

НАУКИ О ЗЕМЛЕ
И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Научная статья

УДК 550.4:556.314(571.6)

DOI: 10.7868/S3034530825050057

Геохимическая характеристика термального месторождения Бысса (Дальний Восток, Россия)

А.А. Павлов[✉], И.В. Брагин, Г.А. Челноков, Н.А. Харитонова

Андрей Андреевич Павлов

младший научный сотрудник, аспирант

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

Andreyupavlov792@gmail.com

<https://orcid.org/0000-0002-8793-4871>

Иван Валерьевич Брагин

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

bragin_ivan@mail.ru

<https://orcid.org/0000-0003-3280-716X>

Георгий Алексеевич Челноков

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

Геологический институт РАН, Москва, Россия

geowater@mail.ru

<https://orcid.org/0000-0001-6020-9277>

Наталья Александровна Харитонова

доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

tchenat@mail.ru

<https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

Аннотация. В статье представлены новые и оригинальные данные по геохимии и условиям формирования низкоэнталпийных термальных вод, встречающихся в невулканической зоне Дальнего Востока России. Геологические и структурные условия были рассмотрены в контексте создания гидрологических условий для глубокого проникновения в литосферу и нагрева через локальный геотермический градиент. Изучаемая вода характеризуется составом $\text{Na}-\text{Cl}-\text{HCO}_3$, низкой минерализацией (0,28 г/л), высокими концентрациями кремния и фтора, а также Li, B, Si, Ga, Ge, Rb, Sr, Cs, Mo и W. Спектры распределения редкоземельных элементов также показывают условия формирования термальных вод месторождения Бысса.

Ключевые слова: термальные воды, гидрогохимия, редкоземельные элементы, Бысса, Дальний Восток России

Для цитирования: Павлов А.А., Брагин И.В., Челноков Г.А., Харитонова Н.А. Геохимическая характеристика термального месторождения Бысса (Дальний Восток, Россия) // Вестн. ДВО РАН. 2025. № 5. С. 67–77. <http://dx.doi.org/10.7868/S3034530825050057>

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность **Кулакову Валерию Викторовичу** за помощь в поиске и предоставлении наиболее современных данных по месторождению Бысса.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования России для ДВГИ ДВО РАН.

Original article

Geochemical characteristics of the Byssa thermal deposit (Far East, Russia)

A.A. Pavlov, I.V. Bragin, G.A. Chelnokov, N.A. Kharitonova

Andrey A. Pavlov

Junior Researcher, Graduate Student
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia
Andreypavlov792@gmail.com
<https://orcid.org/0000-0002-8793-4871>

Ivan V. Bragin

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Senior Researcher
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia
bragin_ivan@mail.ru
<https://orcid.org/0000-0003-3280-716X>

Georgy A. Chelnokov

Candidate of Sciences in Geology and Mineralogy, Leading Researcher
Geological Institute, RAS, Moscow, Russia
geowater@mail.ru
<https://orcid.org/0000-0001-6020-9277>

Natalia A. Kharitonova

Doctor of Sciences in Geology and Mineralogy, Chief Researcher
Far East Geological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia
tchenat@mail.ru
<https://orcid.org/0000-0002-0855-3385>

Abstract. The paper presents new and original data on geochemistry and formation conditions of low-enthalpy thermal water occurring in non-volcanic area of the Russian Far East. Geological and structural settings had been discussed in the scope of creating hydrological conditions to deep penetration into the lithosphere and heating up via local geothermal gradient. Studied water is characterized with Na–Cl–HCO₃ composition, low TDS (0,28 g/L), high concentrations of silicon and fluoride as well as Li, B, Si, Ga, Ge, Rb, Sr, Cs, Mo and W. REE patterns show conditions of formation of thermal waters of the Byssa deposit.

Keywords: thermal waters, hydrogeochemistry, rare earth elements, Byssa, Russian Far East

For citation: Pavlov A.A., Bragin I.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A. Geochemical characteristics of the Byssa thermal deposit (Far East, Russia). *Vestnik of the FEB RAS*. 2025;(5):67–77. (In Russ.). <http://dx.doi.org/10.7868/S3034530825050057>

Acknowledgments. The authors express their deep gratitude to **Кулакову Валерию Викторовичу** for his assistance in searching for and providing the most up-to-date data on the Byssa deposit.

Funding. The work has been completed within the framework of the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of Russia for the Far East Geological Institute, FEB RAS.

Введение

Термальные воды дальневосточной окраины Евразии являются уникальными объектами исследования, которые на протяжении многих десятилетий привлекают пристальное внимание многих ученых мира. Формироваться термальные воды могут в областях современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова) [1, 2] и в амагматических складчатых поясах [3–7], создавая крупнейшие по запасам и температуре месторождения вод различного как химического, так и газового состава. В рамках решения фундаментальной научной проблемы в настоящее время ведутся комплексные работы по термам Дальнего Востока России [1, 3–7]. Однако на карте термальных вод Дальнего Востока России еще имеются «белые пятна». В пределах Восточно-Буреинского блока известны три группы источников термальных вод: Кульдурское, Быссинское и Тырминское. Кульдурское месторождение эксплуатируется с 1960-х годов и в настоящее время достаточно хорошо изучено [6, 7]. Термальные воды Бысса и Тырма пока остаются малоизученными из-за своей труднодоступности, поэтому в данной работе будут даны краткая характеристика, геологические и гидрогеологические условия и современные данные по геохимии термальных вод Бысса.

