

Гидрогеология и инженерная геология

УДК 550.46

ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И МЕХАНИЗМЫ ЭВОЛЮЦИОННОГО РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ ВОДА – ПОРОДА

С.Л. Шварцев

Томский политехнический университет
Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН
E-mail: tomsk@igng.tsc.ru

Развивается новая концепция о наличии в косной материи прогрессивной эволюции и самоорганизации, вскрываются внутренние механизмы и процессы, которые обеспечивают такое развитие. Показано, что система вода – порода особенно полно соответствует этим требованиям.

Введение

Как показал Ф.А. Летников [1], большинство геологических систем относится к диссипативным и самоорганизующимся, поскольку они являются открытыми, динамическими, состоят из большого числа компонентов (элементы, минералы, породы, атомы), развиваются в нелинейной области, далекой от равновесия. Примерами таких структур Ф.А. Летников называет рост минералов, образование кластеров, формирование флюидных, флюидно-солевых и расплавных систем, становление метасоматических, метаморфических и др. комплексов и т. д.

О наличии диссипативных самоорганизующихся структур в геологии пишет А.С. Щербаков [2] и многие другие. Нами показано, что одной из наиболее ярких систем в геологии, способных к прогрессивной самоорганизации является система вода – порода [3, 4].

Однако необратимость и диссипативность систем в геологии, как и в физике долгое время воспринимались как элементы их деградации, разрушения, перехода от сложного к более простому, понижению уровня организации и т. д. Более того, в соответствии со вторым законом термодинамики утверждалось, что энтропия Вселенной неуклонно возрастает, что неизбежно ведет к «тепловой смерти» [5]. И хотя Ч.Р. Дарвин показал, что биологическая эволюция развивается в противоположном направлении: от простого к сложному, от низших форм к высшим, т. е. со временем уровень организации системы повышается, но это признавалось, скорее, как непонятное исключение из общего правила.

Понадобился гений И.Р. Пригожина и его учеников [6–9 и др.], чтобы развязать этот gordiev узел. Они начали детально изучать термодинамику удаленных от равновесия систем и установили, что в результате флуктуации такая система может достигнуть особой точки (точки бифуркации) и в результате самоорганизации перейти в принципиально иное состояние. При этом, что крайне важно, это новое состояние может быть более сложным и формировать более высокий уровень упорядоченности. Для поддержания таких новых (дочерних) структур требуется более высокий поток энергии из внешней среды, чем это требовалось для исходной (материнской) структуры.

Важным моментом эволюции диссипативных систем является то, что появляется возможность спонтанного возникновения более высокого порядка материи, ведущего от хаоса к порядку. По всем правилам классической науки – это невозможно, но реально в природе это происходит. По И.Р. Пригожину в состояниях, далеких от равновесия, очень слабые возмущения или флуктуации могут усиливаться до гигантских волн, которые разрушают одну структуру и формируют другую, более сложную. Тем самым этими авторами открыто проявление принципиально новых фундаментальных свойств материи в случае нахождения ее в условиях сильного отклонения от равновесия.

Следовательно, необратимые процессы могут выступать источником не хаоса, а порядка [5], а неравновесность служит источником упорядоченности и прогрессивного развития. Г. Николис и И.Р. Пригожин [7] утверждают, что между пространственно-временной структурой и функцио-

нированием диссипативной системы имеется тесная связь. Поэтому диссипативные системы иногда обладают одновременно более высокой организацией и более сложной функцией развития, ведущей к усложнению механизмов взаимодействия и эволюции в целом. С усложнением организации системы растет и ее разнообразие. В этой связи Г. Николис и И.Р. Пригожин [10] пишут: «мы установили, что как удаленность от равновесия, так и нелинейность могут служить причиной возникновения упорядоченности в системе. Между упорядоченностью, устойчивостью и диссипацией возникает в высшей степени нетривиальная связь. Чтобы четче выделить эту связь, мы будем называть упорядоченные конфигурации, появляющиеся вне области устойчивости термодинамической ветви, **диссипативными структурами**» [10. С. 71–72].

Понятие диссипативных структур И.Р. Пригожина оказалось чрезвычайно емким и плодотворным и получило широкое распространение во многих науках. Особенно значительный вклад в развитие идей И.Р. Пригожина о механизмах формирования этих структур внес Г. Хакен [11], который развил представление о кооперативном взаимодействии и когерентном поведении отдельных частей макросистемы в процессе их эволюционного развития. Самоорганизацию такого типа он назвал синергетической, а науку, изучающую явления самоорганизации – синергетикой. В русле синергетики нашли свое решение многие проблемы физики, химии, биологии, географии, геологии, материаловедения, социальных наук и др. Эволюция всего мира предстала в совершенно иных, во многом противоположных относительно классической науки, аспектах. Весьма слабые возмущения и флуктуации, которые ранее казались ненужными исключениями, оказались в центре всей науки. Изменилось и само содержание эволюции. Если раньше она рассматривалась как направленный процесс изменения системы, включая циклические обращения, то после работ И.Р. Пригожина она стала скорее восприниматься как процесс прогрессивного развития, возникновение все более сложных и более организованных структур. Такая эволюция получила название прогрессивной.

Установление факта наличия в истории Земли абиогенных прогрессивно развивающихся геологических диссипативных структур, существующих с ранних этапов истории Земли, создает принципиально новые предпосылки понимания механизмов происхождения жизни. Выявляется новый этап в развитии косной материи, который является промежуточным между неживой и живой материей. Во время этого промежуточного этапа сформировались многие механизмы прогрессивной самоорганизации, вначале в неживой материи, которые в последующем были унаследованы биологическими процессами, конечно, в значительно усложненной форме. Следовательно, существующий разрыв в понимании механизмов эволюции

косного и живого вещества становится не таким антагонистическим, как это принято считать.

Вместе с тем механизмы такой прогрессивной эволюции в геологических системах в целом и в системе вода – порода, в частности, остаются неизвестными. Более того, многие исследователи совсем не признают факта существования прогрессивной эволюции в абиогенных геологических системах, считая, что только наличие биологических процессов может обеспечить прогрессивную эволюцию геологических систем [1]. Поэтому рассмотрим этот вопрос более подробно применительно к развитию системы вода – порода в условиях зоны гипергенеза.

В зоне гипергенеза, как и любой другой геологической системе, взаимодействие воды с горными породами протекает в открытой равновесно-неравновесной системе, в которой одновременно имеет место, как равновесие, так и неравновесие между отдельными твердыми и жидкими компонентами. Такая система по В.И. Вернадскому [12] развивается в условиях динамического равновесия, т. е. в каждый определенный отрезок времени приток и отток вещества и энергии из каждого элемента системы, хотя несколько и колеблется, например, по сезонам года, но в пределе приближается к некоторой константе.

