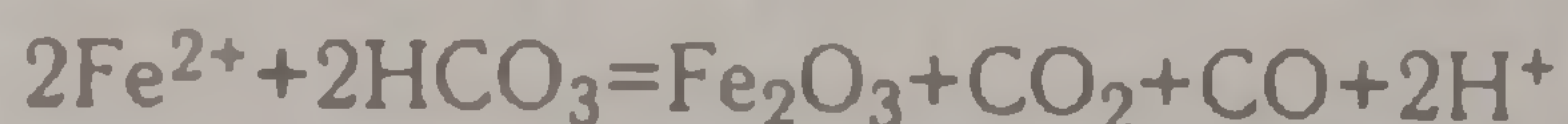
3. Прерывистость процесса рудоотложения, послужившая основанием для развития представлений о пульсационном характере поступления гидротермальных растворов, объясняется неоднократной сменой каналов перемещения растворов, обусловленной механизмом формирования растворов, а также изменением степени и плана трещиноватости рудовмещающих пород.

Роль геологической среды в рудоотложении

Анализ полученных данных указывает, что на всех изученных нами объектах причиной отложения рудных минералов являлось взаимодействие между рудоносными растворами и средой.

На Кохбском и Мисханском железорудных месторождениях контактово-метасоматического типа, ассоциирующих с Кохб-Шнохским тоналитовым интрузивом, отложение гематит-магнетитовых руд обусловлено реакцией гидротермальных растворов с известняками, которые в виде отдельных линз находятся в вулканогенно-осадочных образованиях, прорванных интрузивом (Асланян и др., 1990). Известняки, которые могут являться окислителем, имеют более тяжелый изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}=16,7\div 20,5\text{‰}$), чем основной компонент рудоносных растворов – вода ($\delta^{18}\text{O}\sim 6,1\text{‰}$), и более тяжелый изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}=1,8\div 2,5\text{‰}$), по сравнению с CO_2 магматического происхождения ($\delta^{13}\text{C}\sim -5\text{‰}$). Взаимодействие растворов с известняками должно привести к окислению двухвалентного железа до трехвалентного состояния, отложению гематит-магнетитовых руд и к утяжелению изотопного состава гидротермальных растворов. И действительно, указанный химический и изотопные эффекты фиксируются на обоих месторождениях, отличаясь лишь количественными величинами их проявления. Последнее обусловлено спецификой геологического строения отмеченных месторождений, а именно – более широким развитием известняков на Мисханском месторождении по сравнению с Кохбским. Исходя из зависимости скорости реакции между раствором и твердым телом от величины поверхности взаимодействия, указанные эффекты на Мисханском месторождении должны быть более значительными. Так, на Мисханском месторождении окисление железа было более интенсивным (содержание гематита 25%, против 18% в Кохбском месторождении), утяжеление $\delta^{18}\text{O}$ воды на Мисханском месторождении составляет $\sim 4\text{‰}$, а на Кохбском $\sim 1,5\text{‰}$, значения $\delta^{13}\text{C}$ кальцитов Мисханского и Кохбского месторождений равны соответственно $-1,5\text{‰}$ и -3‰ , в то время как $\delta^{13}\text{C}$ кальцитов, содержащих только магматический углерод, при температурах рудоотложения ($\sim 400^\circ\text{C}$) оценивается от -5‰ до $-7,5\text{‰}$. Смешанный изотопный состав углерода кальцитов подтверждает наличие в рудоносных растворах магматического CO_2 и указывает на возможность растворения известняков.

В целом механизм формирования железорудных месторождений можно представить как процесс растворения магматогенными гидротермальными растворами известняков, сопровождающийся окислительно-восстановительными и изотопно-обменными реакциями в растворе между ионами двухвалентного железа и бикарбоната с отложением гематита и магнетита:



Воздействие среды на процессы рудоотложения отчетливо проявляется и при формировании Техутского медно-молибденового месторождения. Месторождение приурочено к эндоконтактовой полосе Кохб-Шнохского интрузива и размещено в мощной зоне разломов. Кроме сульфидов – пирит, халькопирит, молибденит и др., на месторождении широким развитием пользуются сульфаты – ангидрит, гипс [3]. Формирование месторождения в островодужной обстановке и его приуроченность к мощной зоне разломов указывает на возможность участия морской воды и ее серы в процессах рудообразования. В то же время, как мы уже отметили, исто-