Месторождение термальных минеральных вод Бысса расположено в Селемджинском районе Амурской области, в 160 км от устья р. Быссы. Добраться до него можно либо только на вездеходе по зимнику, либо летом в периоды высокой и средней воды – на малотоннажном катере. Первые сведения об источнике появились в 1916 г., и только в 1970–1971 гг. было проведено разведочное бурение, а в 1993 г. подсчитаны и поставлены на охрану ресурсные запасы минеральных термальных вод [8, 9]. Площадь месторождения составляет около 0,68 км², на нем пробурено около десяти скважин (эксплуатационных и наблюдательных). На сегодняшний день месторождение используется только местным населением, в основном в зимнее время в виде ванн. Вода в ванны закачивается мотопомпами непосредственно из центральной эксплуатационной скважины. Поскольку бальнеологическое заключение на использование воды отсутствует, больные, страдающие заболеваниями суставов и кожи, самостоятельно назначают себе лечение по аналогии с кульдурским типом вод [6], к которому относятся исследуемые источники. Однако полученные нами в 2022 г. данные несколько отличаются от опубликованных ранее, особенно до 1980-х годов (см. таблицу ниже). Это может быть обусловлено следующими причинами: 1) несовершенством методов отбора проб, консервации, подготовки или анализа; 2) изменчивостью химического состава вод.

Целью работы является определение состава месторождения термальных вод Бысса с использованием новейших достижений аналитической техники и установление условий их формирования. Для достижения поставленной цели требовалось решить следующие задачи: 1) определить состав вод (макро- и микроэлементов) и изотопных отношений в них; 2) провести геохимическую типизацию изученных терм; 3) выяснить генезис термальных вод; 4) установить особенности формирования химического состава термальных вод.

Структурно-геологические условия

В геолого-структурной палитре района месторождение Бысса расположено в северной части Туранского блока Буреинского массива на его стыке с Амуро-Зейской впадиной, в восточной части Норско-Сухотинского прогиба и приурочено к Кульдуро-Быссинской термальной линии, вытянутой в субмеридиональном направлении. Месторождение характеризуется интенсивным развитием тектонических процессов, сформировавших сложную систему разрывных нарушений. Природный источник разгрузки термоминеральных вод (источник Бысса) локализован в зоне регионального Быссинского разлома субширотно-северо-восточного направления (рис. 1).

Формирование ресурсов подземных вод на данной территории определяется крупнейшим Туранским разломом [10]. Выходы термальных вод расположены на левобережье р. Быссы в пределах низкой поймы, которая затапливается во время паводков. Мощность современных отложений, представленных здесь песками, составляет 12–13 м. Ниже по

