
© Г.Б. Наумов¹, Т.К. Беркелиев², О.Ф. Миронова³, 2011

¹Государственный Геологический Музей им.В.И.Вернадского РАН

²Международная компания IMC Montan

³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН

ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ В ОКЕАНАХ И НА КОНТИНЕНТАХ

В рамках современных эмпирических данных рассматриваются обоснования возможных источников гидротермальных рудообразующих растворов, формирующих гидротермальные месторождения на континентах и в океанах. На независимых количественных данных по флюидным и расплавленным включениям различных геологических объектов, их статистической обработке, результатах исследования процессов дегидратации породообразующих минералов и изотопных отношениях кислорода и водорода природных вод показано, что магматические расплавы могут быть поставщиками тепла и рудных компонентов, но не источником воды растворов. В этом отношении между гидротермальными процессами на континентах и в океане имеется много общих принципиальных черт.

В теориях эндогенного рудообразования, формировавшихся при изучении месторождений на континентах, одно из центральных мест всегда занимала проблема источника рудного вещества и гидротермальных растворов [12].

В начале 70-х годов прошлого века были обнаружены и затем изучены действующие гидротермальные образования и на дне океана, названные «черными и белыми курильщиками». В этих системах вода оказалась морская, а минеральная нагрузка обусловлена процессами выщелачивания элементов из вмещающих пород [18]. Локальные источники тепла и высокая сейсмичность формировали своеобразные конвективные ячейки, приводящие не только к перемещению вещества, но и его дифференциации.

К концу XX века быстрое развитие глобальной тектоники привело к появлению новой идеи – мантийным источникам эндогенных флюидов и рудного вещества. Авторы этих работ опустили источник рудных элементов из коры в мантию, генерирующую *плюмы*, приводящие к возникновению крупных магматических рудообразующих систем, в которых происходило концентрирование рудных элементов [17].

Значительно меньшей популярностью пользовались идеи метаморфогенного рудообразования. Не случайно в 1988 г. В.И. Смирнов писал: до недавнего времени «о рудоформирующей роли метаморфизма имелась сравнительно ограниченная информация, а к метаморфогенным месторождениям относилось лишь небольшое количество залежей железистых кварцитов, мраморов, кровельных сланцев, дистена» [33, с. 3]. Организационно это научное направление оформилось лишь в 1969 г., когда начала работать Комиссия по метаморфогенному рудообразованию. Комиссию возглавил

Я.Н. Белевцев, вложивший максимум усилий в развитие этого направления [3], однако силы традиций и привычек существенно сковывали работы в этом направлении.

Возможности математического моделирования, появившиеся в конце XX века, позволили получить новые данные по закономерностям взаимодействия в системах вода – порода. Однако в этих работах вообще «не рассматривается происхождение воды и генезис главных анионных компонентов растворов – хлора и уголекислоты» [6], поскольку эти вопросы выходят за пределы возможностей данных методов [20].

За последнее время накопилось много новых наблюдений и количественных измерений, позволяющих вернуться к истокам существующих представлений о природе гидротермальных растворов и рассмотреть их с учетом новых количественных эмпирических данных.

Руды и магмы

Идея магматогенных источников рудного вещества утвердилась после того, как П. Ниггли [49] повернул классификацию В. Линдгрена [48], построенную как эмпирическое обобщение, на 180°, поставив в начало собственно магматогенные и пегматитовые месторождения и, связав все последующие эндогенные месторождения с магматогенными флюидами, придал ей «генетический» смысл. Дальнейшее ее укрепление связано с дискуссией по статье Л. Грейтона [45]. Именно в таком виде эта классификация, с теми или иными вариациями, многократно тиражировалась в литературе [4, 43] и в большинстве учебных пособий [30, 51].

В то время эта идея поддерживалась фактами пространственной сближенности большинства гидротермальных месторождений с интрузивными телами. По мере развития горнодобывающей промышленности накапливалось все больше новых эмпирических данных, не укладывающихся в ортодоксальную магматогенную концепцию. Отсутствие четкой пространственной связи рудных месторождений с магматическими телами было установлены для самых различных рудных образований. В результате стали быстро развиваться представления о катагенетическом, вулканогенном, метаморфогенном и других процессах рудообразования. Была установлена конвергентность [39] характерных признаков большой группы месторождений, формирование которых связано с различным сочетанием сингенетических и эпигенетических процессов. В учебных материалах появилась группа «амагматогенных» месторождений [38]. Не оправдала себя и гипотеза «рудной специализации» конкретных интрузивных тел. Подобный примитивный подход неоднократно критиковался А.И. Тугариновым [40], Л.Н. Овчинниковым [31], В.Л. Барсуковым [2] и др.

Еще в классической зональности У. Эммонса отмечалась хорошо известная «пустая» температурная зона, между становлением гранитов и началом высокотемпературного рудоотложения. С появлением методов геологической термометрии стали появляться количественные данные, показывающие, что между температурой застывания гранитного расплава и началом отложения руд существует температурный интервал (не менее 200 °С), где формируются безрудные минеральные ассоциации [25, рис. 5]. Температу-

ра, в отличие от давления, меняется достаточно медленно, и для остывания требуется значительный промежуток времени. Идея отщепления рудных элементов от гранитных магм не объясняет разрыва между застыванием магмы и началом процессов рудоотложения.

Измерения возрастов пород и руд методами изотопной хронологии все чаще указывают на существенные возрастные отличия интрузивных массивов и скоплений рудного вещества, достигающие *десятков и сотен млн. лет*. За это время в пространстве будущего месторождения обычно происходит формирование целого ряда высокотемпературных метасоматических и жильных минеральных новообразований, нередко внедряются различные дорудные дайковые комплексы, происходит неоднократная смена тектонических деформаций [28].

Где находился все это время отщепившийся «магматогенный» раствор, остается загадкой. Любой геолог-рудник хорошо знает, что гранит, не подвергшийся постмагматическим изменениям, не перспективен в отношении поиска рудных скоплений. Как с практической, так и с теоретической точки зрения этот интервал достоин самого пристального внимания.

Интересные результаты дают экспериментальные определения коэффициентов распределения рудных элементов между расплавом и равновесным с ним флюидом ($K_f = C_{\text{фл}}/C_{\text{расп}}$). Надежные эксперименты показали, что такие элементы, как Ba, Sr, W, Sn, U, Th, характерные для рудных жил, связанных с гранитами, преимущественно накапливаются не во флюиде, а в гранитном расплаве ($K_p < 1$), тогда как Mn, Fe, Cu, Co, Ni, Cr, типичные для жил базальтов, наоборот, преимущественно переходят во флюид ($K_p > 1$) [19]. Так для олова коэффициент распределения K_f в системе гранит – флюид колеблется от 0,2 до 0,005, для урана – от 0,1 до 0,02 и т.д. И хотя это не увязывается с тем комплексом рудных месторождений, которые могут сопровождать гранитные массивы, понятия *рудно-магматические системы, рудогенерирующий очаг и магматогенные месторождения* не сдают своих позиций.