Система вода – порода как стационарная

Стационарными называются такие *неравновесные системы, которые сохраняют постоянство состояния во времени за счет обмена с окружающей средой*. Поэтому важно разобраться в особенностях эволюции стационарной системы вода – порода и ее связях с окружающей средой.

Применительно к рассматриваемой системе порода является постоянным и безграничным источником химических элементов, которые в твердой фазе являются инертными и только с помощью воды вовлекаются в активное взаимодействие. При этом вода непрерывно поступает в горную породу из внешнего источника – атмосферных осадков, пополняемых за счет климатического круговорота [13]. Горные породы также участвуют в геологическом круговороте, но по сравнению с климатическим он очень медленный, т. к. составляет сотни миллионов лет. Климатический же круговорот воды в среднем на земном шаре по М.И. Львовичу [14] совершается за каждые 10 суток или 36 раз в году (рис. 1). Естественно поэтому горные породы по сравнению с водой образуют статическую часть системы, а вода – динамическую.

Химически взаимодействуя в процессе фильтрации с горными породами, вода меняет свой состав и формирует тот или иной геохимический тип, который ассоциирует со строго определенным минеральным комплексом. Следовательно, вода относительно горной породы выступает элементом из окружающей среды только до тех пор, пока не начнет формировать гидрогенно-минеральный комплекс.

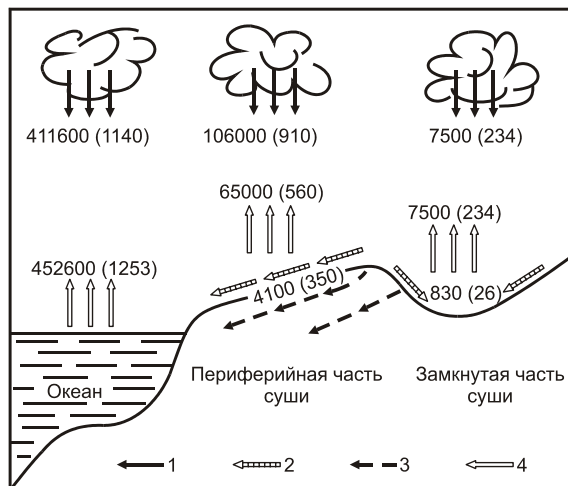


Рис. 1. Схема климатического круговорота воды. Числа на рисунке – значения соответствующих элементов мирового баланса: без скобок – в км³, в скобках – в мм (по данным М.И. Львовича): 1) осадки; 2) поверхностный сток; 3) подземный сток; 4) испарение

Собственно система вода – порода как стационарная возникает с начала взаимодействия этих системообразующих элементов. Но поскольку формирование гидрогенно-минерального комплекса, как показано в соответствующих главах, начинается практически с момента взаимодействия, то эти два процесса по времени примерно совпадают. Из сказанного, очевидно, что *вода, будучи внешним компонентом относительно горной породы, становится внутренней частью системы с начала взаимодействия и производства вторичного продукта.*

Итак, неординарность стационарности системы вода – порода состоит в том, что один ее элемент (порода) является неподвижным, стабильным, монокристаллическим, т. е. обладает свойствами консервативных систем. В то же время горная порода обладает свойствами пропускать через себя воду, обладающую свойствами диссипативных структур, которые в своем развитии обязательно приводят к необратимым процессам [7]. Второй элемент (вода) – является подвижным, который пронизывает первый, фильтруясь через него.

Вторая неординарная особенность рассматриваемой стационарной системы состоит в том, что один из ее элементов (вода) выступает одновременно и внешним и внутренним компонентом этой системы. Вода, с одной стороны, будучи элементом круговорота, обеспечивает связи системы с внешней средой, а с другой – будучи элементом системы, обеспечивает ее развитие и производство вторичного продукта.

Если к сказанному добавить, что система вода – порода с химических позиций является равновесно-неравновесной [15], т. е. вода способна геологически длительное время непрерывно взаимодействовать с горной породой с образованием все новых и новых гидрогенно-минеральных комплексов, то становится очевидным, что рассматриваемая

мая система, как с физических, так и химических позиций является совершенно уникальной.

Важным признаком стационарной системы является постоянство получения ею из внешней среды вещества и энергии. Этот аспект проблемы также имеет свои особенности. Начнем с вещества, важнейшим из которых выступает сама вода.

Хотя атмосферные осадки в горные породы поступают дискретно, но это не мешает процессу непрерывного взаимодействия воды с горными породами. Постоянство взаимодействия обеспечивается тем, что горные породы в силу низкой проницаемости не способны пропустить весь объем выпадающих атмосферных осадков, большая часть которых поэтому непрерывно стекает в моря в виде поверхностного стока. Избыток воды обеспечивает полное заполнение пор горных пород. И только в зоне аэрации часть пор в отдельные периоды года может быть не полностью заполнена водой. Но и в этой зоне вода, например, пленочная и/или капиллярная имеется всегда. Все это и обеспечивает непрерывность и постоянство взаимодействия воды с горными породами.

Теперь о стабильности состояния рассматриваемой системы. Известно, что подземные воды подвержены изменениям в течение сезонов года, разных лет, многолетних циклов и т. д. [16]. Но могут ли такие изменения нарушить стабильность действия стационарной системы вода – порода. Этот вопрос исследовался нами достаточно подробно [17]. С этой целью мы проанализировали временные и пространственные изменения состава подземных вод основных гидрогеологических провинций земного шара и показали, что *воды каждой такой провинции обладают специфическим, отличным от других провинций, составом, который сохраняет свою индивидуальность в ходе всех временных и пространственных изменений.* В частности, было показано, что временные колебания параметров подземных вод зоны гипергенеза, безусловно, имеют место, и в той или иной мере они меняются непрерывно, но эти изменения происходят плавно и касаются всех компонентов без исключения, которые между собой находятся как бы в связке. И хотя колебания каждого из компонентов изменяются по-своему, но таким образом, что связи между ними не нарушаются и не выходят за рамки тех значений, которые характерны для вод данного геохимического типа. Все изменения имеют ограниченную степень свободы и не приводят к стиранию индивидуальности каждого геохимического типа, характерного для той или иной гидрогеологической провинции.

Из анализа масштабов сезонных колебаний состава вод в разных провинциях были сделаны следующие выводы:

- 1) временные колебания состава воды в любой ландшафтной зоне, как правило, не приводят к изменению главных (ведущих) ее черт, характеризующих геохимический тип;
- 2) геохимический тип подземных вод не определяется только режимом их питания, как это упро-

щенно часто понимают, а обусловлен многими глубокими его связями со всеми компонентами ландшафта. Изменение условий питания в разные сезоны года — это только один из этих параметров, который не в состоянии нарушить другие связи;

- 3) параметры каждого типа воды в разных гидрогеологических провинциях в совокупности достаточно стабильны и индивидуальны, хотя каждый из них может перекрываться с другим типом воды в отдельные периоды года.

