Механизмы взаимодействия, состояние равновесия и направленность эволюции системы природные воды - основные и ультраосновные породы (на примере регионов Восточной Сибири)

Лепокурова О.Е.^{1,2}, Трифонов Н.С.^{1,2}, Борзенко С.В.³, Алексеев С.В.⁴, Алексеева Л.П.⁴, Зиппа Е.В.¹, Дребот В.В.^{1,2}

¹Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Томск, Россия, E-mail: LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru

²Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия

³Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

⁴Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

АННОТАЦИЯ: Описываются результаты выполнения 3-х летнего проекта РНФ по изучению природных вод преимущественно Восточной Сибири на разных этапах их взаимодействия с основными и ультраосновными породами. По каждому объекту приведены данные по химическому и изотопному составу вод, минерально-геохимическим характеристикам пород, проведены физико-химические расчеты равновесий в системе вода-порода, на основе чего выделены разные геохимические типы вод на определенном этапе взаимодействия вода-базальты с определенным набором вторичных минералов и особенностями среды, разработаны схемы формирования вод. Полученные результаты согласуются с развиваемой концепцией С.Л. Шварцева, описывающей суть эволюции системы вода-порода в постоянной неравновесности вод относительно эндогенных минералов основного состава, что обеспечивает разнообразие химического состава вод и вторичных минералов.

The interaction mechanisms, the equilibrium state and the evolution trend of the natural waters - basic and ultrabasic rocks system (on the example of Siberian Platform areas)

Lepokurova O.E.^{1,2}, Trifonov N.S.^{1,2}, Borzenko S.V.³, Alexeev S.V.⁴, Alexeeva L.P.⁴, Zippa E.V.¹, Drobot V.V.^{1,2}

¹Tomsk Branch of the Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Tomsk, Russia, E-mail: LepokurovaOY@ipgg.sbras.ru

²National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

³Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

⁴Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

ABSTRACT: The results of the 3-year RSF project of the study of natural waters, in predominantly Eastern Siberia, at different stages of their interaction with basic and ultrabasic rocks are presented. For each object, the water chemical and isotopic composition data, the rocks - mineral and geochemical characteristics are given, physicochemical calculations of the equilibria in the water-rock system are carried out. Based on the obtained data, the different geochemical types of water at a certain stage of water-basalt interaction with a certain secondary minerals complex are identified and environment characteristics, schemes of water formation have been developed. The results are in agreement with the S.L. Shvartsev's concept, describing the essence of the water-rock system evolution in constant water disequilibrium relative to the endogenous minerals of the basic composition that provides a variety of water chemical composition and secondary minerals.

ВВЕДЕНИЕ

Тема была предложена С.Л. Шварцевым для проекта Российского научного фонда (РНФ), который был поддержан, но, к сожалению, в связи со смертью так и не доведен им до конца. Работа была продолжена его учениками при участии 4-х организаций: ТФ ИНГГ СО РАН, ТПУ, ИЗК СО РАН и ИПРЭК СО РАН. Результаты этого совместного исследования кратко представлены в настоящей статье.

Ранее С.Л. Шварцевым [2–5] было показано, что равновесие подземных вод невозможно, прежде всего, с минералами базальтов, которые изначально образовали нашу планету. В этой связи перед нами встала задача – выявление более детальных механизмов эволюции систе-

мы вода-базальты за геологически длительный отрезок времени, изучение характера равновесия и его изменение во времени, направленности эволюции этой системы, механизмов, контролирующих ход такой эволюции, выявление ее результатов.