Таблица 1

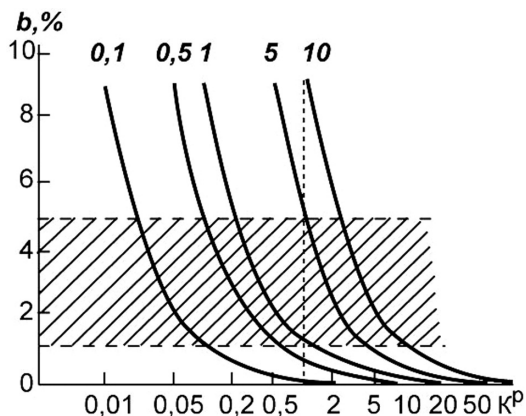
Возможные концентрации элементов в магматогенном флюиде

Элемент	Коэффициент распределения K^P	Среднее содержание в граните, %	Концентрация в равновесном флюиде, г/кг
Mn	6,5	$6 \cdot 10^{-2}$	3,9
Zn	10–0,5	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-1} - 3 \cdot 10^{-2}$
Cu	9–4	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-1} - 1 \cdot 10^{-1}$
Fe	1–0,8	$2 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-1}$
Cs	1,0	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-1}$
Ba	0,6–0,3	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-1} - 2,5 \cdot 10^{-1}$
Sr	0,5–0,2	$3 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-1} - 6 \cdot 10^{-2}$
Pb	0,5–0,2	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2} - 4 \cdot 10^{-3}$
Mo	0,6–0,1	$1 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-4}$
Ce	0,1–0,01	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-3}$
U	0,1–0,01	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4} - 3,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	0,05–0,02	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4} - 6 \cdot 10^{-5}$

Примечание: K^P приведено по данным работ [19]; средние содержания элементов в граните – по А.П. Виноградову

Нетрудно подсчитать, что магматогенный флюид, количество которого в расплаве, по наиболее надежным оценкам, не превышает 2–5% [35], может вынести из расплава металлов не более первых процентов их содержания (табл. 1, рис. 1). Тем не менее, экспериментаторы, получившие эти данные, спо-

Рис. 1. Доля рудного компонента (% , цифры возле кривых), которая могла бы выноситься магматогенным флюидом при различных значениях K^P ; b – содержание воды. Заштрихована область возможного содержания воды в гранитном расплаве



койно допускают наличие рудогенерирующих очагов объемом 10^3 км³ и более.

Абстрактно это значение может показаться вполне допустимым, однако разместить такой объем рудогенерирующего расплава в реальном геологическом пространстве не так-то просто. Учитывая, что площадь большинства жильных и штокверковых месторождений – до 1 км², а глубина гранитных массивов – 10–20 км, согласовать все эти данные, определить соотношение горизонтальных и вертикальных составляющих потоков, как правило, не удается. Кроме того, необходимо учитывать, что часть месторождений ассоциирует с малыми интрузиями значительно меньших объемов, чем гранитные плутоны.

Эти количественные данные не позволяют считать, что отделение от гранитного расплава магматогенного флюида является определяющим моментом в процессе консолидации рудных элементов. Реальные для такого механизма концентрации металлов во флюиде выдвигают проблему дефицита воды. В то же время, в ходе любых постмагматических процессов наблюдается не уменьшение, а увеличение содержания воды в гранитном теле. Источник этой воды обычно не рассматривается.

Мантийные источники

Концепция мантийных источников гидротермальных растворов возникла в недрах глубинной геодинамики. По этой гипотезе мантийный флюидный «поток растянут в огромном глубинном интервале: часть флюидов может идти с глубин порядка 400 км» [35]. Поскольку понятие флюид (*лат.* текучая субстанция) не имеет четких ограничений, ему приписываются различные содержания, вплоть до гидротермального раствора [17].

За последние годы, в результате появления новых методов микроанализа, накопилась представительная база данных по флюидным включениям, обобщенных в работе [23]. В отличие от магматических горных пород, которые обычно подвержены различным постмагматическим изменениям, расплавные включения несут в себе информацию о первичном составе расплава.

Они показывают, что содержание воды в магмах зоны спрединга составляет всего 0,3–0,5 мас. %, повышаясь на порядок (до 2–5 мас. %) в зонах субдукции и во внутриконтинентальных рифтах (таблица 2, рис. 2). Заметно большие значения содержаний воды в породах субдукционных областей и внутриконтинентальных рифтов по сравнению с плюмами океанических плит говорит о ее коровом, а не мантийном источнике.

Таблица 2

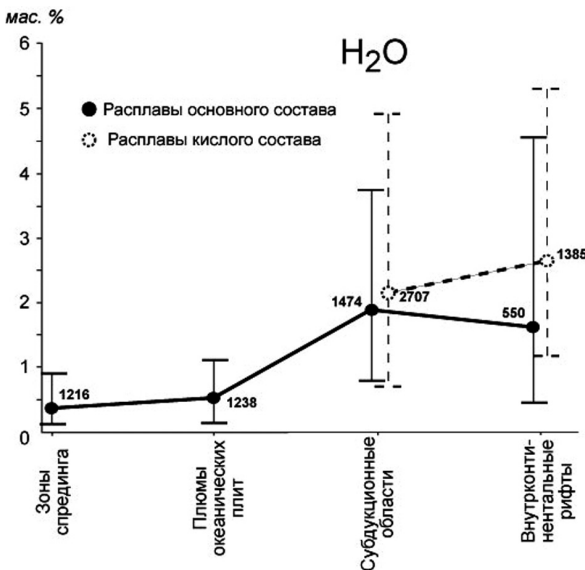
Средние содержания летучих компонентов в магматических расплавах основного и кислого составов в различных геодинамических условиях. По данным [20]

Компонент	Расплавы основного состава			
	n	Ср	n	Ср
	I		II	
H ₂ O	659	0.36	590	0.49
Cl	952	270	1150	280
S	459	1190	1159	770
CO ₂	215	310	451	370
	III-IV		V	
H ₂ O	557	1.90	226	1.59
Cl	522	1220	726	2620
S	331	930	53	910
CO ₂	112	620	59	1990
	Расплавы кислого состава			
	III-IV		V	
H ₂ O	905	2.23	1141	3.56
Cl	809	1630	1022	1740
S	78	140	746	120
CO ₂	78	30	443	200

I – Зоны спрединга. II – Плюмы океанических плит. III-IV Субдукционные области. V – Внутриконтинентальные рифты. Первая колонка n – число анализов, вторая Ср – среднее по выборке. H₂O в мас. %, остальные в ppm.