Аналогичным образом были рассмотрены и изменения состава подземных вод, имея в виду их колебания вдоль фильтрационного потока от области питания к области загрузки для каждой провинции. Установлено, что состав подземных вод во всех ландшафтных зонах и провинциях естественно меняется вдоль фильтрационного потока. Однако эти изменения не настолько велики, чтобы преобразовать един геохимический тип воды или класс миграции в другой. Отсюда был сделан важный вывод о том, что геохимическая специфика подземных вод закладывается уже в области питания и непрерывно усиливается вдоль фильтрационного потока. Важнейшими показателями такой специфики выступают общая минерализация, pH, содержание O_2 , CO_2 , SiO_2 , Fe, Al, K, P, S, химический тип воды, соотношение между отдельными элементами и т. д.

Все сказанное позволяет сделать несколько выводов:

- 1) геохимический комплекс элементов в водном растворе зоны гипергенеза образует весьма устойчивую систему, пространственные и временные изменения которой не затрагивают основных (базовых) ее параметров;
- 2) в каждом типе ландшафта и гидрогеологической провинции в целом формируется индивидуальная устойчивая гидрогеохимическая система, обладающая некоторой степенью свободы, которая обеспечивает возможность колебания ее отдельных параметров, но только в строго определенных пределах;
- 3) индивидуальность и стабильность гидрогеохимической системы обеспечивается, главным образом, характером водообмена, небольшими расстояниями между областями питания и загрузки, наличием комплексных связей с компонентами окружающей среды.

Приведенные выводы нами опубликованы в 1998 г. [17]. Позже, готовя 3-е издание книги В.И. Вернадского «История природных вод», мы нашли совершенно уникальные его соображения по этой проблеме. Оказывается «эмпирическое положение о постоянстве химического состава природных вод в определенных пределах колебаний их состава (выделено нами — С.Ш.) вошло в научное сознание в конце XIX — в начале XX в.», но оно никогда не было «высказываемо в определенной и ясной общей форме и не было подвергнуто критическому

рассмотрению и анализу», хотя в действительности оно лежит в основе нашего знания и в основе всей текущей научной работы. Из него, однако, не сделаны еще необходимые выводы» [12. С. 256].

Конечно, нельзя не поражаться прозорливости и умению этого великого ученого понимать то, что даже не было высказано «в определенной и ясной форме» этого великого ученого. К сожалению, это положение не вошло в науку и в наше время, хотя прошло почти 75 лет с тех пор, как были написаны эти строки. Вот как далее этот замечательный исследователь формулирует это эмпирическое положение: «химический состав каждой индивидуальной природной воды может быть выражен для каждого химического элемента в предельных минимальных и максимальных числах, которые не смещаются в короткий срок исторического времени. Выведенная в связи с этим средняя величина химического состава есть величина постоянная в пределах исторического времени (выделено автором — В.В.) [12]. Это среднее может выдерживаться для данной воды и в течение геологического времени». Думаем, что это высказывание также может быть названо постулатом В.И. Вернадского о постоянстве состава воды.

После такого заключения В.И. Вернадского вряд ли можно сомневаться, что стационарная система вода — порода геологически длительно может функционировать в условиях стабильного состояния.

Следовательно, с момента появления воды на Земле возникла стационарная неравновесно-равновесная система вода — порода, которая обладает внутренне противоречивым характером, определяющим ее способность к самопроизвольному, непрерывному, геологически длительному развитию с образованием принципиально новых минеральных фаз и геохимических типов воды. Эта система в пределах земной коры развивается постоянно в нелинейной области термодинамической ветви в условиях, далеких от равновесия, и относится к типу абиогенных диссипативных, играющих особую роль в прогрессивном развитии косной материи [4]. Важная особенность этой системы состоит в том, что один ее компонент (вода) выступает одновременно и внешним и внутренним элементом, что наряду с равновесно-неравновесным состоянием и наличием разнофазных составляющих обеспечивает внутренне противоречивое ее состояние и прогрессивное развитие. Вот только один пример.

Механизм смены одного вторичного минерала другим

Как показано нами ранее [17] на самых ранних этапах взаимодействия воды с алюмосиликатами образуются гидроокислы Al — гиббсит, бемит, диаспор, байерит и др., которые связывают почти весь Al, поступающий в раствор из эндогенных алюмосиликатов. При этом содержания Si, который не связывается гидроокислами, растут в растворе по мере увеличения времени взаимодействия воды с алюмосиликатами. Такой рост содержания Si приводит в конечном итоге к насыщению раствора каолинитом по реакции



константа которой

$$K = 1/[\text{Al}^{3+}]^2[\text{OH}^-]^6[\text{H}_4\text{SiO}_4]^2 \quad (2)$$

равна $10^{79,4}$. Поэтому с этого момента начинает формироваться каолинит. Но что происходит с гиббситом? Продолжается ли его образование?

Чтобы ответить на эти вопросы, надо сравнить состав каолинита с составом исходных, растворяемых водой минералов. Исходные изверженные породы в среднем содержат Si в 3,7 раза больше, чем Al. Каолинит же в атомном, да и в весовом, отношении содержит Al и Si в одинаковом соотношении. Следовательно, при образовании каолинита дефицитным элементом выступает не Si, а Al, т. е. масштабы образования каолинита определяются масштабами или количеством поступающего в раствор Al, а не Si, поскольку количество последнего избыточно. Каолинит поэтому при своем образовании связывает весь поступающий в раствор Al, поскольку раствор его соединениями насыщен ранее, но не весь, а только часть Si, нужную для построения кристаллической решетки каолинита. Но если это так, то для образования гиббсита Al уже не хватает, и следовательно он не может формироваться. Учитывая исключительную важность обсуждаемого здесь механизма, рассмотрим его более подробно.

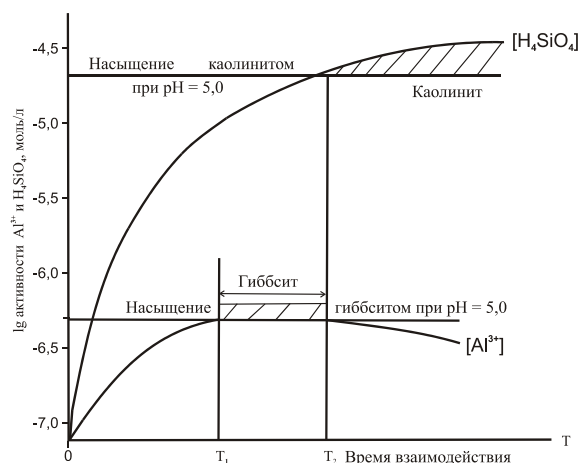


Рис. 2. Схематическое изображение зависимостей образования гиббсита и каолинита от времени взаимодействия подземных вод с эндогенными алюмосиликатами