рия формирования интрузива свидетельствует о сильной обедненности остаточных продуктов кристаллизации серой. Это обстоятельство подтверждается и результатами исследования различных месторождений, связанных с Кохб-Шнохской рудно-магматической системой, в которых количество серусодержащих минералов находится в прямой зависимости от наличия и масштабов проявления разрывных структур, что свидетельствует о внешнем источнике серы. Так, на Мисханском и Кохбском месторождениях контактово-метасоматического типа содержание сульфидов ~3%, причем сульфиды поздние, а сульфаты полностью отсутствуют, на Боверигашском кварц-гематитовом месторождении жильного типа содержание сульфидов доходит до 9%, а на Техутском медно-молибденовом месторождении оно составляет ~95%, при широком развитии сульфатов. Участие морской воды в процессах рудообразования подтверждается и изотопными данными. Это прежде всего изотопный состав кислорода воды рудообразующих растворов, колеблющийся в пределах 2,8÷5,0‰, при исходном значении $\delta^{18}\text{O}$ воды рудоносных растворов ~6,1‰, а также изотопный состав водорода воды из включений в ангидрите, колеблющийся от -20‰ до -44‰. Эти данные однозначно свидетельствуют, что рудообразующие растворы Техутского месторождения представляют собой смесь магматогенных растворов и морской воды, причем следует отметить, что изотопный состав серы ангидритов месторождения ($\delta^{34}\text{S}=16,6\text{‰}$) соответствует значениям, характерным для сульфатной серы юрско-мелового моря.

В общем виде процесс рудообразования представляется следующим образом. Зона разломов в западной эндоконтактовой полосе интрузива представляла собой участок земной коры, где действовала конвективно-циркуляционная гидротермальная система. В процессе раскристаллизации интрузива и поступления в эту зону рудоносных растворов их давление, в результате расширения рудоподводящих каналов, понижалось и происходило их смешение с морской водой. Как ранее нами было показано, в гибридном рудообразующем растворе соотношение морской воды с магматогенными растворами колебалось от 1:1 до 1:4,5 [4]. Согласно экспериментальным данным [14], при температуре 300°C и выше сульфат ион, взаимодействуя с двухвалентным железом, восстанавливается до сульфидного состояния. Температура рудообразования на Техутском месторождении – 315÷370°C, наличие сульфатной серы и двухвалентного железа в гибридном растворе указывают на аналогичный механизм образования оруденения. При более низких температурах, когда восстановление сульфатной серы невозможно, происходило отложение сульфатов. Указанный температурный контроль отложения сульфидов и сульфатов отчетливо проявляется в зональности месторождения – в приуроченности сульфатов преимущественно к более холодной внешней эндоконтактовой зоне интрузива, а сульфидов – к внутренней. Внедрение синрудных малых интрузий диорит-, кварцевый диорит-порфиритов, тоналитовых порфиров приводило к локальному повышению температуры и смене сульфатной минерализации на сульфидную.

Роль геологической среды более многообразно проявлена при становлении Каджаранского месторождения, в формировании которого активную роль играли интрузивы Мегринского полифазного плутона (~1000 км²). Рудовмещающими являются породы монцонитового интрузивного комплекса (верхний эоцен-олигоцен), а рудоносными, с которыми обычно связывается оруденение, – интрузивы более позднего (нижний миоцен) – гранит-гранодиоритового комплекса. Контакт между ними тектонический и проходит вдоль регионального Таштунского (Дебаклинского) разлома надвигового характера. Морфологически месторождение представлено

огромным штокверком, подчиненное значение имеют кварц-сульфидные жилы. Выделяются 10 стадий минерализации: кварц-магнетитовая, кварц-полевошпатовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-сфалерит-галенитовая, карбонатная, халцедоновая, ангидрит-гипсовая [9]. Результаты изотопных и термометрических исследований кварца различных стадий минерализации, а также расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов и пород равновесных с ними приведены в табл.1.

