

СТАТЬИ

УДК 550.461

DOI 10.17513/use.38152

**ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ  
КАК ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ  
СИСТЕМЫ «ВОДА – ПОРОДА»**

**<sup>1</sup>Зиппа Е.В., <sup>2</sup>Пургина Д.В., <sup>1,2</sup>Дребот В.В.**

<sup>1</sup>*Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
Томск, e-mail: zippaev@ipgg.sbras.ru;*

<sup>2</sup>*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск*

В работе представлены данные о газовом, химическом и изотопном составе термальных вод Байкальской складчатой зоны. Показано, что термальные воды являются азотными, пресными, щелочными, с восстановительной обстановкой водной среды и относятся к гидрокарбонатно-сульфатному натриевому и сульфатному натриевому химическим типам. По результатам анализа изотопного состава воды установлен метеорный генезис терм. С использованием данных о химическом составе исследуемых вод произведена оценка характера равновесия терм с минералами вмещающих пород и изменения интенсивности растворения и площадей активных поверхностей первичных минералов. Показано, что термальные воды и горные породы образуют равновесно-неравновесную систему. Это означает, что термы неравновесны с одними минералами (анортит, анальцит, форстерит), которые растворяют, и равновесны с другими (каолинит, монтмориллонит, кальцит, флюорит, альбит и т.д.), которые формируют. По мере взаимодействия терм с горными породами интенсивность растворения и площади активных поверхностей первичных минералов уменьшаются. Это обосновывается увеличением масштабов вторичного минералообразования на протяжении всего времени взаимодействия терм с горными породами. Вторичные минералы перекрывают первичные, уменьшая тем самым интенсивность растворения и площадь активной поверхности последних.

**Ключевые слова:** термальные воды, химический состав, газовый состав, изотопный состав, взаимодействие воды с горными породами, система «вода – порода», растворение/осаждение, равновесно-неравновесное состояние системы «вода – порода», эволюция состава терм, площади активных поверхностей минералов

*Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Президента Российской Федерации № МК-1408.2022.1.5.*

**THE THERMAL WATERS OF BAIKAL FOLD SYSTEM  
AS THE CERTAIN STAGE OF THE WATER-ROCK  
INTERACTION GEOLOGICAL EVOLUTION**

**<sup>1</sup>Zippa E.V., <sup>2</sup>Purgina D.V., <sup>1,2</sup>Drebot V.V**

<sup>1</sup>*Tomsk Branch of the Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics in the Siberian Branch  
of the Russian Academy of Sciences, Tomsk, e-mail: zippaev@ipgg.sbras.ru;*

<sup>2</sup>*National research Tomsk Polytechnic University, Tomsk*

The paper presents data on the gas, chemical and isotopic composition of thermal waters of the Baikal Fold System. It was shown that thermal waters are nitric, fresh, alkaline, with the reducing aquatic environment and belong to the sodium bicarbonate-sulfate and sodium sulfate chemical types. Based on data of the water isotopic composition, the thermal waters have meteoric origin. Using data on the springs' chemical composition, the equilibrium of the thermal waters with minerals and the changes of dissolution intensity and minerals reactive surface areas were evaluated. It is shown that thermal waters-rock system forms equilibrium-nonequilibrium system. This means that the hydrotherms are not in equilibrium with some minerals (anorthite, analcime, forsterite), which dissolve, and are in equilibrium with others (kaolinite, montmorillonite, calcite, fluorite, albite, etc.) which form. Due to the thermal waters-rock interaction, the dissolution intensity and the reactive surface areas of primary minerals decrease. This is justified by the increase in the scale of secondary mineral formation throughout the entire time of interaction of thermal waters with rocks. Secondary minerals overlap the primary ones, thereby reducing the intensity of dissolution and the active surface area of the latter.