Итак, ультрапресные атмосферные осадки, выпадающие на магматическую породу, скажем среднего состава, растворяют все минералы, из которых она состоит. И хотя кинетика растворения разных минералов не одинакова [15, 18], на первых этапах взаимодействия в раствор переходят все химические элементы примерно в тех же соотношениях, какие имеют место в горной породе. В любом случае Si в раствор переходит в значительно больших количествах, чем Al, но, как показано выше, подземные воды в соответствии с константами равновесия вначале насыщаются гиббситом, а затем каолинитом (рис. 2). При pH 5 насыщение водного раствора гиббситом в соответствии с реакцией (3) и константой (4)



$$K = 1/[\text{Al}^{3+}] \cdot [\text{OH}^-]^3 = 10^{33,2} \quad (4)$$

происходит уже при активности Al^{3+} , равной $10^{-6,2}$. Такое значение активности достигается достаточно быстро по времени взаимодействия, равном T_1 (рис. 2). С этого момента начинается садка гиббсита. Но поскольку взаимодействие воды с эндогенными породами продолжается, то в отличие от алюминия кремний продолжает концентрироваться в растворе, что в конечном итоге приводит к равновесию с каолинитом по реакции (1). Такое равновесие при pH 5,0 наступает при активности H_4SiO_4 , равной $10^{-4,7}$.

Следовательно, каолинит формируется позже гиббсита, т. е. в результате более длительного взаимодействия воды с эндогенными минералами, которое обозначим T_2 (рис. 2). Но образование каолинита, как показано выше, не связывает весь переходящий в раствор кремний, который поэтому продолжает концентрироваться в растворе. Но если это так, то в соответствии с константой реакции (2) при одном и том же значении pH активность Al^{3+} не только не может расти, но должна падать, что нарушает равновесие с гиббситом, который в этих условиях не может формироваться и уступает место каолиниту.

Из сказанного понятно, что гиббсит и каолинит — конкурирующие минералы: они «борются» за право владеть Al, поступающим в раствор из эндогенной породы. На первом этапе это удается гиббситу, на втором каолиниту, который подавляет саму возможность образования гиббсита. Вот почему бокситы не формируются на других стадиях взаимодействия воды с породой, кроме первой.

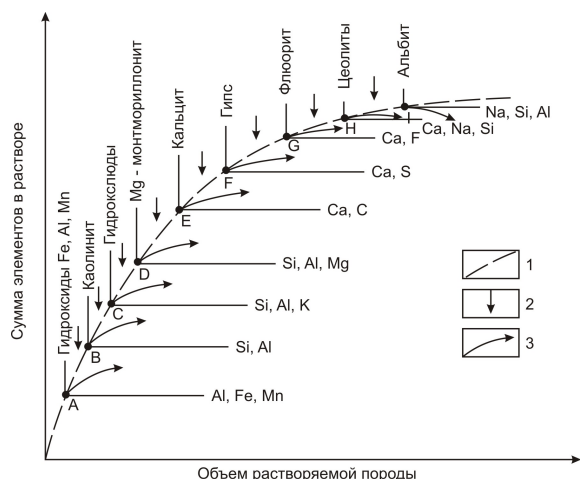


Рис. 3. Последовательность образования вторичных минералов в ходе эволюции системы вода – порода. А-I – точки начала выпадения новой вторичной фазы. 1) соотношение твердых и растворенных минералов; 2) зоны возможного поступления воды к контакту с горной породой; 3) места возможного прекращения взаимодействия воды с горной породой

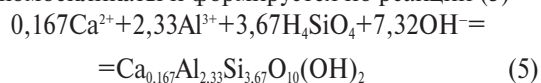
Таким образом, с первых моментов взаимодействия воды, не содержащей химических элементов, с эндогенными алюмосиликатами при $T_x < T_1$ никакие

вторичные минералы не образуются. При $T_1 > T_x < T_2$ формируется гиббсит, при $T_x > T_2$ — каолинит, затем все другие минералы в соответствии с рис. 3. Конечно, природный процесс еще более сложен, т. к. меняется рН — он обычно при этом растет, поэтому гиббсит при $T_x > T_2$ не образуется, но и не растворяется. В любом случае важно, что в неживой системе вода — порода имеются механизмы, контролирующие и направляющие эволюционный ход такого взаимодействия. Более того, важно подчеркнуть, что *процесс взаимодействия в системе вода — порода всегда развивается только в одном направлении: вдоль линии от точки А к точке I* (рис. 3). Поясним это положение: если вода, содержащая какое-то количество элементов, соответствует равновесию, например, в точке *E*, то, попав в породу, она начнет взаимодействовать с нею таким образом, что будет формировать, а не растворять кальцит и, накапливая элементы, будет стремиться вперед в направлении точки *F* и ни в коем случае не точки *D* (рис. 3).

Само по себе наличие механизма конкуренции однонаправленного характера эволюции между минералами в неживой природе крайне любопытно и важно. Это еще одно доказательство наличия процессов самоорганизации в биосферной материи, которую мы последовательно выявляем в системе вода — порода [3, 19] и которая является объектом исследования. Но пока продолжим рассмотрение механизмов вторичного минералообразования.

На примере гиббсита и каолинита мы убедились в том, что *отличное от растворяемой породы соотношение химических элементов во вновь формируемых минералах является важным механизмом глубокой дифференциации (перераспределения) химических элементов в водном растворе, что служит основной причиной смены парагенетической ассоциации формирующихся вторичных минералов в эволюционном развитии системы вода — порода*. Здесь возможно действие разных механизмов. Приведем другой пример.

Количество образующегося в системе вода — порода кальцита определяется масштабами перехода Са в раствор, разумеется, за вычетом доли выносимой водой за пределы системы. Но это верно только в том случае, если нет конкурирующих минералов. На ранних этапах таковым для кальцита выступает Са-монтмориллонит. Накапливающийся в растворе избыточный Si постепенно приводит к равновесию с Са-монтмориллонитом, который на определенном этапе взаимодействия в системе вода — алюмосиликаты и формируется по реакции (5)



константа которой (6)

$$K = 1/[\text{Ca}^{2+}]^{0,167} [\text{Al}^{3+}]^{2,33} [\text{H}_4\text{SiO}_4]^{3,67} [\text{OH}^-]^{7,32} \quad (6)$$

равна $10^{89,3}$. При рН 7,5, активности $\text{Al}^{3+} 10^{-7,2}$ и $\text{Ca}^{2+} 10^{-3}$ насыщение подземных вод Са-монтмориллонитом происходит уже при активности $\text{H}_4\text{SiO}_4 > 10^{-6,6}$.

Но образующийся минерал связывает мало Са: отношение Si/Ca в монтмориллоните составляет 22, а отношение кларков в изверженных породах только около 10 (больше для гранитов). Из этого следует, что Са-монтмориллонит никак не способен связать весь Са в процессе своего образования, который поэтому продолжает накапливаться в растворе и служит источником для образования кальцита.