казал, что любой природный раствор должен подчиняться принципу «мозаичного равновесия» и не мог пройти столь длинный путь от мантии до зоны отложения, не претерпев существенных изменений [15].

И, тем не менее, рассуждения о мантийных источниках минералообразующих гидротермальных флюидов, не принимающие во внимание конкрет-



ные количественные эмпирические данные, продолжают публиковаться [17].

Идеи плюмтектоники, основанные на сейсмических данных, порой приводят некоторых исследователей к утверждениям типа «в глобальном плане рудообразующие системы, на базе которых в земной коре формируются рудные месторождения,

Рис. 2. Содержание воды в расплавах включений различных геодинамических обстановок. Цифры возле кривых – объемы выборок

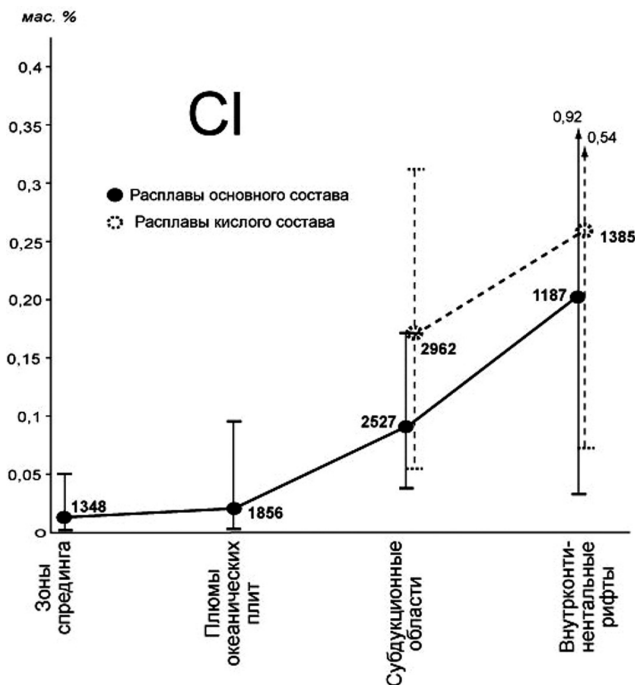


Рис. 3. Содержание хлора в расплавах включений различных геодинамических обстановок. Цифры возле кривых – объемы выборок

генетически могут быть связаны с двумя главными массосъемками и высокоэнергетическими источниками. Это или жидкое металлическое ядро Земли, или подстилающая истощенную мантию «астеносфера» [17, с. 1303], и «в своей преобладающей массе флюиды представляют собой не растворы, а газовые смеси, где H_2O находится в газообразном состоянии» [17, с. 1300]. Как в надкритических условиях H_2O может нахо-

диться в «газообразном состоянии», автор не рассматривает.

Метаморфические процессы

За последнее время получено большое количество новых количественных данных, позволяющих подробно проанализировать возможности метаморфических источников гидротермальных растворов. Это и данные по составу флюидных включений в минералах, и экспериментальные исследования процессов гидратации – дегидратации и сопровождающих их реакций при повышенных температурах и давлениях.

База данных по флюидным включениям в минералах [23] позволяет получить характеристики газовой составляющей и солености гидротермальных растворов [27]. Средние содержания и интервалы колебаний пяти основных компонентов приведены в табл. 3. Среди них резко доминирует углекислота. На втором месте стоят метан и азот, затем сероводород и углеводороды. Все остальные компоненты (фтор, бораты и пр.) в аналитически значимых содержаниях встречаются спорадически и представляют собой скорее экзотику.

Температурные изменения содержания газовой компонент-

Таблица 3
Состав газов флюидных включений в минералах гидротермальных образований (объем выборки 6176)

Компонент	Количество определений	Концентрация, мольн. %		Состав газовой фазы, мол. %
CO_2	3207	0 – 100	13,61	70,4
CH_4	2917	0 – 100	3,70	19,6
N_2	2222	0 – 100	1,61	8,3
H_2S	733	0 – 13,9	0,08	0,4
C_nH_m	724	0 – 16,0	0,23	1,2
сумма				100

тов и хлора по интервалам $n \pm 50^\circ\text{C}$ для выборки по гидротермальным минералам приведены на рис. 4.

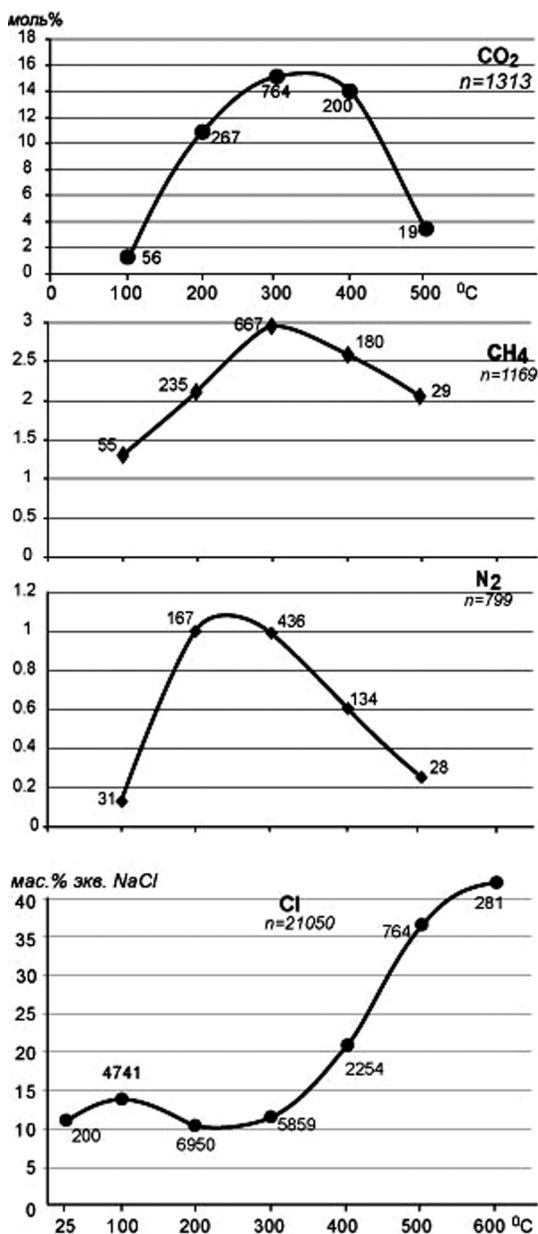
При повышении температуры от 50 до 350°C наблюдается быстрый рост средних содержаний CO_2 в гидротермальных флюидах, достигающих максимума в районе 350°C . В интервале 400 – 500°C наблюдается резкий спад ее средних содержаний. Для $t > 500^\circ\text{C}$ имеется только ограниченное количество данных. Здесь мы находимся на границе поля гидротермального минералообразования, но и в этих единичных определениях содержание CO_2 не превышает первых процентов (0 – 7%). Скорее всего, для гидротермальных растворов температурного интервала выше 500°C углекислота не характерна.