Достижимость решения поставленной проблемы определяется тем, что на Сибирской платформе и в Забайкалье широко развиты основные и ультраосновные породы, а также соленые воды и крепкие рассолы, т.е. более поздние стадии взаимодействия. Кроме того, в Забайкалье широко развиты термальные азотные и углекислые воды, которые хотя относятся к маломинерализованным, но взаимодействуют с породами в течение длительного времени, что подтверждает их температура, изотопный со-

став воды и содержание некоторых растворенных элементов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В 2017–2019 гг основными объектами стали: 1) сверхкрепкие рассолы Якутии (кимберлитовая алмазоносная трубка «Удачная», а также Оленекский артезианский бассейн в целом, и соседние Ангара-Ленский и Тунгусский бассейны) и 2) соленые озера Восточного Забайкалья. Дополнительно были изучены атмосферные, речные, подземные воды и холодные углекислые воды этого же региона. Также в круг наших исследований вошел еще один незааявленный объект – 3) воды Восточной Тувы: холодные углекислые, термальные углекислые и азотные термы. На объектах 2–3 широким распространением пользуются покровные базальты кайнозойского возраста. Объектами, не попадающими на территорию Восточной Сибири и напрямую не относящимися к основным и ультраосновным породам, были – 4) Кузбасс и 5) провинция Цзянси (Китай). Уникальные высокоминерализованные содовые воды угольных бассейнов Кузбасса необходимы нам для понимания механизма формирования разного состава вод, поскольку они занимают промежуточное положение между верхними пресными $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и нижними солеными Cl-Na водами. Углекислые и азотные термы провинция Цзянси мы рассмотрели для сравнения с термами нашего региона. Обзорная схема расположения объектов 1–5 представлена на рис. 1. За три года полномасштабные полевые работы были проведены на территории кимберлитовой трубки «Удачная» (2017–2018 гг), Восточного Забайкалья (2017–2019 гг), точно Кузбасса, Китая и Тувы. Всего было проанализировано 283 пробы воды на полный химический анализ, а также 143 – на ICP-MS, 68 – на газовый состав, 103 – на изотопы воды (δD , $\delta^{18}\text{O}$), 112 – на водорастворенный углерод ($\delta^{13}\text{C}(\text{HCO}_3^-)$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$), а также точно $^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4^{2-} , S^{2-}), $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Rn. Изучено 36 образцов пород на классический петрографический, рентгеноструктурный, рентгенофлуоресцентный анализы, растровой электронной микроскопией, совмещенной с микронзондовым анализом, и ICP-MS.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Результаты исследований показали, что изученные воды разных объектов отличаются большим разнообразием состава (табл. 1): от ультрапресных (9 мг/л) до крепких рассолов (>500 г/л), от сильно кислых (pH 3,1) до сильно щелочных (pH>10), по составу $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na}$, Cl-Na , Cl-Ca , в озерах Забайкалья появляются также воды $\text{SO}_4\text{-Na}$ типа, также для вод характерен разнообразный газовый (азотный,

углекислый, метановый) и органический (с высоким и низким содержанием РОВ) состав, встречаются холодные и термы.

При некоторых начальных различиях в природных факторах (геолого-гидрогеологических условиях, особенностях климата, среды и т.д.), для вод разных объектов характерно разное время взаимодействия с породой, на что мы и делали акцент в данном проекте. С учетом выше изложенного, для нас было важным выяснить характер равновесия вод с минералами вмещающих пород.

Рис. 1. Обзорная схема расположения объектов исследования 1–5

Для этого использовался ПК HydroGeo (Бука-ты, 2002), где вводились данные по химическому составу вод и среды, с настройкой системы по составу пород. В соответствии с известными методиками, основы которых разработаны Г.М. Гаррельсом и Ч.Л. Крайстом (1965), были построены диаграммы равновесий в системе вода – различные первичные и вторичные минералы. Здесь для удобства и сокращения объема приведем обобщенные диаграммы (рис. 2 и 3) с нанесением данных по составу вод (наиболее характерные пробы) по всем объектам.

Результаты показали, что пресные $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ воды (атмосферные осадки, речные и подземные воды зоны активного водообмена, большинство углекислых), при общей неравновесности к исходным породам, уже равновесны с глинистыми минералами: каолинитом, иллитом, частью монтмориллонитов; но неравновесны с карбонатными минералами.