Таблица 1

Изотопные составы кислорода кварца, рассчитанные значения $\delta^{18}\text{O}$ воды и пород Каджаранского месторождения, температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце

№	№№ обр.	Стадии минерализации	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)				Группы пород
			кварц	вода	порода	t, °C	
1	4/85	кварц-магнетитовая	10,2	8,1	8,9	520	I
2	2/85	кварц-полевошпатовая	10,0	7,1	8,3	460	
3	24/70	кварц-молибденитовая	10,1	6,7	8,6	430	
4	1/75	кварц-молибденитовая	9,7	6,1	8,1	420	
5	14/70	кварц-молибденитовая	9,6	6,0	8,0	420	II
6	32/70	кварц-молибденитовая	9,8	5,7	8,1	400	
7	23/70	кварц-молибденитовая	9,8	5,7	8,1	400	
8	25/70	кварц-молибденитовая	9,7	5,6	8,0	400	
9	12/64	кварц-молибденитовая	9,7	5,6	8,0	400	
10	33/70	кварц-молибденит-халькопиритовая	9,6	5,0	7,9	375	
11	244	кварц-молибденитовая	9,8	5,0	8,0	370	
12	28/70	кварц-халькопиритовая	9,9	5,1	8,0	370	
13	30/70	кварц-молибденитовая	9,9	4,6	8,0	350	
14	74/к	кварц-молибденит-халькопиритовая	10,1	4,2	8,0	330	
15	77/к	кварц-халькопиритовая	10,2	3,9	8,1	315	
16	17/63	кварц-сфалерит-галенитовая	7,3	0	4,9	290	III
17	13/65	кварц-пиритовая	8,1	-0,4	5,5	260	
18	39/70	кварц-пиритовая	7,5	-0,6	5,3	260	
19	3/70	кварц-сфалерит-галенитовая	6,7	-2,3	4,0	250	
20	4/70	кварц-пиритовая	7,0	-2,7	4,7	235	

По изотопному составу кислорода рудовмещающие монцониты ($\delta^{18}\text{O}=6,5\text{‰}$) значительно отличаются от рудоносных гранитов и гранодиоритов ($\delta^{18}\text{O}=9,0\text{‰}$), поэтому взаимодействие растворов с монцонитами должно сопровождаться заметными изотопными эффектами. Изотопный состав кислорода воды рудоносных растворов, по данным исследования источника растворов, равен $8,1\text{‰}$. Аналогичный изотопный состав имеет и вода рудообразующих растворов начальной, кварц-магнетитовой стадии (см. табл.1). Отложение кварц-магнетитовой ассоциации свидетель-

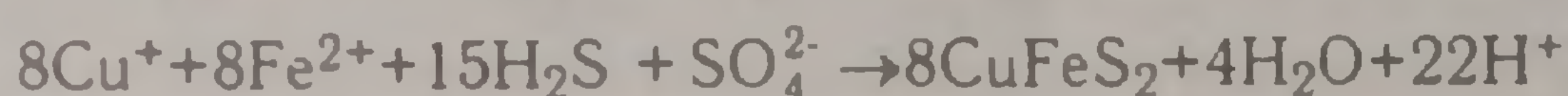
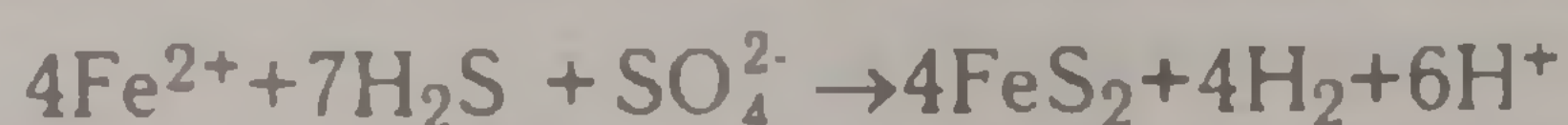
ствуется об определенных изменениях рудоносных растворов, однако, если допустить, что эти изменения вызваны взаимодействием растворов с монцонитами, то непонятно отсутствие ожидаемого изотопного эффекта, и смена кварц-магнетитовой ассоциации на безрудную кварц-полевошпатовую, при наличии в растворах железа. В этой связи естественно предположить, что причиной отложения магнетита мог быть только кратковременно действующий фактор, каковым, по всей вероятности, явилось первоначальное заполнение зоны разломов и трещин в монцонитах, в которых неизбежно присутствие атмосферного кислорода. Обогащение свободным кислородом начальных порций рудоносных растворов, после их выхода из источника и перемещения по трещинам привело к окислению железа и отложению магнетита. С израсходованием запасов кислорода отложение магнетита прекращается.