**Keywords:** thermal waters, chemical composition, gas composition, isotopic composition, water-rock interaction, water-rock system, dissolution-precipitation, equilibrium-nonequilibrium state of the water-rock system, evolution of the thermal waters composition, minerals reactive surfaces area

*The work was carried out with financial support from the Grant of the President of the Russian Federation No. MK-1408.2022.1.5.*

Формирование состава термальных вод является дискуссионным и актуальным вопросом современной гидрогеохимии. Решению этого вопроса посвящен широкий

спектр исследований [1–3], которые базируются на разных подходах. Исследование основывается на концепции д.г.-м.н., профессора С.Л. Шварцева о геологической

эволюции системы «вода – порода» [4–6]. Суть концепции заключается в равновесно-неравновесном состоянии системы «вода – порода», которое подразумевает, что вода всегда неравновесна относительно эндогенных минералов, которые растворяет, но равновесна к определенному набору минералов, которые формирует. При этом состав подземных вод определяется разностью между количеством элементов, поступающих в раствор путем растворения горных пород, и количеством элементов, связываемых образующимися вторичными минералами. Система «вода – порода» развивается непрерывно и поэтапно. Каждый этап эволюционного развития системы «вода – порода» характеризуется определенным геохимическим типом вод, набором образованных вторичных минералов и определенной геохимической средой [6].

Настоящая работа является частью большого исследования, направленного на изучение термальных вод Байкальской складчатой области, оценку их равновесно-неравновесного состояния на основе новых данных о составе терм. Результаты исследования позволят в дальнейшем выявить процессы и механизмы формирования состава термальных вод, что, в свою очередь, послужит основой для построения концептуальной модели. В связи с этим целью работы представляется оценка равновесно-неравновесного состояния терм Байкальской складчатой зоны с дальнейшим выявлением процессов и механизмов взаимодействия в системе «вода – порода».

#### Материалы и методы исследования

Настоящее исследование основано на результатах гидрохимического опробования, проведенного в 2022 г. на территории Байкальской складчатой области в пределах Республики Бурятия. Химический состав определен согласно известным методикам в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Национального исследовательского Томского политехнического университета (г. Томск) и описан ранее [5]. Изотопный анализ воды (D,  $^{18}\text{O}$ ) проводили с использованием изотопного масс-спектрометра с анализатором элементов TC/EA-IRMS (Finnigan MAT 253, Thermo Scientific, США) в Центре химического анализа и физических испытаний (ECUT, Наньчан, Китай). Состав свободных газов определен методом газовой хроматографии в лаборатории Производственно-геологической компании «Сибгеоком» (Иркутск, Россия).

Оценка характера равновесия термальных вод с минералами горных пород осуществлялась методом равновесной термодинамики с применением программного комплекса Geochemist's Workbench (GWB) [7]. Степень насыщения термальных вод к минералам вмещающих пород оценена с помощью индекса насыщения (SI), рассчитанного как отношение квотанта реакции к ее константе (1).

$$SI = \log Q / K. \quad (1)$$

При  $SI < 0$  водный раствор недонасыщен к минералу, что означает непрерывное растворение исходного минерала водой. При  $SI > 0$  раствор пересыщен по отношению к минералу, что подразумевает возможность образования вторичных фаз. Если  $SI = 0$ , то система «вода – порода» находится в равновесии. Физико-химические расчеты выполнялись для условий нормального атмосферного давления при температуре разгрузки вод. Результаты расчета равновесий проиллюстрированы на диаграммах полей устойчивости минералов, построенных в GWB при 20, 80 и 100°C.

Для расчета площадей активной поверхности растворяемых минералов (S) применена методика [8–10], где в качестве исходных данных использован химический состав терм.

Оценить изменения S в системе «вода – порода» можно с помощью расчета скорости растворения минералов  $R_i$ , равной количеству вещества, поступающего в раствор в единицу времени (2) [11]:

$$R_{\phi, j} = S_i \cdot \bar{R}_i (dt / d\phi), \quad (2)$$

где  $R_{\phi, j}$  – скорость растворения минерала в реальных условиях;  $S_i$  – площадь активной поверхности i-го минерала;  $\bar{R}_i$  – скорость растворения минерала в лабораторных условиях. При этом скорость растворения минерала в реальных условиях представляет собой частную производную молярной концентрации каждого катиона как функцию процесса пертурбации ( $\phi$ ), под которым понимается изменение химического состава терм под влиянием внешних факторов, равное отношению суммы основных катионов родника к максимальному значению этой суммы по выборке.