Солоноватые $\text{HCO}_3\text{-Na}$ воды (азотные термы, воды угольных отложений зоны замедленного водообмена, часть углекислых терм, озерные) равновесны с кальцитом и частью с другими карбонатами. Из равновесных алюмосиликатных минералов у содовых вод добавочно появляются хлориты, альбит, реже мусковит и микроклин.

Рис. 2. Равновесие природных вод всех изученных объектов с кальцитом (см. условные обозначения к рис. 2).

Немного сложнее картина с Cl-Na и Cl-Ca рассолами Якутии. Из-за низкого значения pH часть соленых вод не достигает равновесия с карбонатами. Однако в некоторых случаях достигается равновесие к солям, например, к целестину и галиту (рис. 4). Как можно увидеть (рис. 4а), насыщены относительно SrSO_4 большинство Cl-Na вод. К NaCl достигают равновесия только Cl-Ca рассолы.

Все проведенные термодинамические расчеты совпали с полученными минералого-геохимическими данными. Отобранные в Забайкалье базальты и оливиновые долериты состоят из плагиоклазов (40-70 %), оливина (5-15%), пироксена (3-28 %), вулканического стекла (до 30 %), санидина (иногда до 23 %). Акцессорные минералы – магнетит (3-10 %). Вторичные минералы селадонит, иддингсит, боулингит, кальцит, хлорит (следы – 2%) и гидроокислы железа. В шлифе на рис. 5 видно, как по оливину развивается вторичный минерал – иддингсит, представляющий собой смесь монтмориллонита и хлорита с примесью гётита и кварца.

По данным растровой электронной микроскопии также были установлены ильменит, гематит, кальцит, доломит, сидерит, хлорит, гидрослюда, глинистые минералы (рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, наши исследования доказали, что воды от пресных до рассолов, от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (содовых) до Cl-Na и Cl-Ca, холодных и термальных, азотных, углекислых и метановых, на всем пути своей эволюции остаются всегда неравновесными относительно исходных минералов основного состава (Ca-Mg-Fe эндогенные алюмосиликаты: основные плагиоклазы, роговые обманки, эпидот, пироксен, оливин и т.д.), иногда достигая равновесия к кислым (Na-K: альбит, мусковит, микроклин)

исходным минералам. Общее направление такой эволюции стрелкой показано на рис. 3г. К анортиту равновесия так и не наступает. Это неравновесное состояние и является результатом столь широкого разнообразия как вод, так и вторичных минералов.

С учетом всех полученных данных: по составу вод, по составу вторичных минералов, особенностям среды, выделены 4 геохимических типа вод и 5 подтипов (табл. 2).

Рис. 3. Диаграммы равновесия кальциевых (а), магниевых (б), натриевых (в), кальциево-натриевых (г) алюмосиликатных минералов при 25°C с нанесением данных по составу вод объектов исследований