Аналогичную зависимость обнаруживают метан и азот. Для последнего максимум концентраций приурочен к более низким температурам ($\sim 220^\circ\text{C}$), после чего наблюдается устойчивое снижение его содержаний.

Такие изменения содержаний растворенных газов могут быть связаны с преобразованием осадочных пород в процессах регионального и контактового метаморфизма. Среднее содержание CO_2 в осадочных породах $7,68\%$, в сланцах – $1,64\%$ и в гнейсах – $0,8\%$ [34]. Последовательное уменьшение содержаний CO_2 обусловлено декарбонатизацией осадочных пород в процессах контактового и регионального метаморфизма. Реакции типа «скарнирования», при которых Ca , Mg , Fe карбонатов переходят в сложные силикаты и алюмосиликаты, вызывают освобождение углекислоты и существенное обогащение этим компонентом флюидной фазы. При этом в кварцах метаморфических пород консервируются включения, где давление CO_2 достигает многих кбар.

Захороненные органические вещества при их метаморфизме обогащают флюид метаном и азотом.

Рис. 4. Изменение содержаний газов и солёности во флюидах разной температуры. Цифры возле кривых – объем выборок в интервале $\pm 50^\circ\text{C}$

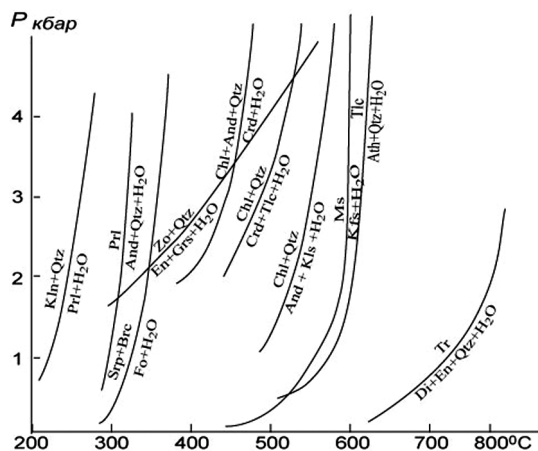


Изменение солености имеет обратную направленность. Высокотемпературные растворы обычно хлоридные, низкотемпературные не содержат таких концентраций хлора. Устойчивое снижение содержаний хлора трудно объяснить последовательной эволюцией единого раствора. Этот компонент не летуч, а в гидротермальных новообразованиях нет минералов, которые могли бы поглотить такие его количества. Наблюдаемые снижения его концентраций могут быть вызваны либо существенным разбавлением исходного хлоридного раствора, при котором от исходного состава остаются ничтожные доли, либо вообще поступлением новых растворов, не связанных с высокотемпературными хлоридными флюидами. Наиболее реальным механизмом появления хлоридных растворов в высокотемпературном интервале может быть значительная потеря H_2O флюидом при реакциях гидратации первичных алюмосиликатов [8]. Многие постмагматические реакции, связанные с изменением интрузивных пород: серицитизация, пропицитизация, хлоритизация, серпентинизация и другие аналогичные процессы (рис. 5) идут с активным поглощением воды. Так в неизмененных гранитах содержание H_2O обычно не превышает 0,5 мас. %, тогда как в хлоритизированных и серицитизированных разностях увеличивается до 3–8 %. Содержащаяся во вмещающих породах вода, высвобождающаяся при их метаморфизме, должна интенсивно поглощаться изменяющимися магматическими породами. При этом хлор, инертный к породообразующим минералам, будет оставаться во флюидной фазе, многократно повышая её хлоридность.

Все эти данные не только исключают магму (именно магму, а не магматические породы) как источник рудообразующих флюидов, но и само представление о едином рудообразующем растворе, заставляя вернуться к исследованию метаморфических (как прогрессивных, так и регрессивных) процессов, в ходе которых и формируются специфические рудообразующие флюиды.

Очень обобщенно совокупность рассмотренных выше процессов можно изобразить в виде схемы (рис. 6). Внедрившееся в осадочные или метаморфические породы горячее тело нагревает вмещающие породы, в результате чего в них идут процессы дегидратации и декарбонатизации (1 этап). Формируется высокоплотный водно-углекислый флюид. По мере остывания интрузивного тела в нем за счет воды образовавшегося флюида начинают идти процессы гидратации

Рис. 5. Некоторые петрологически важные равновесия гидратации - дегидратации (Граменицкий и др. 2000). An-анортит, And-андалузит, Ath-антофиллит, Brc-брусит, Chl-хлорит, Crd-кордиерит, Di-диопсид, En-энстатит, Fo-форстерит, Grs-гроссулярь, Kfs-калиевый полевой шпат, Kln-каолинит, Kls-кальсилит, Ms-мусковит, Prl-пиррофиллит, Qtz-кварц, Srp-серпентин, Tlc-тальк, Tr-тремолит, Zo-цоизит