Ожидаемый изотопный эффект, т.е. облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов в результате взаимодействия с монцонитами, фиксируется в последующих двух стадиях минерализации. Однако, поскольку аналогичный эффект может быть и результатом понижения температуры, то для контроля нами использованы расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ пород равновесных с соответствующими водами. По характеру расчетных значений $\delta^{18}\text{O}$ пород, исследованные образцы разделены на 3 группы. Распределение изотопов кислорода в I группе соответствует ожидаемым изотопным эффектам, обусловленным взаимодействием растворов с монцонитами в условиях понижения температуры. Молибден является элементом переменной валентности и отложение молибденита объясняется окислительно-восстановительными реакциями между раствором и монцонитами. При этом в начале кварц-молибденитовой стадии изменения в растворах достигают возможного максимального значения, а затем устанавливается равновесие между растворами и монцонитами (обр.1/75).

Кварц-молибденитовая стадия последовательно сменяется кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой, кварц-галенит-сфалеритовой, затем безрудными — карбонатной, халцедоновой и ангидрит-гипсовой. Этот порядок в таблице 1 несколько нарушен, поскольку за основу систематизации образцов, отобранных из разных участков, приняты температуры их отложения. Анализ гидротермальной системы направленно движущихся растворов показывает, что как в пространстве (по мере удаления от источника), так и во времени последующие отложения всегда являются более низкотемпературными, чем предыдущие. Нарушение этого порядка недопустимо, поскольку температура на всех участках контролируется одним и тем же фактором. Состав же парагенетических ассоциаций контролируется факторами, которые на разных участках месторождения могут проявляться в разное время, и поэтому при сопоставлении образцов из разных участков такие расхождения возможны и принципиального значения не имеют.

После установления равновесия в системе, смена состава отлагающихся минералов невозможна без участия в процессе новых факторов. В результате понижения температуры ожидаемыми изотопными эффектами являются облегчение $\delta^{18}\text{O}$ воды растворов и утяжеление $\delta^{18}\text{O}$ пород. В действительности же во второй группе образцов значения $\delta^{18}\text{O}$ пород не меняются, а в третьей группе — понижаются, причем даже ниже величин, известных для магматических образований. Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды понижаются и приобретают минусовые значения, а на карбонатной стадии опускаются ниже $-3,7\text{‰}$. Все это свидетельствует о поступлении в систему и участии в процессах рудообразования метеорной воды, а, следовательно, и атмосферного кислорода, что приводит к повышению окислительного потенциала растворов. Смешение становится возможным и коли-

чество метеорной воды в рудообразующих растворах увеличивается в результате понижения давления магматогенных растворов. Из приведенных в таблице данных видно, что химический эффект смешения проявляется с некоторым запаздыванием по сравнению с изотопным. Это обстоятельство объясняется особенностями их оценки. Изотопные эффекты выявляются непосредственно, в то время как смена парагенетических ассоциаций считается состоявшейся лишь при существенном превалировании новообразованного минерала, характеризующего новую парагенетическую ассоциацию. Иначе говоря, смена парагенетических ассоциаций происходит тогда, когда эффект от смешения достигает определенного значения. В гидротермальных условиях образование пирита и халькопирита происходит в процессе окислительно-восстановительных реакций:



Как видно из приведенных уравнений [14], для образования пирита требуется в два раза больше окислителя, чем для халькопирита. Последовательность отложения халькопирита и пирита в нашем случае также соответствует повышению окислительного потенциала в растворах.

Переход от образцов второй группы к третьей отмечается аномальным изотопным сдвигом ($\sim 4\text{‰}$), обусловленным завершением кристаллизации гранит-гранодиоритового интрузива. В результате этого прекращается генерация магматогенных растворов и резко возрастает роль метеорной воды в рудообразующих растворах.

Завершение кристаллизации интрузива отражается и в геологическом строении Каджаранского месторождения. В соответствии с функционированием механизма направленно движущихся растворов наименее распространенными на месторождении должны быть наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации, а наиболее распространенными — самые низкотемпературные. Однако эта закономерность выдерживается лишь для кварц-магнетитовой, кварц-полевошпатовой, кварц-молибденитовой и кварц-халькопиритовой ассоциаций, который отлагались до вышеуказанного изотопного сдвига. Последующие парагенетические ассоциации, имеющие небольшое развитие на месторождении, отлагались из конвективно-циркуляционной гидротермальной системы, в которую новые порции рудных элементов не поступали. Смена парагенетических ассоциаций в этом случае определяется истощением системы соответствующими элементами в процессе рудоотложения.