#### Результаты исследования и их обсуждение

В административном отношении термальные воды Байкальской складчатой области расположены на территории Республики

Бурятия. Исследуемые воды разгружаются в пределах баргузинского комплекса, сложенного интрузивными породами протерозойского возраста. Выходы терм приурочены к глубинным разломам, что позволяет им циркулировать на значительных глубинах.

Результаты анализа газового состава термальных вод Байкальской складчатой зоны показали, что преобладающим газом является азот. Однако тип терм меняется от  $N_2$ - $CH_4$  до  $N_2$ . Содержание  $N_2$  варьирует от 34 до 99 об.%, при этом термы с содержанием  $N_2$  более 85 об.% относятся азотным термальным водам. Также выявлены два источника, где доминирование переходит от азота к  $CH_4$ . Концентрации  $N_2$  ниже 40 об.%, а содержание  $CH_4$  около 61–62 об.%. В данном случае эти два источника относятся к термальным водам  $N_2$ - $CH_4$ . Содержание остальных газов не превышает 1 об.%, за исключением  $O_2$  и  $CO_2$ , концентрации которых достигают 7 и 3 об.% соответственно.

Согласно результатам анализа химического состава, исследуемые термы являются пресными (минерализация 266–858 мг/л), щелочными (pH 8,2–9,7), с восстановительной обстановкой водной среды (Eh составляет от –350 до –110 мВ), в единичных случаях Eh встречается выше 0 (родники Гусихинский и Алгинский), где Eh соответственно 38 и 124 мВ. Температура термальных вод в местах разгрузки составляет 21–72°C [5].

Рассматриваемые термальные воды относятся в основном к  $HCO_3$ - $SO_4$ -Na и

$SO_4$ -Na, реже к  $SO_4$ - $HCO_3$ -Na [5]. В анионном составе отмечены попеременное доминирование  $SO_4^{2-}$  и  $HCO_3^-$ , концентрации которых соответственно составляют 40–365 мг/л и 27–154 мг/л, и низкие концентрации  $Cl^-$  (3,5–40,5 мг/л). Среди катионов преобладающим является  $Na^+$  (104–211 мг/л), за исключением Алгинского источника, где доминирующим катионом является  $Ca^{2+}$  (81,7 мг/л). В целом, содержание  $Ca^{2+}$  в термах составляет 1,6–81,7 мг/л. В значительно меньших количествах содержатся  $Mg^{2+}$  (<2,5 мг/л) и  $K^+$  (<6 мг/л). Кроме этого, химический состав исследуемых терм характеризуется высокими концентрациями  $F^-$  (3–20 мг/л) и  $SiO_2$  (47–125 мг/л) [5].

Распределение макрокомпонентов относительно величины pH представлено на рисунке 1, из которого видно, что наряду с уменьшением общей минерализации по мере роста pH уменьшаются и концентрации  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  и  $SO_4^{2-}$ . В то же время концентрации карбонатных ионов,  $F^-$ , однако,  $Na^+$  ведет себя неоднозначно, и сложно выявить какую-либо закономерность.

Анализ изотопного состава воды показал вариации величины  $\delta D$  от –156,3 до –124,5 ‰ и  $\delta^{18}O$  –22,1 до –17,3 ‰. Если нанести значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  на график соотношения изотопного состава термальных вод (рис. 2), то видно, что фигуративные точки терм расположились вдоль локальной линии метеорных вод. Это, в свою очередь, свидетельствует об их метеорном происхождении.