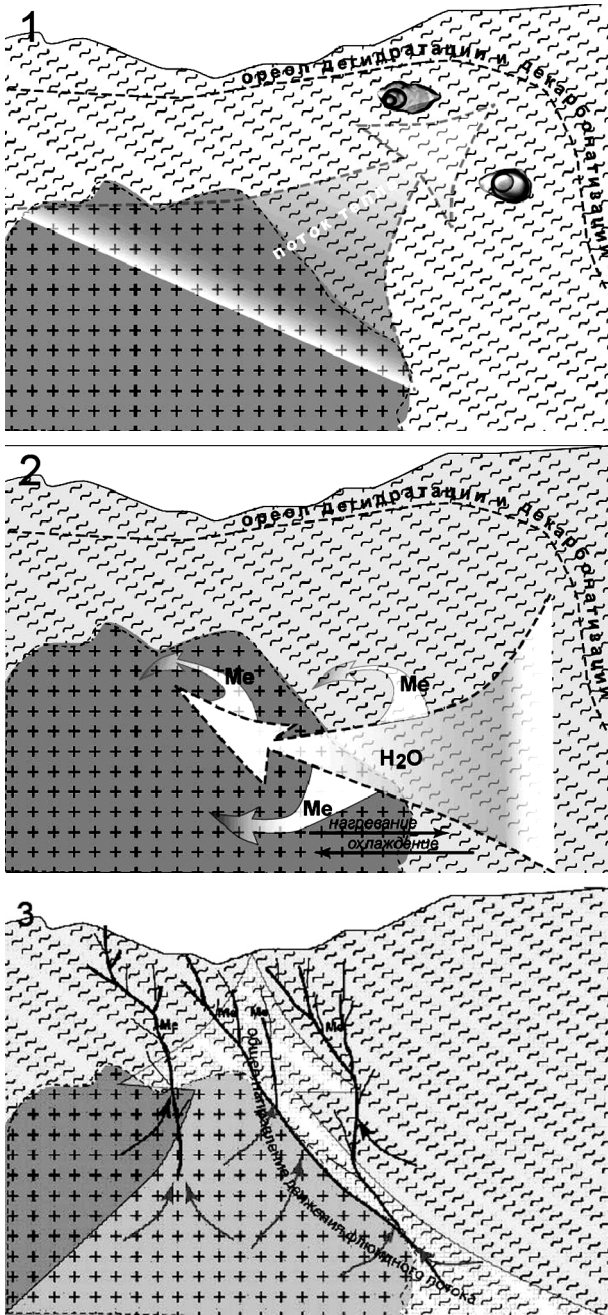


Рис. 6. Принципиальная схема трех этапов процессов гидротермальной деятельности и рудообразования в системе интрузив – вмещающие породы. Стадии: 1 – контактового метаморфизма, 2 – постмагматических преобразований, 3 – рудоотложения

породообразующих минералов (2 этап). На фоне миграции флюида происходит перераспределение и локальные концентрации рудных элементов. Механизмы перемещения как фильтрационные, так и диффузионные.

По прошествии определенного времени (это десятки, а иногда и сотни млн. лет), когда породы приобретают жесткость, последующая активизация вызывает уже не складчатые, а разрывные нарушения, через которые начинается разгрузка оставшихся флюидов. С этим этапом (3) связано формирование жильных и штокверковых рудных тел.

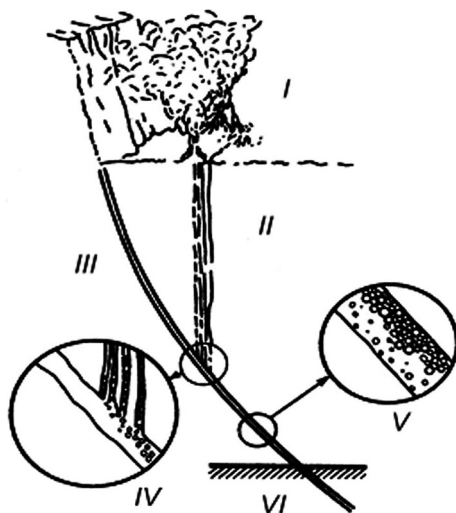
Океанические «курильщики»

Изучение гидротермальных источников срединно-океанических хребтов позволило получить количественные эмпирические данные об источниках воды. Она оказалась практически полностью океанической. Д.В. Гричук [9] после

тщательного анализа всех имеющихся данных пришел к выводу, что максимально возможная доля магматогенных флюидов, по крайней мере (!), на 2 порядка ниже, чем воды океанической.

Формирование раствора и его минеральной нагрузки здесь по своей сути схоже с тем, что мы имеем для других гидротермальных систем. И в том, и в другом случае имеется локальный очаг тепла, своеобразная «тепловая машина», сопряженные процессы гидратации и дегидратации и возобновляющаяся сейсмическая активность (рис. 7). Для курильщиков все эти процессы происходят в настоящее время. Они сближены во времени и нео-

Рис. 7. Вскипание флюида и разгрузка минерального вещества с образованием штокверковой залежи в базальтах ниже поверхности дна по [18]. I – гидротермальные постройки с прозрачным флюидом; II – толща пронизанных трещиноватых базальтов; III – борт кальдеры с разломом – рудоподводящим каналом; IV – выпадение остаточной части флюида, сегрегация; V – вскипание флюида, парообразная часть движется по трещинам, выпадение минералов при вскипании; VI – зона вскипания флюида



днократно возобновляются за счет многократных тектонических подвижек. В областях развития курильщиков фиксируется высокая сейсмичность, при которой частота землетрясений составляет десятки, а иногда и сотни толчков в сутки [5, 18]. Такое постоянное встряхивание обеспечивает очистку, периодическое открытие одних и закрытие других проводящих каналов, что и позволяет функционировать всей системе. Без этого простой гидродинамический напор только за счет разницы в удельных весах холодных и горячих вод не мог бы обеспечить динамику всей конвективной ячейки.

Наряду с высокотемпературными черными курильщиками встречаются и более холодные гидротермальные образования, растворы которых формируются в результате смешения с придонной океанической водой [44]. Несомненный интерес представляют гидротермальные образования в рифтах, заполненных толщей рыхлых осадков (например, впадина Гуаймас в Калифорнийском заливе). Состав и свойства гидротермальных растворов здесь существенно отличаются от типичных растворов рифтов открытого океана более низким содержанием растворенных металлов (Fe, Mn, Zn и Cu) и обогащением K, Rb, Ca, Sr и Ba, значительным содержанием углеводов. Фон Дамм и др. [54] показали, что в результате взаимодействия с рыхлыми осадками он трансформируется в новый раствор с новыми свойствами и минеральными нагрузками.

К этому же ряду можно присоединить газовые струи и придонные постройки, детально описанные Е.Ф. Шнюковым и А.П. Зиборовым [42], формирование которых связано с процессами, происходящими в придонных частях литосферы и энергия которых может быть связана с различными источниками. Дальнейшее более детальное сопоставление гидротермальных систем в океане и на континенте поможет уточнить черты сходства и различия между особенностями формирования этих природных объектов.

Амагматогенные гидротермальные системы

В природе немало гидротермальных систем (в том числе и рудоносных), где наличие магматических тел предположить очень сложно. В литературе описано немало случаев, где наблюдается неравномерное изменение степени структурных и вещественных преобразований проявлено на

макро-, мезо- и микроуровнях, что отражено в сложном мозаично-пятнистом сочетании объемов горных пород с различной степенью структурных и вещественных преобразований. Здесь одинаковые “фации” метаморфизма могут сечь литологические границы, сохраняя одинаковую интенсивность в различных литологических разностях материнских отложений. В результате происходит “бескорневой” и “мозаичный” метаморфизм, охватывающий лишь верхние части разреза осадочных толщ [16]. Подобное неравномерное пространственное вещественное и структурное изменение горных пород все чаще описываются в литературе, но не находят удовлетворительных объяснений, поскольку каналы и механизмы локального поступления энергии, необходимой для этих процессов, пока еще не изучены. Чаще всего эти явления связывают с неравномерностью динамометаморфизма [41].