Приведенный пример показывает, что хотя Са-монтмориллонит и выступает конкурентом для кальцита, но эта конкуренция не является такой жесткой, как у каолинита с гиббситом, и не препятствует более позднему образованию кальцита. Последний, в свою очередь, также не может «запретить» формирование Са-монтмориллонита, поскольку в растворе всегда накапливается H_4SiO_4 , рост которой рано или поздно обеспечит образование этого соединения. Поэтому эти минералы часто сосуществуют вместе, и это обстоятельство обеспечивает формирование таких уникальных образований, как лессы.

Если продолжить рассмотрение кальциевых минералов более поздних стадий (гипс, флюорит, апатит и др.), то очевидно, что кальцит, связывая Са, для них является конкурирующим, но не жестким, поскольку он не запрещает их формирование. В этом случае в выигрыше оказывается тот минерал, анионная часть которого (CO_3^{2-} , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , F^-) в среде минералообразования имеется в наибольших количествах, т. е. здесь в борьбу вступает конкуренция анионов. В конечном итоге все это и разнообразит минеральный комплекс.

Мы не ставим в данной работе задачу рассмотреть поведение всех элементов и всех минералов. Мы хотим вскрыть только механизмы, которые приводят к смене парагенетических вторичных минеральных комплексов и ведут к разнообразию формирующихся вторичных минеральных продуктов. Тем самым становится очевидным, что *одни и те же растворяемые водой породы на разных этапах взаимодействия формируют разные вторичные минералы*.

Из сказанного понятно, что последовательность образования вторичных минералов определяется многими факторами, которые, однако, поддаются количественной оценке применительно к конкретным условиям геологической обстановки. Всегда можно теоретически рассчитать такую последовательность, но для этого надо знать параметры водного раствора и направленность изменения его состава. В конечном итоге именно состав водного раствора определяет характер и этапность вторичного минералообразования.

Выявленные механизмы эволюционного развития системы вода — порода, как уже показано, являются фундаментальными и действуют независимо от внешних факторов. В то же время сама система вода — порода является открытой стационарной, т. к. обменивается веществом и энергией с

внешней средой, которая контролирует температуру, давление, соотношение массы воды и горных пород, скорость фильтрации воды, начальный состав воды, тип растворяемых пород, их минералогический состав, время взаимодействия, пути движения воды и т. д. Поэтому важно выявить роль внешних факторов, влияющих на развитие системы вода – порода.

Главный вопрос, который при этом возникает, заключается в том, почему в пределах одних и тех же горных пород (гранитах, базальтах и др.) формируются разные вторичные продукты? Ответ на этот вопрос ищут не только многие исследователи, но и целые науки: почвоведение, ландшафтоведение, гидрогеология, геохимия, минералогия, литология, физическая география, науки о корях выветривания, полезных ископаемых и т. д. Наиболее типичный ответ заключается в том, что меняется температура, количество осадков, испарение, биологическая продуктивность, рельеф и т. д. Но все это никак не проливает свет на механизм действия того или иного фактора.

Очевидно, что простое перечисление хоть сотни факторов, проблему не решает. Нужен другой подход, основанный на факте равновесно-неравновесного состояния системы вода – алюмосиликаты. Именно из доказанного факта неравновесности подземных вод с эндогенными алюмосиликатами и непрерывности их взаимодействия [15] вытекает важный принцип: *чем более длительным является такое взаимодействие, тем больше химических элементов оказывается в растворе.*

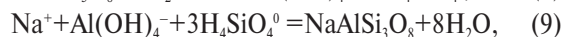
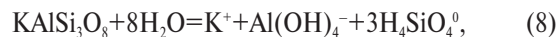
Следовательно, важнейшим среди внешних факторов оказывается *время взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами*, которые растворяются водой. Удивительно, но именно этот фактор обычно забывают при перечислении множества других. Но если даже он и упоминается, то механизм его действия также остается нераскрытым. Учитывая сложившееся положение, остановимся на этом вопросе более подробно.

Неравновесность системы природная вода – эндогенные алюмосиликаты в разных частях геологического разреза определяет хотя и медленный, но непрерывный переход химических элементов в водный раствор, что подтверждено многочисленными лабораторными экспериментами. При этом независимо от механизма растворения (конгруэнтный или инконгруэнтный) реакция протекает через полное растворение первичных минералов и осаждение вторичных. Поэтому границы между первичными и вторичными минералами обычно резкие [15, 18, 20–22].

Например, общая реакция трансформации альбита в санидин и наоборот (7)



по данным экспериментальных исследований протекает фактически в два этапа: 1) конгруэнтное растворение санидина (8); 2) осаждение альбита (9) [18]



Как весьма образно отметили Дж.Р. О'Нейл и Х.П. Тейлор преобразуемая часть кристалла должна «переплыть реку раствора», чтобы стать другим минералом [20]. С увеличением времени взаимодействия концентрация химических элементов в растворе обычно сначала возрастает быстро, затем растет медленнее. То же самое происходит и при увеличении площади взаимодействия [18]. Важно при этом, что химическое взаимодействие продолжается геологически долго. И даже когда вторичные продукты покрывают растворяющуюся поверхность эндогенного минерала, химическое взаимодействие продолжается, поскольку вторичные минералы образуют пористый слой, не препятствующий дальнейшему растворению эндогенных алюмосиликатов.

Косвенно измерить время взаимодействия в системе вода – порода можно по величине подземного стока, который является основным параметром более общего понятия – водообмена. Именно водообмен, являясь функцией количества осадков, степени их испарения (температуры), расчлененности рельефа и проницаемости горных пород, определяет объемы и скорости движения воды в конкретной геологической структуре, а значит и время взаимодействия воды с горными породами, играющего важнейшую роль в развитии этой системы. Следовательно, водообмен выступает интегрирующим фактором времени взаимодействия в системе вода – порода: чем больше водообмен, тем меньше время взаимодействия и наоборот. Поэтому понятие водообмен выступает базовым для понимания механизмов и масштабов взаимодействия воды с алюмосиликатами [17].

Водообмен как важнейший фактор формирования гидрогенно-минеральных комплексов

Итак, в качестве параметра времени взаимодействия воды с горными породами наиболее удобно воспользоваться данными по водообмену. Предварительно уточним, что мы под этим будем понимать, в частности, является ли модуль подземного стока мерой водообмена.

Прежде всего, напомним, что модуль стока – это количество воды, стекающее в единицу времени с единицы площади. *Модуль подземного стока* – это тоже самое, но только подземной воды. Чаше всего используют для этого единицы л/с·км².

Такой подход, разработанный гидрологами, более или менее достоверен, когда речь идет о поверхностном стоке, хотя и в этом случае трудно себе представить, чтобы вода текла только по дневной поверхности и совершенно не захватывала объем породы, почвы, зоны аэрации и т. д.