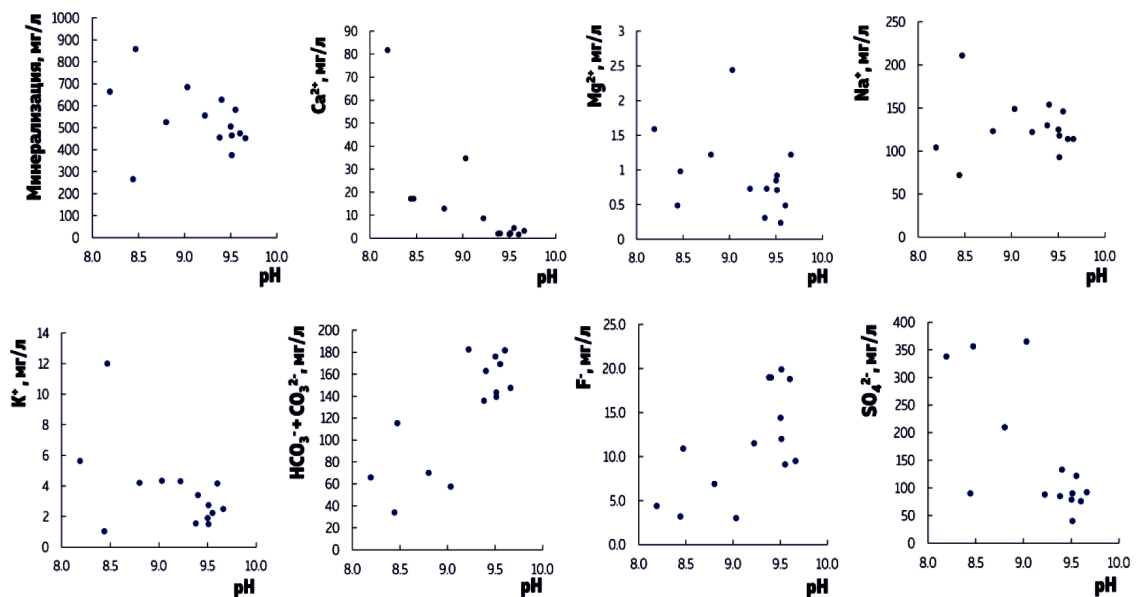


Рис. 1. Распределение макрокомпонентов относительно величины pH

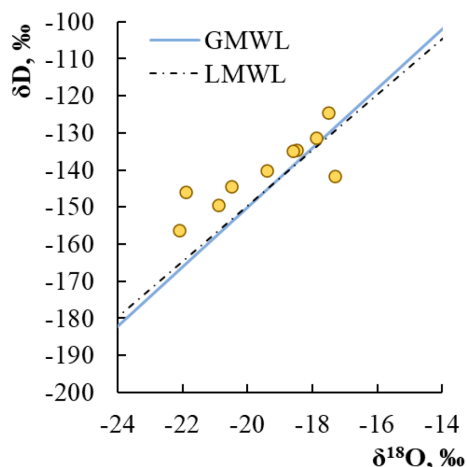


Рис. 2. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода термальных вод Байкальской складчатой зоны

Изучение характера равновесия термальных вод по отношению к минералам горных пород необходимо для обоснования формирования состава термальных вод. Результаты расчетов показали, что термальные воды Байкальской складчатой зоны находятся в равновесии с одними минералами и неравновесны с другими. Равновесие с карбонатными минералами на примере кальцита (рис. 3а) и магнезита (рис. 3б) представлено на рисунке 3, из которого видно, что исследуемые термальные воды насыщены по отношению к кальциту (SI от 0,2 до 1,1) и частично к магнезиту (SI от -1,8 до 0,4). Равновесие с кальцитом и доломитом становится геохимическим барьером, препятствующим накоплению  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  в рассматриваемых водах.

Наряду с карбонатными минералами получено равновесие термальных вод с флюоритом (SI от -0,4 до 0,7). Причем насыщение флюорита достигается при более низких температурах, чем карбонатов.

В отличие от насыщенности карбонатными минералами, характер равновесия исследуемых терм с алюмосиликатными минералами более сложный (рис. 4). С одной стороны, термальные воды насыщены по отношению к каолиниту, монтмориллониту, альбиту, ломониту и др. С другой стороны, термы неравновесны с первичными алюмосиликатными минералами, например анортитом, анальцимом, форстеритом и др.