Не исключено, что и для амагматогенных месторождений мы найдем локальные участки тепловых аномалий, формирование которых обусловлено иными механизмами передачи энергии, чем конвективный и кондуктивный [24], которыми в настоящее время ограничиваются геологические модели.

Изотопные данные

К настоящему времени накопилось много данных по изотопному составу различных природных вод, позволяющих использовать их для решения поставленной задачи. Морские, метаморфические и магматические воды занимают вполне определенные поля на диаграмме $\delta D - \delta^{18}O$ (рис. 8). Изменение изотопного состава атмосферных вод, обусловленное преимущественным испарением «легкой» воды, хорошо описывается уравнением $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10\text{‰}$, поскольку при испарении из океана быстрее улетучиваются молекулы воды, содержащие легкие изотопы кислорода и водорода. Пар обогащается ^{16}O и 1H , а остаточная вода – ^{18}O и D . Изотопный состав вод термальных источников плотно прилегает к этой линии, что говорит об их поверхностном происхождении. Некоторое смещение поля этих вод в сторону более тяжелого кислорода говорит о наличии изотопного обмена с минералами вмещающих пород, содержащих ^{18}O по реакции типа $C^{18}O_3 + 3H_2^{16}O \leftrightarrow C^{16}O_3 + 3H_2^{18}O$.

Поле вод флюидных включений в гидротермальных минералах различных рудных месторождений по данным Н.Н. Зыкина [11] также прилегает к линии атмосферных вод, но уходит дальше в область тяжелого кислорода. Особый интерес представляет правая нижняя часть этой области, далеко отстоящая от полей других типов природных вод. Такое утяжеление кислорода обусловлено изотопным сдвигом при взаимодействии дегидратационных вод с вмещающими породами, в которых содержание $d^{18}O$ может достигать 40‰ [50, 52].

Таким образом, изотопные данные дают независимое подтверждение влияния процессов дегидратации на формирование гидротермальных рудообразующих растворов.

Минеральные нагузки

Все изложенное выше концентрировалось вокруг «несущей» части

минералообразующих флюидов, но не их минеральной нагрузки. Что касается последней, то обычно совмещаются два подхода.

Для многочисленных карбонатных и кварцевых прожилков в мраморах и метаморфических породах вопрос об источнике вещества, выполняющего эти прожилки, не вызывает дискуссий. Исходное вещество имеется в избытке в окружающей среде, происходит латеральная секреция. Однако здесь не всё так просто. Не все вещества пропорционально заполняют возникшее пространство, а дифференциально. В результате даже по цветности прожилки отличаются от вмещающих пород.

Сложнее с рудными компонентами. Здесь мнения кардинально расходятся. Для вещества жильного выполнения допускается его местный источник. Для рудных элементов и флюида ведутся поиски иных источников.

В табл. 4 и 5 приведены данные по некоторым массивам, иллюстрирующие отсутствие прямой корреляции между фоновым содержанием олова и урана в интрузивном массиве и наличием соответствующих месторождений [25].

Причина этих закономерностей заключается в том, что не валовые концентрации рудных элементов, а формы их нахождения в потенциальных источниках рудного вещества определяют возможность проявления рудообразующих процессов. Перераспределение форм нахождения — одно из необходимых условий рудообразования.

Этот вывод, достаточно хорошо обоснованный многочисленными исследованиями, прекрасно согласуется с результатами изучения форм нахождения рудных элементов в горных породах. Так, вхождение олова в пироксены и щелочные амфиболы, на долю которых иногда приходится более 90% его содержания в породе, не приводит к его дальнейшей концентрации даже при содержаниях, более чем на порядок превышающих кларковые, до тех пор, пока не будут разрушены его минералы-носители [14].

Еще отчетливее эта зависимость проявляется при анализе процессов уранового рудообразования, где роль рудоподготовительных процессов отчетливо выявляется при детальном геохимическом исследовании [29].

Рис. 8. Изотопный состав природных вод. 1 – морские, 2 – магматические, 3 – метаморфические, 4 – термальных источников, 5 – флюидных включений, 6 – осадочных пород, SMOW – стандарт

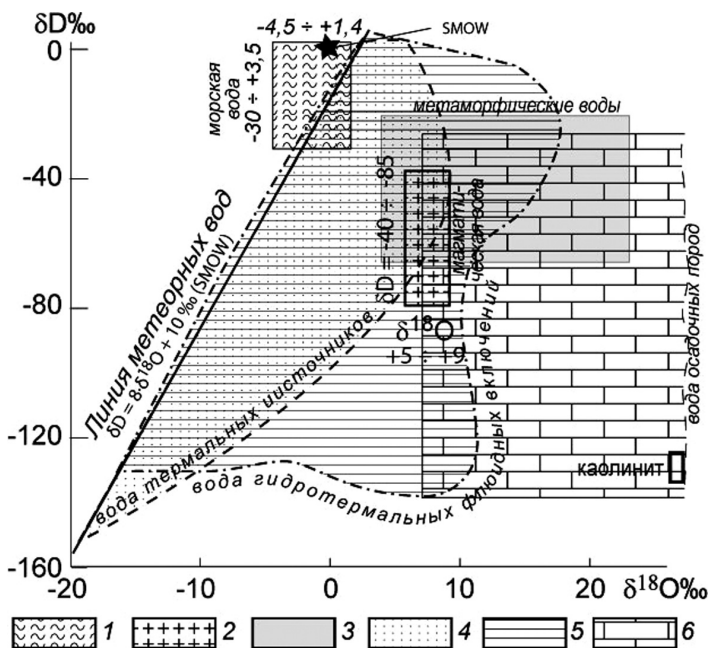


Таблица 4

Содержания олова в отдельных гранитных массивах

Связь с оруденением	Местонахождение	Порода	Sn, г/т	Авторы
Месторождения есть	Рудные горы, Эренс-Фридерсдорф Сихотэ-Алинь, Центральный структурный шов Забайкалье, Шерлова гора	Граниты JG ₂	43	[47]
		Лейкократовые граниты	18	[1]
		Порфиroidные граниты	8,8	[37]
Месторождений нет	Рудные горы: Блауэнталь Кринитц-Берг Забайкалье, р-н Абагатуй С-Вост. Тува: р. Ак-Суг Арысканский массив	Граниты JG ₂	43	[47]
		Граниты ZG _t	35	»
		Граниты и гранит-порфиры	9,8	[10]
		Щелочной гранит	34	[14]
		Альбит с астрофиллитом	425	»