Таблица 1. Геохимические характеристики изученных вод

Район	Тип вод	pH		Соленость мг/л	Состав	Специфические компоненты	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$ (HCO_3)	N проб
		Ед.	рН							шт.
1. Якутия	Рассолы преимущественно Na	3,1-8,2 5,8		85 830-338 400 203 733	Cl-Na, Cl-Na-Ca, Cl-Na-Mg-Ca	Br (до 5,6 мг/л), Li (до 50 мг/л), Sr (до 1,3 г/л), Rb (до 6,8 мг/л) и другие микрокомпоненты («жидкая руда»)	-16,8-(-5,1) -9,8	-149,5-(-116,4) -126,0	-10,1-(-0,3) -6,0	26
	Рассолы преимущественно Ca	2,3-6,5 5,2		230100-509 130 370 014	Cl-Ca, Cl-Ca-Na	Br (до 6,7 г/л), Li (до 290 мг/л), Sr (до 5,2 г/л), Rb (до 34,5 мг/л) и другие микрокомпоненты («жидкая руда»)	-6,8-(-2,3) -4,1	-119,8-(-77,6) -93,8	-18,4-(-2,5) -10,5	35
2. Восточное Забайкалье	Атм. осадки, реки	4,9-8,7 7,1		9,6-466 152	HCO_3 -Ca	Низкие концентрации микрокомпонентов	-1,6	-22,0	-13,2	16
	Подземные воды	7,4-8,9 8,1		269-4 843 951	HCO_3 -Ca, SO_4 - HCO_3 -Na	Li (до 0,4 мг/л), Sr (до 5,1 мг/л), В (до 0,6 мг/л), U (до 0,15 мг/л), а также As, Mn, Mo	-13,7-(-8,0) -12,0	-101,4-(-69,8) -90,8	-13,8-(-8,5) -10,9	39
3. Восточная Тува	Озера	8,9-10,0 9,4		1 081-130 892 24204	HCO_3 -Cl-Na, Cl-Na	Br (до 294 мг/л), Fe (199 мг/л), В (до 56 мг/л), Al (до 162 мг/л), U (до 11 мг/л), Sr (до 4,6 мг/л), As (до 3,6 мг/л), РЗЭ (до 1 мг/л), а также Se, Mo, Ba, Cu, Ni, Co и др.	-4,3-1,5 -1,7	-49,0-(-18,0) -34,0	-7,6-2,1 -3,3	10
	Хол. углекислые	4,9-6,6 5,9		181-2 277 1120	HCO_3 -Ca, Na	CO_2 св (до 2,7 г/л), Fe (до 11,6 мг/л), Sr (до 3,7 мг/л)	-15,4-(-13,1) -14,7	-113,3-(-98,5) -107,9	-6,9-(-2,2) -5,2	9
3. Восточная Тува	Азотные термы	9,3-10,0 9,6		352-377 369	HCO_3 (CO_3)-Na	Ag – 0,7 % и He 0,5 %, SiO_2 (до 125 мг/л), F (до 14 мг/л)	-	-	-	8
	Холодные углекислые	5,8-6,7 6,2		607-2 753 1346	HCO_3 -Ca, Na	CO_2 (до 1,8 г/л), Rn (до 948 Бк/л), Sr (до 5,5 мг/л), Al (до 3,2 мг/л), Li (до 1,1 мг/л), Br (до 0,8 мг/л), Ba (до 1,5 мг/л), U (до 1 мг/л), а также Rb, Be, As, B, Zr, Zn и др.	-13,7-(-18,2) -16,6	-147,0-(-127,0) -136,0	-4,4-(-0,9) -1,1	17
4. Кузбасс	Термальные углекислые	6,1-6,9 6,35		1 545-2 647 2207	HCO_3 -Ca, Na		-14,4-(-18,8) -17,5	-143,0-(-130,0) -139,0	-0,3-1 0,6	20
	Угольные содовые	7,7-10,0 8,4		3 999-25 139 10 153	HCO_3 -Na	Ba (до 17 мг/л), В (до 16 мг/л), Br (до 8,7 мг/л), Sr (до 6,2 мг/л), Li (до 7 мг/л), Pb (до 1,9 мг/л), F (до 1,5 мг/л), Ga (до 1 мг/л) и др., Сорб до 52,8 мг/л, ФК до 115 мг/л	-14,9-(-11,8) -12,7	-144,6-(-113,5) -135,8	0,2-30,9 20,9	38
5. Китай	Холодные углекислые	6,3-6,7 6,5		2 103-5 198 4 266	HCO_3 -Na	CO_2 (до 2 г/л), Ba (до 4,3 мг/л), Sr (до 3,3 мг/л), B (до 3,2 мг/л), F (2,1 мг/л), Li (до 1,3 мг/л), Br (0,4 мг/л), а также Si, I, Zr, Rb, Cs	-18,4-(-16,5) -17,2	-132,0-(-125,0) -128,0	-4,3-(-4,1) 4,2	3
	Азотные термальные	8,5-9,2 8,8		259,2-423,1 352,7	HCO_3 -Na	SiO_2 (до 134 мг/л), F (до 15,6 мг/л)	-8,9-(-6,5) -7,6	-66,6-(-53,5) 61,0	-25,7-(-14,4) -20,5	12
5. Китай	Углекислые термальные	6,3-7,8 7,0		286-3 870 1 310	HCO_3 -Ca, Na	CO_2 (до 1,3 г/л), SiO_2 (до 151 мг/л), F (до 14,3 мг/л), Li (до 1,26 мг/л), Sr (до 1,48 мг/л)	-6,9-(-6,0) -6,4	-61,0-(-49,7) -55,6	-17,6-(-0,4) -10,9	17