Согласно предложенной последовательности вторичного минералообразования [6], термальные воды Байкальской складчатой области находятся на поздней стадии эволюционного развития системы «вода – порода», поскольку достигли стадии образования альбита. Поскольку термы являются метеорными, атмосферные осадки проникают в горные породы, начинают с ними взаимодействовать и нагреваться по мере движения на глубину. Первым в системе «вода – порода» формируется каолинит, далее, с течением времени взаимодействия, формируются монтмориллонит и кальцит. Такой набор вторичных минералов является типичным для зоны гипергенеза [6]. Но по мере движения воды на глубину масштабы вторичного минералообразования увеличиваются, и среди минералов появляются ломонит, мусковит, микроклин и альбит, часто имеющие гидротермальный генезис.

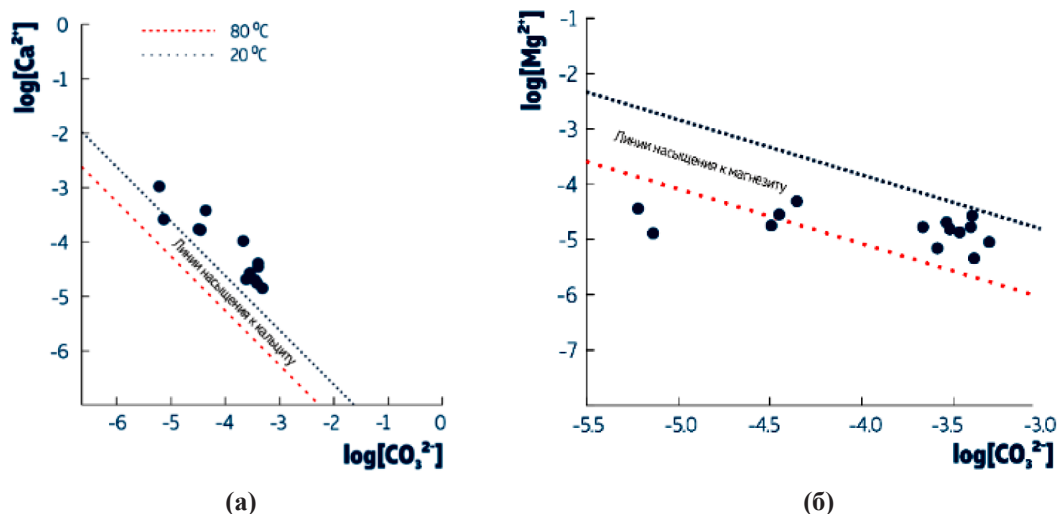


Рис. 3. Равновесие термальных вод Байкальской складчатой области с кальцитом (а) и магнезитом (б) при температуре 20 и 80°C

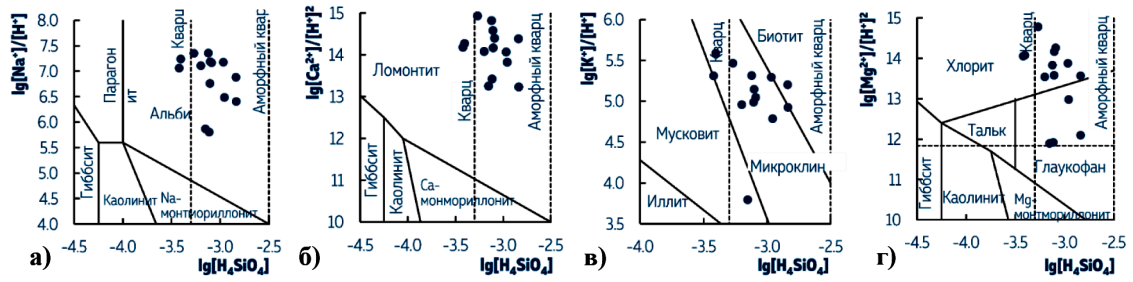


Рис. 4. Равновесие термальных вод Байкальской складчатой области с алюмосиликатными минералами в системе (а)  $HCl-H_2O-Al_2O_3-Na_2O-SiO_2$ ; (б)  $HCl-H_2O-Al_2O_3-CaO-SiO_2$ ; (в)  $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-H_2O$ ; (г)  $HCl-H_2O-Al_2O_3-MgO-SiO_2$  при  $100^\circ C$