Ситуация резко меняется, когда речь идет о подземном стоке. Очевидно, что в этом случае, вода те-

чет не по поверхности горных пород, а фильтруется через объем породы, но и в этом случае гидрогеологи вслед за гидрологами говорят о модуле подземного стока и выражают его в тех же единицах.

Из определения, очевидно, что модуль стока M равен

$$M=Q/F, \quad (10)$$

где Q — количество воды, стекающей с какой-либо площади в единицу времени, например, м³/с, F — площадь этой территории, м². В этом случае единицей измерения модуля стока оказывается м/с, т. е. физически — это единица скорости движения воды.

Если же принять, что вода стекает не с поверхности рельефа, а фильтруется через какой-то объем породы, то Q надо делить не на F , а на V — объем породы, скажем, м³. В этом случае

$$Q/V=1/T=WE, \quad (11)$$

где T — время нахождения воды в горных породах, а WE (*water exchange*) — показатель водообмена.

Следовательно, водообмен — это величина, обратная времени, в течение которого вода находится в горных породах и с ними взаимодействует. Чем больше время такого взаимодействия, тем меньше водообмен и наоборот (12).

Из уравнений (10) и (11) очевидно, что

$$WE= M/h, \quad (12)$$

где h — мощность зоны, через которую фильтруется вода, или, иными словами, мощность зоны активного водообмена. Конечно, надо иметь в виду, что не по всей зоне фильтрации воды водообмен одинаков: как правило, с глубиной он уменьшается. Кроме того, всегда имеются зоны высокой и слабой проницаемости, поэтому водообмен различен на разных глубинах. Следовательно, можно говорить только о каких-то средних его значениях применительно к той или иной зоне движения подземных вод, понимая при этом, что реальная картина значительно сложнее.

Определившись с понятием водообмена, перейдем к выяснению роли этого фактора в эволюционном развитии системы вода — порода и формировании гидрогенно-минеральных комплексов.

Отметим, прежде всего, что роль водообмена в формировании всех продуктов зоны гипергенеза (почв, кор выветривания, ландшафтов, природных вод и т. д.) не только не раскрыта, но этот фактор вообще редко упоминается среди множества других. Вместо водообмена обычно фигурируют атмосферные осадки, количество которых ассоциируется с водообменом: чем больше осадков, тем выше водообмен и наоборот. И хотя такая связь количественно никем не была установлена и, конечно, она не является линейной, поскольку водообмен это не только производная осадков, но и испарения, проницаемости горных пород, рельефа местности и т. д., она все же использовалась многими исследователями.

В более ранних работах интенсивность водообмена мы характеризовали через модуль подземного стока. Анализ большого фактического материала привел нас к выводу, что «каждому типу водообмена присущ свой набор вторичных минеральных фаз и геохимических типов воды» [17]. Позже мы эту зависимость подтвердим новыми данными.

Обобщив имеющиеся материалы по зоне гипергенеза всего мира, нам удалось определить ориентировочное время взаимодействия воды с горными породами в разных ландшафтных зонах (таблица). Несмотря на то, что эти данные являются ориентировочными, все же в целом они дают впечатляющую картину. Время взаимодействия воды с горными породами или возраст воды в разных климатических зонах колеблется от десятков до первых миллионов лет. Реальность полученных цифр подтверждается данными по абсолютному возрасту воды.

Как уже отмечалось, возраст наиболее глубоко залегающих содовых вод штата Оклахома (США) достигает 40 тыс. л, т. е. близок к приводимым в таблице значениям. К тому же необходимо учесть, что исследованная вода не покинула водоносный горизонт и взаимодействие с горными породами продолжается. Второй пример можно привести по территории северной Италии, бассейну Ломеллина, расположенному в пределах равнины По. Глубина изученных напорных вод достигает 230 м. Воды пресные с соленостью 0,2...0,4 г/л, но возраст их составляет 5...7, а в отдельных местах достигает 18 тыс. л [23].

Таблица. Ориентировочное время взаимодействия воды с горными породами для разных гидрогенно-минеральных комплексов

Комплексы	Подземный сток, л/(с·км ²)	Мощность зоны стока, м	Время взаимодействия, лет	Водообмен, лет ⁻¹
Латеритный	30,0	15	16,7	6·10 ⁻²
Каолининовый	8,0	30	125	8·10 ⁻³
Бисиллитный	2,0	150	2500	4·10 ⁻⁴
Содово-лессовый	0,3	300	32·10 ³	3·10 ⁻⁵
Гипс-образующий	0,08	300	12·10 ⁴	8·10 ⁻⁶
Галит-образующий	0,01	400	14·10 ⁵	7·10 ⁻⁷
Органогенный	0,15	10	2000	5·10 ⁻⁴

Еще один пример касается подземных вод территории Бассис-Лоурентид, провинция Квебек, Канада. Здесь в осадочных породах четвертичного возраста развиты преимущественно пресные воды, которые изучены до глубины 140 м. Возраст таких вод составляет несколько тысяч лет. Местами встречаются Cl-Na воды с минерализацией до 10 г/л, которые по версии авторов работы отжаты из морских глин и смешаны с пресными водами. Возраст таких вод достигает 12 тыс. л [24].

Приведенные примеры, включая данные по Канадскому щиту [25, 26], которые можно было бы продолжать, показывают, что порядок полученных нами значений времени взаимодействия совпадает с возрастом воды по опубликованным данным. К