Примечание. В числителе – мин. и макс. значения, в знаменателе – среднее.

Рис. 4. Зависимость параметра насыщенности L от солености рассолов Якутии: а) к целестину, б) к галиту

Рис. 5. Оливиновый метадолерит, ширина поля зрения 1,12 мм, без анализатора

Согласно разработанной классификации С.Л. Шварцева [4] вторичные минеральные продукты и геохимические типы вод, образующие единый генетически связанный гидрогенно-минеральный комплекс, сменяют один другого по мере увеличения времени взаимодействия воды с первичными, растворимыми водой, алюмосиликатами. Образующиеся минералы меняют соотношение химических элементов в растворе, что служит причиной изменения состава формирующихся вторичных минералов

на определенном этапе взаимодействия воды с горными породами.

Рис. 6. Снимок свежего скола образца, выполнен на растровом электронном микроскопе (РЭМ)

Такая классификация позволила нам выделить основные контролирующие параметры, т.е. те химические элементы, которые в каждый конкретный момент контролируют вторичное минералообразование. Например, при формировании кальцита – Ca , HCO_3 и CO_3 , Са-монтмориллонита – Si , Al , Ca , галита – Na и Cl и т.д. Также к контролирующим параметрам отнесены некоторые показатели среды, оказывающие решающее воздействие на формирование состава вод и, соответственно, вторичных отложений: pH среды, $t^\circ\text{C}$, органические вещества и газ. Все эти закономерности нам важны для понимания механизмов формирования вод разного состава.

По каждому объекту были разработаны схемы и показаны механизмы формирования вод. Объем не позволяет привести все, поэтому ниже приведем краткие выводы только по двум ключевым объектам.

Восточное Забайкалье. Это объект интересен тем, что мы смогли проследить начальный этап взаимодействия вода (атмосферные осадки, речные, подземные и озерные воды) – основные породы (базальты). Для этого выбрана территория Торейских озер, где встречаются небольшие по площади покровы базальтов и андезито-базальтов мелового возраста. Здесь, благодаря засушливому климату и наличию трещиноватых вулканогенных структур, обеспечивающих смешение вод, сформировались разнообразные по составу воды от ультрапресных (10 мг/л) до рассолов (120 г/л). Установлено, что в направлении атмосферные – речные – подземные – озерные воды увеличивается соленость и значение pH , накапливается

Si, из макрокомпонентов сначала преобладают Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , затем Na^+ , HCO_3^- и CO_3^{2-} , и далее Na^+ , SO_4^{2-} и Cl^- . Также в этом направлении увеличиваются концентрации микрокомпонентов: Br, Fe, P, B, U, As, Mo, РЗЭ, Cu, Ni,

Со. Преобладание того или иного компонента регулируется вторичным минералообразованием.