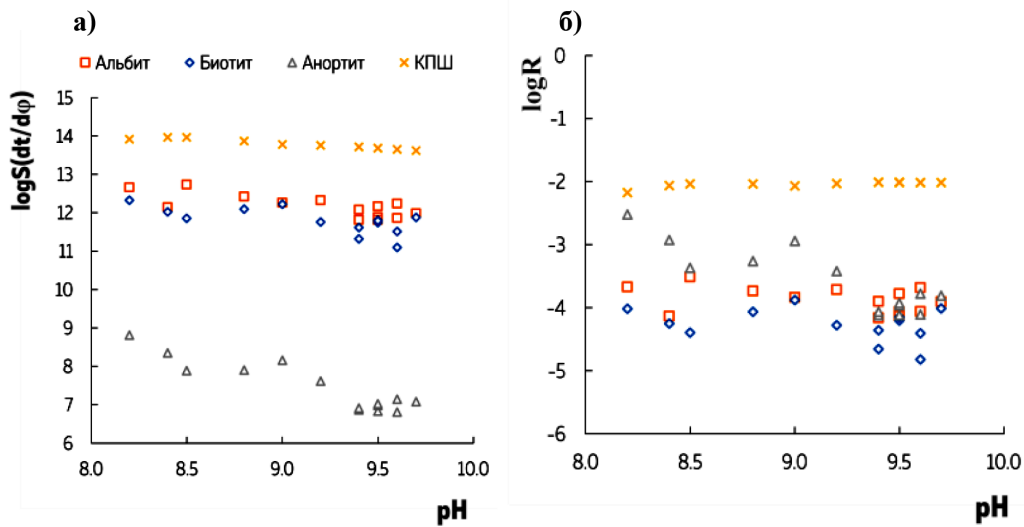


Рис. 5. Изменение площадей активных поверхностей минералов (а) и интенсивности их растворения (б) по мере увеличения значений величины рН

Выявленные отличия в составе воды термальных родников Байкальской складчатой области и в характере их взаимодействия с горными породами могут быть объяснены поступающими в систему «вода – порода» газами или наличием других внешних факторов, влияющих на процессы растворения/осаждения минералов, поступление в раствор и накопление химических элементов, кислотно-щелочные свойства и геохимическую обстановку в целом. Кроме этого, площадь активной поверхности первичных минералов (S) изменяется при протекании процессов растворения/осаждения. Активная поверхность минералов является важным параметром при физико-химическом моделировании, поскольку влияет на масштабы вторичного минералообразования [11–13].

Согласно формуле (2) и упомянутой методике [10], рассчитаны площади активных поверхностей минералов. Как известно,

К-полевой шпат, биотит, альбит, в том числе анортит и другие минералы, относятся к основным породообразующим минералами в гранитах. В связи с этим для расчета S использованы реакции растворения упомянутых минералов, которые являются источниками  $K^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  и  $Ca^{2+}$ . Результаты расчетов показали, что более щелочные термы контактируют с меньшей площадью активной поверхности основных минералов (рис. 5а). При этом интенсивность растворения последних минералов уменьшается по мере увеличения значений величины рН (рис. 5б).