Зависимость масштабов месторождений от особенностей геологической среды

Кристаллизация интрузива, с нормальным содержанием летучих ($\sim 3-5\%$) в квазиоднородной среде происходит в целом равномерно, по всей эндоконтактной зоне, обуславливая одинаковую мощность раскристаллизованных зон и равномерный выход рудоносных растворов по всем направлениям. В этих условиях возможно образование многочисленных, но небольших по масштабам, месторождений, размещенных в эндо- и экзоконтактной полосе интрузива. Иная картина наблюдается в рассматриваемых случаях. Так, становление Кохб-Шнохской рудно-магматической системы имело место не в однородной среде, поскольку наличие мощной зоны разломов в западной контактной зоне интрузива создавало условия для его одностороннего интенсивного охлаждения (рис.1). Примерно 70-

80% рудоносных растворов интрузива выносятся именно в эту зону, где и формируется Техутское медно-молибденовое месторождение и лишь незначительная их часть — на участки, где происходит образование железорудных месторождений. Именно этим обстоятельством обусловлены незначительные масштабы железорудных объектов, несмотря на то, что содержание железа в рудоносных растворах на порядок превышало концентрацию всех остальных рудных элементов.

Аналогичная картина наблюдается и при становлении гигантского Каджаранского месторождения, когда фронт наиболее интенсивного охлаждения интрузива проходит вдоль зоны мощного регионального Таштунского разлома и где расположены также Агаракское, Айгедзорское и другие месторождения.