Таблица 2. Гидрогенно-минеральные комплексы изучаемых объектов

№	Типы и под- типы вод	Объект	Контролирующие элементы	Необходимое хи- мическое условие	Основные параметры состава воды
1	Кислый железисто-алюминиевый	Атмосферные осадки (Забайкалье)	Al, Fe, pH, ре	Равновесие с гидроокислами Al и Fe, каолинитом	Ультрапресные ($M < 0,1$ г/л), слабокислые ($\text{pH} < 6$), $\text{SiO}_2 < 5$ мг/л
2	Кремнисто-кальциевый (Si-Ca)	Речные и подземные воды зоны активного водообмена (Забайкалье)	Si, Ca, pH	Равновесие с Са-монтмориллонитом (Са-Mt)	Пресные ($0,3-1$ г/л) HCO_3 -Са воды, околонеутральные и щелочные ($\text{pH} > 7$), $\text{SiO}_2 = 10-35$ мг/л
	Углекислый Si-Ca	Углекислые холодные (Забайкалье, Тува), углекислые термы (Китай)	Si, Ca, CO_2 , HCO_3 , pH, для терм - $t^\circ\text{C}$		Пресные и солоноватые ($0,2-2,7$ г/л) HCO_3 -Са воды, слабокислые ($\text{pH} 5,6-6,9$), $\text{SiO}_2 = 22-62$ мг/л
3	Щелочной Si- CO_3 -Ca (содовый)	Воды угольных отложений (Кузбасс), озерные воды (Забайкалье)	Si, Ca, HCO_3 , pH (для Кузбасса также органика, CH_4)	Равновесие с кальцитом, всеми Mt, иногда хлоритом, альбитом, редко мусковитом, микроклином	Солоноватые и соленые ($1-25$ г/л) HCO_3 -Na воды, pH $7,7-10$, $\text{SiO}_2 = 5-65$ мг/л
	Азотный Si- CO_3 -Ca	Азотные термы (Тува, Китай)	pH, $t^\circ\text{C}$, Si, Ca, HCO_3		Пресные ($0,2-0,4$ г/л) HCO_3 -Na воды, щелочные pH $8,5-10$, $\text{SiO}_2 = 30-130$ мг/л
	Углекислый Si- CO_3 -Ca	Углекислые холодные (Забайкалье, Тува, Кузбасс), углекислые термы (Тува, Китай)	Si, Ca, CO_2 , HCO_3 , pH, для терм - $t^\circ\text{C}$	Равновесие с кальцитом и глинами	Солоноватые ($2,7-5,2$ г/л) HCO_3 -Na воды, слабокислые (pH $6,0-6,9$), $\text{SiO}_2 = 22-150$ мг/л
4	Солесодержащий Si- CO_3 - SO_4	Рассолы Якутии, Оленекского, Тунгусского и Ангаро-Ленского бассейнов	Ca, Na, Si, Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , pH	Равновесие с кальцитом, глинами, сульфатами (целестин)	Слабощелочные, нейтральные и слабокислые (pH $5,2-8,2$), соленые, ($M=86-342$ г/л) Cl-Na, иногда Cl- SO_4 -Na
	Кислый Si-Cl-Na			Равновесие с галитом	Кислые (pH $=2,3-6,5$) рассолы ($168-509$ г/л) Cl-Ca, иногда Cl-Mg-Ca

По изотопным данным все изученные природные воды территории имеют метеорный генезис, в озерных водах из-за испарения с некоторым кислородным сдвигом ($-1,4\%$). Источник углерода смешанный биогенно-атмосферный (от $-13,8$ до $1,1\%$), даже в случае с подземными водами (от $-13,8$ до $-8,5\%$) из-за смешения с поверхностными. Величина $\delta^{34}\text{S}$ указала на наличие процесса сульфатредукции в озерных водах ($4,9-14,0\%$) и его отсутствие в подземных ($5,8-8,8\%$).

Ультрапресные атмосферные воды, попадая на базальты, начинают активно их растворять по реакции гидролиза, при этом на начальном эта-

пе уже осаждающая гиббсит и каолинит. Проникая глубже подземные воды, оставаясь неравновесными относительно исходных пород, достигают равновесия с различными монтмориллонитами и гидрослюдой. При этом по составу воды HCO_3 -Ca, еще пресные. Однако при достижении равновесия относительно карбонатов, которые уводят из воды Ca^{2+} и Mg^{2+} , подземные воды становятся HCO_3 -Na (содовыми), с более высокими значениями pH и минерализации. Дальнейшая эволюция происходит в озерных водах, где в формировании состава огромную роль играет испарение, а значит все процессы ускоряются. В более мелких озерах, для которых характерна максимальная степень испаре-

ния, воды достигают равновесия с содовыми минералами и становятся по составу Na-SO₄ или Na-Cl в зависимости от наличия органического вещества и бактериальной деятельности. При этом на всем пути эволюции воды (и даже рассолы) остаются неравновесными относительно минералов основных алюмосиликатных пород, в то время как равновесие с кислыми (альбитом, мусковитом, микроклином и т.д.) возможно [7].