Это служит дополнительным расчетным подтверждением, что азотные термальные воды Байкальской складчатой области формируют широкий спектр вторичных минералов и находятся на позднем этапе развития системы «вода – порода». Вторичные минералы, в свою очередь, перекрывают растворяемые первичные мине-

ралы и уменьшают площадь контакта терм с ними. Вследствие увеличения масштабов вторичного минералообразования и уменьшения площадей активных поверхностей первичных минералов уменьшается и интенсивность растворения последних (рис. 5б). Однако, если обратить внимание на альбит, интенсивность растворения которого практически не меняется (рис. 5б), то можно косвенно объяснить и поведение  $\text{Na}^+$  относительно рН (рис. 1), его постоянный рост в исследуемых водах по мере роста значений величины рН. Таким образом, на протяжении времени взаимодействия терм с горными породами интенсивность растворения плагиоклазов не меняется, обеспечивая при этом постоянное поступление натрия иона в раствор.

### Выводы

Термальные воды Байкальской складчатой области являются азотными, пресными, щелочными,  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$  и  $\text{SO}_4\text{-Na}$  типа и метеорного генезиса. В ходе взаимодействия «вода – порода» термальные воды непрерывно растворяют первичные минералы, с которыми далеки от равновесия, и формируют вторичные минералы, с которыми достигают насыщения, а сама система «вода – порода» находится в непрерывном развитии, достигая этапа формирования альбита. При этом новообразованные минеральные фазы перекрывают первичные минералы, тем самым уменьшая интенсивность растворения последних и площадь их активных поверхностей.

### Список литературы

1. Замана Л.В., Пиннекер Е.В. Особенности формирования карбонатной системы азотных термальных вод Забайкалья // Доклады Академии наук. 1999. Т. 366, № 6. С. 803-805.

2. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 5. С. 647-664. DOI: 10.1016/j.ggg.2013.04.002.

3. Шварцев С.Л., Замана Л.В., Плюснин А.М., Токаренко О.Г. Равновесие азотных терм байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования // Геохимия. 2015. № 8. С. 720-733. DOI: 10.1134/S0016702915060087.

4. Шварцев С.Л. Механизмы концентрирования фтора в азотных термах // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328, № 12. С. 105-115.

5. Зиппа Е.В., Пургина Д.В., Дребот В.В. Химический состав и геотермальный режим термальных вод Байкальской складчатой области (Республика Бурятия) // Успехи современного естествознания. 2022. № 12. С. 110-115. DOI: 10.17513/use.37958.

6. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. 2-е изд., исп. и доп. М.: Недра, 1998. 366 с.

7. Bethke C.M., Farrell B., Yeakel S. The Geochemist's Workbench, Version 12.0: GWB Essentials Guide. Aqueous Solutions. Illinois, US: LLC Champaign, 2018. 159 p.

8. Scislawski A., Zuddas P. Estimation of reactive mineral surface area during water-rock interaction using fluid chemical data // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. P. 6996-7007. DOI: 10.1016/j.gca.2010.09.015.

9. Zippa E., Zuddas P. Estimation the reactive surface area of minerals during fluid-rock interaction in hydrothermal Ji-angxi Province (SE China) // *Applied Geochemistry*. 2020. V. 120. P. 104675. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2020.104675.

10. Bolourinejad P., Shoeibi O.P., Herber R. Effect of reactive surface area of minerals on mineralization and carbon dioxide trapping in a depleted gas reservoir // *International Journal of Greenhouse Gas Control*. 2014. V. 21. P. 11-22. DOI: 10.1016/j.ijggc.2013.11.020.

11. Kweon H., Deo M. The impact of reactive surface area on brine-rock-carbon dioxide reactions in  $\text{CO}_2$  sequestration // *Fuel*. 2017. V. 188. P. 39-49. DOI: 10.1016/j.fuel.2016.10.010.

12. Zuddas P., Rillard J. Estimating the Reactive Surface Area of Minerals in Natural Hydrothermal Fields: Preliminary Results // *Procedia Earth and Planetary Science*. 2013. V. 7. P. 953-957. DOI: 10.1016/j.proeps.2013.03.170.

13. Beckingham L.E., Mitnick E.H., Steefel C.I. Evaluation of mineral reactive surface area estimates for prediction of reactivity of a multi-mineral sediment // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. V. 188. P. 310-329. DOI: 10.1016/j.gca.2016.05.040.