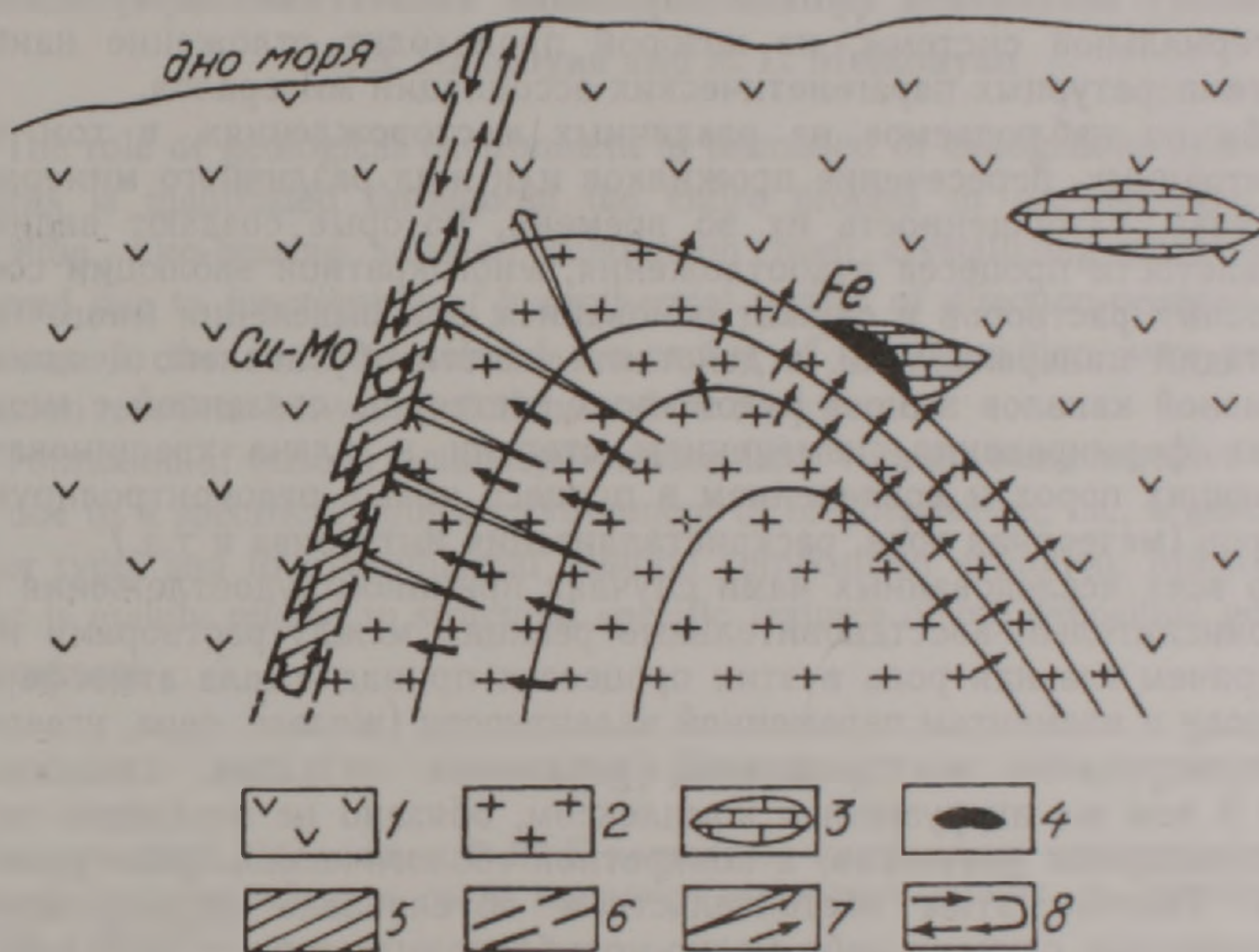


Рис. 1. Схематическая палеогеологическая обстановка формирования Техутского медно-молибденового и Кохбского гематит-магнетитового месторождений. 1 — андезитово-базальты, андезиты, J_3 ; 2 — тоналиты, кварцевые диориты, J_3-K_1 ; 3 — линзы известняков; 4 — гематит-магнетитовые руды; 5 — медно-молибденовые руды; 6 — зона разлома; 7 — потоки направленно движущихся растворов различной мощности; 8 — конвективно-циркуляционная гидротермальная система.

Разумеется, неравномерное охлаждение различных частей интрузивов может вызываться и другими причинами. В частности, при кристаллизации приповерхностных интрузивов более интенсивно происходит охлаждение их апикальных частей, которые и становятся наиболее благоприятными участками для формирования крупных месторождений.

Масштабы месторождений, при прочих равных условиях, несомненно, зависят и от объемов кристаллизующихся интрузивов.

Закключение

Роль геологической среды в образовании эндогенных гидротермальных месторождений проявляется в течение всего процесса формирования рудно-магматических систем. Петрогенетический механизм становления полифазных гранитоидных интрузивных комплексов гибридного-мантийно-корового происхождения предопределяет их рудоносность. Отсутствие рудных месторождений в связи с тем или иным интрузивом не является доказательством их стерильности и обусловлено отсутствием соответствующих условий для рудоотложения.

Вынос рудоносных растворов из кристаллизующегося интрузивного расплава осуществляется путем функционирования гидротермальной системы направленно движущихся растворов, действие которой завершается с полной раскристаллизацией расплава. Тепловая энергия последнего может обеспечить функционирование конвективно-циркуляционной гидротермальной системы, из которой происходит отложение наиболее низкотемпературных парагенетических ассоциаций минералов.

Обычно наблюдаемое на различных месторождениях, в том числе рассмотренных, пересечение прожилков или жил различного минерального состава, разобщенность их во времени, которые создают видимость прерывистости процесса рудоотложения, многократной эволюции состава рудоносных растворов и служат основанием для выделения многочисленных стадий минерализации, в действительности обусловлено неоднократной сменой каналов выноса рудоносных растворов, связанной с механизмом их формирования, изменением степени и плана трещиноватости вмещающих пород и вовлечением в процесс новых рудоконтролирующих факторов (метеорная вода, раскристаллизация интрузива и т.д.).

Во всех исследованных нами случаях причиной рудоотложения являлись окислительно-восстановительные реакции между растворами и средой, причем главная роль в этих процессах принадлежала атмосферному кислороду и элементам переменной валентности (железо, сера, углерод).

Формирование месторождений различных металлов, связанных с одним и тем же интрузивным комплексом, обязано не эволюции состава гидротермальных растворов, а конкретной геологической среде рудоотложения. Именно этим обстоятельством обусловлено формирование в рассмотренных случаях либо медно-молибденовых, либо — железорудных месторождений. Масштабы же оруденения обусловлены главным образом структурными особенностями геологической среды рудоотложения.

Работа выполнена в рамках тем 96-127 и 96-117, финансируемых из Госбюджета Республики Армения.

**ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ՄԻՋԱՎԱՅՐԻ ԴԵՐԸ ԷՆԴՈԳԵՆ ՀԻԴՐՈԹԵՐՄԱԼ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԱՌԱՋԱՅՄԱՆ ԸՆԹԱՅՔՈՒՄ (ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՈՐՈՇ
ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԵՐԻ ԻԶՈՏՈՊԱՅԻՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ
ԱՐԴՅՈՒՆՔՆԵՐԻ ՀԻՄԱՆ ՎՐԱ)**

Մ. Ս. Հակոբյան, Ռ. Լ. Մելքոնյան

Երկրաբանական միջավայրի դերը էնդոգեն հիդրոթերմալ հանքավայրերի առաջացման ընթացքում արտահայտվում է հանքամագմային համակարգերի ձևավորման ամբողջ գործընթացում: Հանքաքեր լուծույթների դուրս բերումը բյուրեղացվող ինտրուզիվ հալոցքից իրականացվում է ուղղորդված շարժվող լուծույթների հիդրոթերմալ համակարգի գործունեության շնորհիվ: Մեր կողմից ուսումնասիրված դեպ-

քերում (պղինձ-մոլիբդենային և երկաթի հանքավայրեր) հանքանստեցման պատճառ են հանդիսացել լուծույթների և միջավայրի միջև ընթացող օքսիդացման-վերականգնման ռեակցիաները:

Միևնույն ինտրուզիվ կոմպլեքսի հետ կապված տարբեր մետաղների հանքավայրերի առաջացումը պայմանավորված է ոչ թե հիդրոթերմալ լուծույթների կազմի էվոլյուցիայով, այլ հանքանստեցման որոշակի երկրաբանական միջավայրով, այսինքն՝ երկրաբիմիական պատեննների տիպերով: Հանքավայրի մասշտաբները գլխավորապես պայմանավորված են հանքանստեցման երկրաբանական միջավայրի կառուցվածքային առանձնահատկություններով:

ROLE OF GEOLOGICAL ENVIRONMENT IN FORMATION OF ENDOGENOUS HYDROTHERMAL DEPOSITS (ACCORDING TO THE RESULTS OF ISOTOPE STUDIES OF SOME DEPOSITS IN ARMENIA)

M. S. Hakobyan and R. L. Melkonyan

The role of geological environment in formation of endogenous hydrothermal deposits is manifested throughout the entire process of ore-magmatic system formation. Ore-bearing solution subtraction from crystallizing intrusive melts occurred due to functioning of hydrothermal system of direction-oriented moving solutions. In the cases considered the causes of ore deposition were oxidation-reduction reactions between solutions and the environment.

Formation of various metal deposits associated with the same intrusive complex was due to a specific geologic environment of ore deposition, i.e., a geochemical barrier type, and to hydrothermal solution composition evolution. Mineralization extent is mainly related to structural specific features of ore deposition geological environment.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных. — Геохимия. 1981, №6, с.850-862.
2. Акопян М.С., Мелконян Р.Л. Соотношение между стадийностью рудообразования и парагенетическими ассоциациями минералов медно-молибденовых месторождений (по результатам изотопно-кислородных исследований месторождений Армении). — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле. 1997, №3, с.3-11.
3. Амирян Ш.О., Пиджян Г.О., Фарамазян А.С. Стадии минерализации и минералы руд Техутского месторождения. — Изв.АН АрмССР, Науки о Земле. 1987, №4, с.31-44.
4. Асланян А.Т., Акопян М.С., Мелконян Р.Л., Пароникян В.О. Кохб-Шнохская палеоостроводужная рудно-магматическая система и модель ее формирования. — Геохимия. 1990, №1, с.91-101.
5. Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. К генезису изверженных горных пород на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Армении. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд.АН СССР, 1963, с.150-160.
6. Баласанян С.И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Ереван: Изд. Ер.ГУ. 1963, 445 с.
7. Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — Геохимия. 1962, №7, с.555-571.
8. Казарян Г.А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. — В кн.: Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР. 1971, с.7-116.

9. **Карамян К.А., Фарамазян А.С.** Стадии минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. – Изв.АН АрмССР, Геол. и геогр. науки. 1960, №3-4, с.65-88.
10. **Ляхович В.В.** Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука. 1967, 446 с.
11. **Мелконян Р.Л.** Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. – В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд.АН АрмССР. 1976, с.137-282.
12. **Мелконян Р.Л., Романчев Б.П.** Условия формирования некоторых габбро-гранитоидных формаций Армении. – Геохимия. 1985, №6, с.808-820.
13. **Мелконян Р.Л.** Петрология палеоостроводужных габбро-гранитоидных формаций (на примере Малого Кавказа). – В кн.: Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. М.: Наука, 1989, с.166-175.
14. **Омото Х., Рай Р.О.** Изотопы серы и углерода. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982, с.405-450.