Исследования *холодных углекислых вод* этого же региона показали, что это обычные подземные воды регионального распространения верхней зоны, состав которых изменился за счет поступления в них газа по тектоническим нарушениям. Т.е. воды достаточно молодые и взаимодействуют с горными породами относительно небольшое время (вероятно первые тысячи лет), что подтверждается изотопными данными. Поскольку они содержат свободный CO₂, то соответственно более минерализованы и более кислые, чем обычные подземные воды. Значительная разница в солёности (0,2–2,3 г/л) вод объясняется разными концентрациями углекислого газа (1,2–2,7 г/л): чем больше его поступило, тем более воды минерализованные. Большая часть образующейся при гидролизе алюмосиликатов гидроксильной группы OH⁻ связывается с CO₂ и образует HCO₃⁻, что ведет, в свою очередь, к повышению солёности и понижению pH. Низкие значения последнего “тормозят” установление начала равновесия со многими вторичными минералами, включая карбонаты и даже некоторые глины. Поэтому даже при повышенной минерализации (до 2,3 г/л) воды остаются по составу HCO₃-Ca. Значения δ¹³C(HCO₃) варьируют от -6,9 до -2,2 ‰ и указывают на абиогенный источник CO₂.

Рассолы Якутии. Схема эволюции данных рассолов серьезно отличается от соленых озер Восточного Забайкалья, поскольку последние высокощелочные (pH 9–10), а рассолы, в основном кислые с pH от 2,3 до 6,5. В данном случае, это один из последних этапов эволюции системы вода-порода, который приводит к формированию совершенно уникальных кислых глубоких (260–2381 м) рассолов хлоридно-кальциевого состава с минерализацией 85–510 г/л [1].

Эти рассолы содержат исключительно высокие концентрации (г/л): Ca 59-91; Sr 0,9-1,9; Br 4,3-6,7 и др. элементов. Результаты комплексного изучения изотопного состава δ¹⁸O и δ²H, δ³⁷Cl и δ⁸¹Br, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr [6] показали, что это метаморфогенные рассолы, состав которых преобразован после захоронения древней морской воды вместе с вмещающими осадочными породами в

ходе геохимической эволюции в условиях закрытой системы. Об этом также свидетельствует тесная гидравлическая связь обводненных трещиноватых зон в пределах кимберлитовых трубок с водоносными комплексами осадочных отложений, одинаковый состав и геохимический тип подземных вод.

Изученные образцы вмещающих пород показали, что их формирование происходило из рассолов в свободной среде, на что указывают четкие кристаллографические формы минералов (рис. 7). Первыми кристаллизовались карбонатные минералы (кальцит, доломит), далее следуют сульфаты (целестин), последними выпадали галоиды (сильвин, галит, карналлит).

Рис. 7. Кристаллы галита (1), сильвина (2), карналлита (3) на РЭМ

Проведенные термодинамические расчеты показали, что изучаемые нами рассолы в своем текущем состоянии, несмотря на высокую солёность, не все насыщены с кальцитом и доломитом, встречаются и недонасыщенные. Причина такой неравновесности может быть связана с историей развития системы вода – порода в последние несколько миллионов лет, когда началось преобразование геологического разреза в результате глобального похолодания климата и формирования криолитозоны значительной мощности. Отрицательные значения параметра насыщенности могли быть результатом взаимодействия рассолов с текстурообразующими льдами, что приводило к плавлению льдов, высвобождению определенного объема пресной воды, которая смешиваясь с рассолами, снижала их солёность. Параметр насыщенности рассолов мог измениться и в ходе миграции незамерзшей прочносвязанной воды в дисперсном заполнителе трещин кимберлитов, а также при разрушении газогидратов в контакте с рассолами.