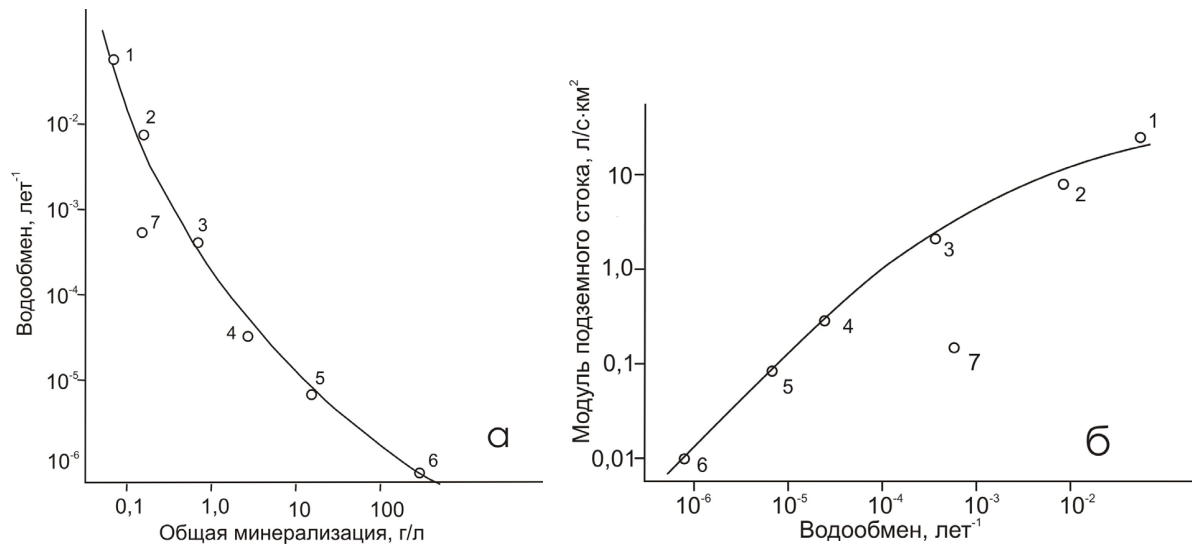


Рис. 4. Зависимость состава гидрогенно-минеральных комплексов от интенсивности водообмена и: а) солёности воды; б) модуля подземного стока. 1) латеритный; 2) каолиновый; 3) бисиллитный; 4) содово-лессовый; 5) гипсообразующий; 6) галитообразующий; 7) органогенный

сожалению, отсутствуют сведения по абсолютному возрасту соленых вод, формирующих соли. Поэтому возраст солеобразующего типа взаимодействий наименее обоснован.

Полученные данные однозначно показывают, что *каждый тип гидрогенно-минерального комплекса формируется при разных типах водообмена. При этом между составом комплекса, интенсивностью водообмена и солёностью воды существует строгая, но сложная зависимость** (рис. 4, а): латеритный комплекс формируется при самом активном водообмене, галитообразующий — при наиболее слабом водообмене. Все остальные занимают промежуточное положение. Значения водообмена меняются в несколько десятков тысяч раз. И это по усредненным данным. Если брать крайние значения, то отличия будут составлять в несколько миллионов раз.

Весьма важное значение имеет положение точки органогенного комплекса, которая резко сдвинута влево, т. е. в сторону меньшей минерализации воды от сводной кривой (рис. 4, а). Это означает, что при одном и том же времени взаимодействия, в болотной среде общая минерализация подземных вод значительно ниже, чем при взаимодействии того же объема вод с горными породами, т. е. дочерняя подсистема вода — органическое вещество обеспечивает раствор солями в меньшей степени, чем материнская система вода — горная порода.

Необходимо также подчеркнуть, что зависимость состава гидрогенно-минерального комплекса от модуля подземного стока (рис. 4, б) и интенсивности водообмена существенно отличаются (рис. 4, б). Если на рис. 4, а, мы видим линейную зависимость между модулем стока и расположением гидрогенно-минеральных комплексов (в логарифмическом выражении данных), то на рис. 4, б, эта же зависимость от интенсивности водообмена при том же логарифмическом масштабе данных становится параболической, т. е. значительно более сложной.

Таким образом, *разный водообмен в пределах даже одной климатической зоны и одного типа горных пород приводит к формированию различных гидрогенно-минеральных комплексов.* При активном водообмене (время взаимодействия первые десятки лет) система вода — порода, как заведенная машина, формирует латеритный комплекс. И этот процесс продолжается до тех пор и только на тех участках, пока и где такой водообмен имеет место. При уменьшении последнего в той же климатической зоне, в пределах того же типа пород по мере увеличения времени взаимодействия до сотен лет система вода — порода переходит в новое качество и формирует каолиновый комплекс. При этом участки относительно замедленного водообмена в тропиках характерны для долин рек, где разгружается более глубокий сток. Поэтому на водораздельных участках обычно развиты латериты, а в долинах рек — каолиновый комплекс. Ранее эта картина интерпретировалась с тех позиций, что латериты — это остатки древних пенеппленов и что ниже располагаются каолиниты, но такой взгляд оказался неверным.

Распределение продуктов выветривания по площади и глубине в зависимости от водообмена характерно не только для латеритного гидрогенно-минерального комплекса, но и всех других, включая солеобразующий и органогенный. Но пример с латеритным комплексом наиболее показательный, на что обращали внимание многие исследователи.

*Надо учесть, что рисунок построен в логарифмическом масштабе

Заключение

В силу равновесно-неравновесного состояния система вода — порода способна геологически долго взаимодействовать всюду, где есть вода и эндогенные алюмосиликаты, с которыми она повсеместно неравновесна и их всегда растворяет. Вместе с тем, даже наиболее пресная вода с общей минерализацией $<0,1$ г/л уже равновесна с гидроокислами Al, которые она и формирует. С повышением солёности воды характер равновесия меняется, и система производит многие другие вторичные минералы, равновесные с водным раствором. Отсюда имеет место строгая парагенетическая связь между составом вторичных минералов и составом воды.

При этом солёность воды является функцией времени взаимодействия воды с эндогенными алюмосиликатами. К сожалению, эта функция носит нелинейный, а значительно более сложный характер, обусловленный последовательным выпадением из раствора разных минералов неодинакового химического состава, смешением разных генетических типов вод и т. д.

Время же взаимодействия воды с породой, хотя и непрерывно, но крайне различно по продолжительности не только в разных климатических зонах, но и разных глубинах взаимодействия. Вода, просачиваясь на разные глубины геологического разреза, приобретает разные скорости фильтрации и соответственно время взаимодействия.

Используя водообмен и состояние равновесия как базовые параметры эволюции системы вода — порода, нам удалось установить, что при разных водообменах формируются разные вторичные минералы и соответственно геохимические типы подземных вод. Говоря иначе, *взаимодействие воды с алюмосиликатами различно при разных водообменах и приводит к формированию различных твердых и растворенных вторичных продуктов, ассоциацию которых мы назвали гидрогенно-минеральным комплексом*. При одном и том же водообмене система вода — порода, как заведенная машина, формирует один и тот же вторичный гидрогенно-минеральный комплекс (латериты, глины, лессы, соли и т. д.) в течение геологически длительного времени, соответствующий тип воды, характер геохимической среды и др.

При изменении водообмена происходит смена одного гидрогенно-минерального комплекса другим. Например, чисто латеритный тип выветривания сменяется каолинитовым или содовые воды сменяются соленоватыми $\text{SO}_4\text{-Na}$, $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ и т. д.

Все это еще больше усложняет наблюдаемую картину, формирует контрастную среду, разные типы геохимических барьеров, вторичные минералы и т. п. *Смена характера водообмена — основной механизм наблюдаемой в зоне гипергенеза широтной, полярной и вертикальной зональности*.

Характер взаимодействия воды с первичными алюмосиликатами меняется в зависимости от продолжительности контакта воды с горными породами: на разных этапах взаимодействия система формирует разные гидрогенно-минеральные комплексы. При этом важно подчеркнуть, что развитие рассматриваемой системы происходит всегда в одном направлении.