Таблица 5

Уран в горных породах некоторых районов

Связь с оруденением	Местонахождение	Порода	U, г/т	Автор
Месторождения есть	Канадский щит, докембрий	Граниты и гранито-гнейсы	2,7	[53]
		Гнейсы, кристаллич. сланцы	1,5	»
		Амфиболиты, серпентиниты	1,3	»
		Песчаники, кварциты	0,6	»
		Граниты	2-4	[13]
	Стрельцовское р. п.	Кислые эффузивы	3,5	»
Германия, м-ние Шлема-Альберода	Граниты	4	[7]	
	Швейцария, Готардский массив Алтае-Саянская обл., Балыктышский массив Таттузекская группа куполов Сайлюгемский хр. В. Забайкалье, м-ние Этака	Ротондогранит	8,2	[46]
Гранит-порфиры		10,3	»	
Граниты равномерно зернистые		13,3	[21]	
Гранит-порфиры		9,5	»	
Лейкократовые граниты		12,5	»	
Граниты биотитовые		11,3	»	
Гранит-порфиры		24,1	»	
Граниты		16	Наши данные	

В свете изложенных выше данных интрузивный массив является не источником рудообразующих растворов, а поглотителем воды метаморфогенных флюидов, в результате чего происходит их обогащение хлором (см. рис. 4) и некоторыми другими, в том числе и рудными, элементами, мигрирующими из области экзоконтакта к интрузивному телу, вызывая в нем постмагматические метасоматические изменения. При этом изменяющиеся интрузивные породы могут оказаться источником рудных элементов, но не магматический расплав, а изменяющиеся магматические породы. Однако обычно при аутометаморфических и ранних постмагматических измене-

ниях происходит лишь изменение форм нахождения рудных элементов, переход их из инертного в потенциально подвижное состояние [25]. Непосредственное рудоотложение связано с более поздней активизацией, при которой в консолидированных породах доминируют разрывные нарушения, приводящие к разгрузке флюидов и их дегазации.

С этих позиций становятся понятны кажущиеся противоречия в фоновых содержаниях рудных элементов и наличии рудных образований (см. табл. 4 и 5). Дело не в исходном содержании, а в особенностях постмагматических процессов. Исходные концентрации создают только «потенциальный запас» рудных элементов, а перейдут ли они в «подвижную форму» и реализуется ли геохимический барьер, зависит от более поздних процессов. К сожалению эти промежуточные изменения форм нахождения элементов, надежно фиксирующиеся при детальном минералогических и петрографических исследованиях [29], не могут быть учтены в математико-термодинамических моделях, которые учитывают только начальное и конечное состояние системы.

Не случайно Д.С. Коржинский, чувствуя неадекватность идеи отщепления рудообразующих растворов непосредственно от магмы, выдвинул идею «сквозьмагматических растворов», не акцентируя внимания на их источнике. Приобретает новый смысл и его понятие «фильтрационный эффект». Именно фильтрация с мозаичными равновесиями в общем потоке, аналог хроматографической колонки, способствуют пространственной дифференциации элементов.

Заключение

Все рассмотренные выше закономерности формирования гидротермальных растворов, их поведения и роли в образовании рудных тел, по возможности, учитывают тот огромный фактический материал, который был получен при изучении процессов гидротермального минералообразования и в смежных областях научного знания.

Системное изучение океанских гидротермальных флюидных потоков не только четко обозначило источник воды, но и сыграло существенную роль в понимании процессов формирования и других, прежде всего колчеданных месторождений. Однако совокупность имеющихся данных как системы еще недостаточно учитывается в традиционных моделях процессов рудогенеза, сложившихся еще в начале прошлого века.

В этой системе гидротермальные образования на континентах и в океане различаются только геологическим строением окружающей среды, значениями начальных и граничных условий, но не механизмом своего действия. В основе этого механизма лежит разность температур и давлений в сопряженных точках геологического пространства. В результате происходит не только перемещение отдельных подвижных фаз, но и химическое взаимодействие, растворение и отложение отдельных элементов.

Настала пора ввести в наши теоретические построения процессов гидротермального рудообразования все то новое, что накоплено мировой наукой в области геологии и в смежных научных дисциплинах. Это даст новый импульс не только совершенствованию самой теории, но и дальнейшему повышению эффективности поисковых и разведочных работ.

1. Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитных интрузий / Химия земной коры. Т. II. М.: Наука, 1964 – С. 96-214.
2. Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. – 150 с.
3. Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. – 275 с.
4. Бетехтин А.Г. Природа и процессы рудообразования / Основные проблемы магматогенного рудообразования. М., Изд-во АН СССР, 1953.
5. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевиц А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. – 527 с.
6. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. “Науч. мир” 2000. – 360 с.
7. Власов Б.П., Матюшин Л.В. Наумов Г.Б. Жильное урановое месторождение Шлема-Альберода (Рудные горы) // Геол. рудн. мест. 1993. – Т. 35. – № 3. – С. 205-221.
8. Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Батанова А.М., Щекина Т.И., Плечов П.Ю. Экспериментальная и техническая петрология. М.: Научн. Мир, 2000.– 416 с.
9. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научн. мир, 2000. – 304 с.
10. Елисеева О.П., Омеляненко Б. И. Локальное распределение урана в горных породах и минералах как индикатор петрогенетических процессов. // Сов. геология, 1976. – № 1. – С. 76-91.
11. Зыкин Н.Н. Изотопный состав кислорода и водорода воды флюидных включений в минералах гидротермальных месторождений. // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции. М.: Геолог ф-т МГУ, 2011. – С. 744-748.
12. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. – 335 с.
13. Ищукова Л.П. и др. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: «Глазовская», 2007. – 260 с.
14. Коваленко В.И., Легейдо В.А., Петров Л.Л., Пополитов Э.И. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах. // Геохимия, 1968. – № 9. – С. 1078-1087.
15. Коржинский Д.С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. Изв. АН СССР. Серия геол., 1962. – № 1. – С.10-25.
16. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю. Пластическая деформация и метаморфизм / Геотектоника, 1995. – №2. – С. 29-48.
17. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006. – т. 47. – № 12. – С. 1296-1307
18. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. – 256 с.
19. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав – флюид // Геохимия. 1984. – № 2. – С. 183-196.
20. Менакер Г.И. Теоретические модели геохимии и рудообразования. Чикаго, 2010. – 261 с.
21. Митропольский А.Ю. Уран и торий в эволюции земной коры южной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1979. – 220 с.
22. Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Миронова О.Ф. Основные физико-химические параметры природных минералообразующих флюидов. //Геохимия. 2009. – № 8. – С. 825-851.
23. Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Гирнис А.В., Ярмолук В.В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород. // Геохимия, 2010. – № 12. – С. 1266-1288.