Обобщенная характеристика рассолов показала, что выделяются две группы: 1) слабо- или неметаморфизованные, инфильтрационные, хлоридные натриевые слабые рассолы и 2) мета-

морфизованные, седиментационные, слабые смешанного катионного состава и весьма крепкие хлоридные кальциевые рассолы. Первая группа вод насыщена относительно карбонатов (кальцит, доломит) и сульфатов (целестин) (рис. 2, 4а). Вторая группа вод пересыщена уже относительно галоидов (галит, сильвин, карналлит) (рис. 4б). Данная схема хорошо отображает историю изменения состава захороняемой морской воды (галогенез) и согласуется со стадиями ее испарительного концентрирования, согласно которой при осаждении солей сохранялся следующий ряд: карбонаты кальция (карбонатная стадия испарительного концентрирования) – сульфаты кальция и, видимо, стронция (гипсовая стадия) – хлориды натрия (галитовая стадия) и т.д. Соответственно меняется и состав рассолов с Cl-Na на Cl-Ca, поскольку натрий уходит с галоидами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в регионе исследованы разнообразные подземные воды, включая крепкие рассолы, которые позволили обосновать наличие разнообразной и непрерывной эволюции в системе вода-порода. Суть эволюции заключается в следующем: постоянное неравновесие подземной воды с такими минералами, установленное нами ранее, обеспечивает непрерывное растворение эндогенных минералов Са, Mg и Fe по механизму гидролиза, который наряду с переводом всех химических элементов горной породы в раствор обеспечивает образование принципиально новых по составу и структуре вторичных минералов. Одновременное растворение одних минералов и образование других приводит к глубокой дифференциации химических элементов в водном растворе и обеспечивает последовательное накопление в нем все более подвижных элементов и образование по законам термодинамики новых более раство-

римых вторичных минералов. Непрерывное изменение состава воды и вторичных минералов – внутренний процесс эволюции системы вода-порода, который не зависит ни от каких внешних факторов, является необратимым, нелинейным и развивается вдали от равновесия [2, 3, 5].

Работа выполнена при поддержке грантов РНФ 17-17-01158 и РФФИ 20-05-00127 и посвящена памяти нашего учителя – профессора Степана Львовича Шварцева.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Гладков А.С., Трифонов Н.С., Серебряков Е.В, Павлов С.С., Ильин А.В. Рассолы глубоких горизонтов кимберлитовой трубки Удачная // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9. – № 4. – С. 1235–1253.
2. Шварцев С.Л. Неизвестные механизмы гранитизации базальтов // Вестник РАН. - 2016. – Т.86. – №12. – С.1106–1120.
3. Шварцев С.Л. Основное противоречие, определившее механизмы и направленность глобальной эволюции // Вестник РАН. - 2015. - Т. 85. - № 7. - С. 632.
4. Шварцев С.Л., Рыженко Б.Н., Алексеев В.А., Дутова Е.М., Кондратьева И.А., Лепокурова О.Е. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т.2. Система «вода-порода» в условиях зоны гипергенеза.–Новосибирск: СО РАН, 2007. – 389 с.
5. Шварцев С.Л. Эволюция в неживой материи: природа, механизмы, усложнение, самоорганизация // Вестник РАН. – 2017. – Т. 87. – № 12. – С. 1091–1100.
6. Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Shouakar-Stash O. Strontium isotopic ratio in ground brines from the north-eastern part of the Angara-Lenskiy artesian basin // E3S Web of Conference. V. 98, 12001.
7. Borzenko S.V., Shvartsev S.L. Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // Applied Geochemistry. – 2019. – V. 103. – P. 72-84.