Следовательно геологическое развитие системы вода — алюмосиликаты в условиях конкретного водообмена приводит к формированию стабильной геохимической среды, являющейся той базой, к которой приспосабливаются строго определенные формы жизни. Они разные в разных средах, включая виды, формы, морфологию, биопродуктивность, биогеоценоз в целом. Более того водообмен определяет и вид разложения органического вещества. Все вместе взятое создает не только геохимическую, но и биогеохимическую среду, а значит многие другие геологические и биогенные процессы и явления.

Система вода — порода по комплексу признаков, свойств и процессов формирует абиогенную диссипативную прогрессивно самоорганизующуюся структуру, которая возникла на самой ранней стадии развития Земли в момент появления свободной воды. Способность этой системы к прогрессивной самоорганизации определяет ее как одну из фундаментальных и базовых в развитии неорганической материи на предбиотическом этапе эволюционного становления диссипативных структур. Именно из этой системы возникло множество других, унаследовавших многие из ее свойств. Сформированные в результате эволюционного развития этой системы вторичные гидрогенно-минеральные комплексы, приумножаясь, постепенно захватывали геологическое пространство, новые этажи литосферы, формировали новые геохимические среды, которые, в свою очередь, определяли образование новых минеральных фаз, влияющих на характер среды. И этот процесс геологически бесконечен. В этом суть самоорганизации в минеральном царстве, включающем зарождение, рост и пространственно-временное распространение новых структурных форм, минеральных образований, геохимических сред.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. — Новосибирск: Наука, 1992. — 230 с.
2. Щербаков А.С. Самоорганизация материи в неживой природе: философские аспекты синергетики. — М.: Изд-во МГУ, 1990. — 111 с.
3. Шварцев С.Л. К проблеме самоорганизации геологической системы вода — порода // Геология и геофизика. — 1995. — № 4. — С. 22–29.
4. Шварцев С.Л. Прогрессивно самоорганизующиеся абиогенные диссипативные структуры в геологической истории Земли // Литосфера. — 2007. — № 1. — С. 17–37.
5. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. — М.: Прогресс, 1986. — 431 с.
6. Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структур устойчивости и флуктуаций. — М.: Мир, 1973. — 280 с.

7. Николис Г., Пригожин И. Познание сложного. — М.: Мир, 1990. — 342 с.
8. Пригожин И. От существующего к возникающему. Время и сложность в физических науках. — М.: Наука, 1985. — 327 с.
9. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. Пер. с англ. Ю.А. Данилова. 3-е изд. — М.: Эдиториал УРСС, 2001. — 312 с.
10. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. — М.: Мир, 1979. — 512 с.
11. Хакен Г. Синергетика. — М.: Мир, 1980. — 406 с.
12. Вернадский В.И. История природных вод. — М.: Наука, 2003. — 751 с.
13. Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Шварцев С.Л. и др. Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. — Новосибирск: Наука, 1980. — 231 с.
14. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. — М.: Мысль, 1974. — 448 с.
15. Алексеев В.А., Рыженко Б.Н., Шварцев С.Л. и др. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода — порода. Т. 1. Система вода — порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование. — Новосибирск: Изд. СО РАН, 2005. — 244 с.
16. Ковалевский В.С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. — М.: Недра, 1973. — 153 с.
17. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2-е испр. и доп. — М.: Недра, 1998. — 367 с.
18. Алексеев В.А. Кинетика и механизмы реакций полевых шпатов с водными растворами. — М.: ГЕОС, 2002. — 256 с.
19. Шварцев С.Л. Прогрессивная самоорганизация в системе вода — порода // Известия РАЕН. Секц. наук о Земле. — 2005. — Вып. 13. — С. 139–152.
20. O'Neil J.R., Taylor H.P. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars // Amer. Miner. — 1967. — V. 52. — № 9–10. — P. 1414–1437.
21. Rubie D.C., Thompson A.B. Kinetics of metamorphic reactions at elevated temperatures and pressures: an appraisal of available experimental data // Advances in Physical Geoghemistry. V. 4. Metamorphic Reactions: kinetics, textures and deformation. — New York: Springer-Verlag, 1985. — P. 26–79.
22. Kerrick D.M., Lasaga A.C., Raeburn S.P. Kinetics of heterogeneous reactions // Reviews in Mineralogy. V. 26. Contact Metamorphism. Washington: Miner. Soc. Amer. — 1991. — P. 583–671.
23. Pilla G., Sacchi E., Zuppi G., Braga G., Ciancetti G. Hydrogeochemistry and isotope geochemistry as tools for groundwater hydrodynamic investigation in multilayer aquifers: a case study from Lomellina, Po plain, South-Western Lombardy, Italy // Hydrogeol. J. — 2006. — V. 14. — № 5. — P. 795–808.
24. Cloutier V., Lefebvre R., Savard M.M., Bourque E., Therrien R. Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence Lowlands, Quebec, Canada // Hydrogeol. J. — 2006. — V. 14. — № 4. — P. 573–590.
25. Gascoyne M., Davison C.C., Ross J.D., Pearson R. Saline groundwaters and brines in plutons in the Canadian Shield // Geol. Assoc. of Canada Special Paper. — 1987. — № 33. — P. 53–68.
26. Gascoyne M. Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, southeastern Manitoba // Appl. Geochem. — 2004. — V. 19. — № 4. — P. 519–560.

Поступила 02.07.2007 г.

УДК 550.42:577.4(571.1)

ФОРМЫ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ БАСЕЙНА р. КАТУНЬ В ЕЕ СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ

Ю.Ю. Лоханова, Н.М. Рассказов

Томский политехнический университет
E-mail: Julia-tomsk2004@rambler.ru

Приведена характеристика состояния химических элементов состава подземных вод бассейна р. Катунь (Горный Алтай), выделены основные формы миграции макро- и микроэлементов: Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Pb^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} . Проведены статистические расчеты, целью которых являлось подтверждение результатов моделирования процессов комплексобразования.

Введение

Исследованием форм миграции элементов в природных водах занимались в разные годы зарубежные и отечественные исследователи: Р.М. Гэррелс, Ч.Л. Крайст, С.Л. Шварцев, С.Р. Крайнов, В.М. Швец, Г.Б. Наумов, Б.Н. Рыженко, П.Н. Линник, Б.И. Наби-ванец и многие другие. Достижения этих исследователей позволяют нам решать задачи моделирования процессов формирования состава подземных вод.

Целью данной работы является выделение главных форм миграции ряда компонентов в подзем-

ных водах бассейна р. Катунь (Горный Алтай) в среднем течении.

Растворенное состояние химических элементов в природных водах чрезвычайно разнообразно. Некоторые элементы склонны образовывать только сравнительно простые соединения, другие — сложные ассоциаты, в том числе с органическими лигандами. Основные формы миграции элементов зависят не только от свойств самого элемента (катионы или анионы), но и от внешних факторов миграции (рН, Eh среды, активные концентрации ионов-комплексобразователей и др.).