24. Наумов Г.Б. Энергетика процессов рудообразования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2008. – № 3. – С. 40-55.
25. Наумов Г.Б., Возняк Д.К., Наумов В.Б. и др. Минералообразование и включения флюидов // Минерал. Журн., 1984. – № 3. – С. 87-97.
26. Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П., Моторина З.М. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эндогенного рудообразования. // Генетические модели эндогенных рудных формаций., Новосибирск, Наука, 1983. – Т. 1. – С. 34-42.
27. Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Природа газов флюидных включений в минералах // Доклады X Международной конференции “Новые идеи в науках о Земле”. 2009. – Т.1. – С. 207-208
28. Наумов Г.Б., Соколова Н.Т., Матюшин Л.В. и др. Роль контактового метаморфизма в формировании уранового оруденения. // Геохимия, 1986. – № 8. – С. 1113-1127.
29. Наумов Г.Б., Цимбал Л.Ф. Метаморфогенные источники рудного вещества / Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования.– Киев: Наук. Думка, 1988. – С. 34-44.
30. Обручев В.А. Рудные месторождения. М.–Л., 1929.
31. Овчинников Л.Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования. // Геол. рудных месторожд., 1967. – т. 9. – № 5. – С. 44-58.
32. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953. – 615 с.
33. Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования. Киев, Наук. думка, 1988. – 188 с.
34. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры. М.: Наука. 1990. – 182 с.
35. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитных магм. Л.: Наука, 1975. – 232 с.
36. Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантии Земли // Труды семинара “Проблемы глобальной геодинамики и металлогении” Вестник ОГГГН РАН, 1999. – № 3(9).
37. Сегалевич С.Ф. Состав и строение ореола Шерловогорской гранитной интрузии. / Ежегодник – 1974, СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1976. – С. 179-183.
38. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. – 688 с.
39. Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений. // Вестник МГУ, 1960. – №2. – С. 2-15.
40. Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. / Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 153-177.
41. Чиков Б.М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма / Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. – С. 5-28.
42. Шнюков Е.Ф., Зиборов А.П. Минеральные богатства Черного моря. – Киев: Нац. академия наук Украины, 2004. – 279 с.
43. Эммонс В.Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных жил, связанных с гранитными батолитами. В сб. Геология рудных месторождений за-падных штатов США. М.–Л., ГОНТИ, 1937.
44. Edmond J.M., Campbell A.C., Palmer M.R., Klinkhammer G.P., German CR., Edmonds H.N., Elderfield H., Thompson G., Rona P. Time series studies of vent fluids from the TAG and MARK sites (1986, 1990) Mid Atlantic Ridge: a new solution chemistry model and a mechanism for Cu/Zn zonation in massive sulfide orebodies // Hydrothermal vents and Processes. Eds.: L.M. Parson. C.L.Walker. D.P. Dixon Geol. Society Spec. Publication. London. 1995. N 87. P. 77-86.

45. Graton L.C., Nature of ore-forming fluid. *Есjn. Gtjl.*, v.28, 1933. Русский перевод и дискуссия в кн. *Природа рудообразующего флюида*. М.-Л. Госгеолиздат, 1946.
46. Kissling E., Labhart T.P., Rybaeh L. Radiometrische Untersuchungen am Rotondogranit. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1978, Bd 58, H. 3, S. 357—388.
47. Lange H., Tishendorf G., Palchen W. u. a. Zur Potrographie imd Geochemie der Granite des Erzgebirges. — *Geologie*, 1972, H. 4/5, S. 457—489.
48. Lindgren W., *Mineral deposits.*, New York, McGraw-Hill Book Co., Inc. 1913. Русский перевод *Минеральные месторождения*. — М.: ОНТИ, 1934.
49. Niggli P., *Ore deposits of magmatic origin*, London, Tomas Murby and Co., 1929. Русский перевод: Ниггли П., *Генетическая классификация магматических рудных месторождений*, Геолразведиздат, 1933.
50. Nutt C. J., Hofstra A. H. Alligator Ridge District, East-Central Nevada: Carlin-Type Gold Mineralization at Shallow Depths // *Economic Geology*; September 2003; v. 98; no. 6; p. 1225-1241
51. Park C.F., Mac Diarmid R.A., *Ore Deposits*, W.H. Freeman and Co, San Francisco, London 1964. Русский перевод: Парк Ч.Ф., МакДормид Р.А. *Рудные месторождения*. М., Мир, 1966, 545 с.
52. Rushton R.W., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K., J. K. MORTENSEN A Fluid Inclusion and Stable Isotope Study of Au Quartz Veins in the Klondike District, Yukon Territory, Canada: A Section through a Meso-thermal Vein System. *Economic Geology*. V. 88, 1993. P. 647-678.
53. Shaw D.M. Radioactive elements in the Canadien precambrian shield and the interior of the Earth. — In: *Origin and distribution of the elements*. Pergamon Press, Oxford — N-Y, 1968.
54. Von Damm K.L., Edmond B.M., Measures C.J., Grant B. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1985. V. 49. №11. P. 2221-2237.

В рамках сучасних емпіричних даних розглядаються обґрунтування можливих джерел гідротермальних рудоутворюючих розчинів, що формують гідротермальні родовища на континентах і в океанах. За незалежними кількісними даними по флюїдним і розплавним включенням різних геологічних об'єктів, їх статистичній обробці, результатами досліджень процесів дегідратації породоутворюючих мінералів та ізотопних відносинах кисню і водню природних вод показано, що магматичні розплави можуть бути постачальниками тепла і рудних компонентів, але не джерелом води розчинів. У цьому відношенні між гідротермальними процесами на континентах і в океані є багато спільних принципів рин.

Based on modern empirical data the possible sources of the hydrothermal ore-forming solutions are considered, forming hydrothermal deposits on the continents and oceans. Statistical analysis of quantitative fluid and melt inclusions data from various geological environments as far as analysis of hydration-dehydration processes of rock-forming minerals and oxygen-hydrogen isotopic relations show the magmatic melts could supply heat and partially metal components, but not water itself. In this respect, there are many common basic features between hydrothermal processes on the continents and oceans.

Поступила 15.06.2011 г.