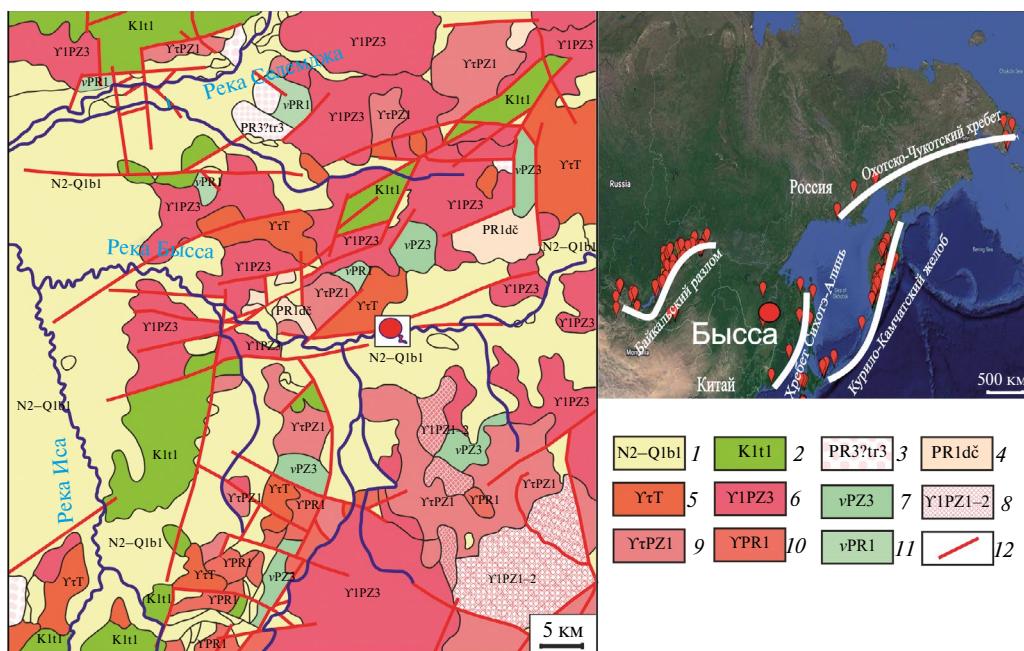


Рис. 1. Геолого-структурное положение месторождения термальных вод Бысса по данным работ [9, 11] с изменениями авторов. 1 – белогорская свита: пески, глины, галечники, алевриты; 2 – талдан-ская свита: андезиты и их туфы, андезито-базальты, песчаники, конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты, алевролиты и угольные пласти; 3 – туранская серия: расщлененные и кальцитированные песчаники, конгломерато-брекчии, гравелиты, конгломераты, микросланцы, слюдисто-полевошпат-кварцевые сланцы и кварциты; 4 – Дичуньская свита: амфиболиты, рого-вообманковые, биотитовые и двуслюдянные гнейсы, роговообманковые кристаллические сланцы, кварциты и мраморы; 5 – розовые лейкократовые граниты от крупно- до мелкозернистых, дайки аплитов, пегматитов и гранитов; 6 – серые биотитовые граниты средне- и крупнозернистые, пор-фировидные гранодиориты, дайки аплитов, пегматитов и гранитов; 7 – габбро, габбро-диориты и диориты; 8 – биотитовые граниты мелко- и среднезернистые катаклизированные, дайки пег-матитов и гранитов; 9 – биотитовые и лейкократовые граниты, плагиограниты и гранодиориты катаклизированные, дайки гранитов; 10 – граниты биотитовые, мелко- и среднезернистые гней-совидные граниты; 11 – габбро и габбро-диабазы, дайки диабазовых порфиритов и перидотитов; 12 – тектонические контакты

разрезу залегают песчано-галечные отложения белогорской свиты мощностью 20 м. Под воздействием фильтрующихся термальных вод эти отложения местами, особенно в основании свиты, преобразуются в плотные пористые слабопиритизированные породы с кремнистым цементом. Аллювиальные образования залегают на позднепалеозойских габбро-диоритах, которые слагают крупный ксенолит, вытянутый в субширотном направлении вдоль р. Быссы. Он рассечен многочисленными дайками и жилами позднепалеозойских гранитоидов мощностью от первых сантиметров до 10 м. Непосредственно под аллювиальными отложениями габбро-диориты преобразуются в глинистые отложения коры выветривания мощностью 4 м. Ниже они становятся плотными, но вместе с жильными гранитоидами, часто цеолитизированы и гематизированы, местами сильно трещиноваты и содержат много тонких прожилок кальцита и опалесцирующего кварца с вкрашенниками пирита. Севернее источника Быссы, на правом берегу реки, расположен массив триасовых лейкократовых гранитов. Источник разгрузки термальных вод приурочен к тектоническому нарушению, разделяющему эти граниты с биотитовыми гранитами и габбро-диоритами. Этот выводящий разлом относится к системе разломов близширотного простириания. Он выделяется наземной магнитометрией и мощными (до 10 м) зонами дробления и интенсивной трещиноватости в скважинах. Ширина отдельных трещин в этих зонах достигает 3 см. Они открыты либо заполнены кальцитом, цеолитами, опалесцирующим кварцем или халцедоном [9].

Методы исследований

Методологическая работа повторяет исследования, проведенные нами ранее на других объектах минеральных вод [1, 3–6, 12–16]. В полевой сезон 2022 г. нами были отобраны пробы воды для ионного и микроэлементного анализа. Параллельно измерялись нестабильные параметры воды (температура, электропроводность, pH, Eh). Пробы пропускались через мембранные фильтры с размером ячеек 0,45 мкм для отделения растворенных веществ от взвешенных веществ. Далее пробы на катионы и микрокомпоненты подкислялись сверхчистой азотной кислотой до 2%, пробы на анионы и стабильные изотопы оставлялись неокисленными. Все аналитические работы выполнялись непосредственно в ДВГИ ДВО РАН, а именно в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа. Катионы и анионы определяли на жидкостном хроматографе Shimadzu LC-20, микроэлементы и металлы – на масс-спектрометре Agilent 7700 и атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой ICAP 6500 Duo. Для определения содержания РЗЭ в фильтрате использовали метод ИСП-МС. При обработке полученных аналитических данных использовали способ математического устранения помех оксидов и гидроксидов на аналитических массах РЗЭ при прямом определении их низких содержаний методом ИСП-МС [17]. Концентрации редкоземельных элементов нормировали к значениям в NASC. Для расчета температуры глубинного резервуара использовались формулы кварцевого (1) и халцедонового (2) геотермометров [18], основывающиеся на значениях концентрации кремния в термальной воде:

$$T = 1309 / (5,19 - \lg [\text{SiO}_2]) - 273,15; \quad (1)$$

$$T = 1032 / (4,69 - \lg [\text{SiO}_2]) - 273,15. \quad (2)$$

Для оценки условий формирования термальных вод были рассчитаны аномалии церия и европия, а также наклон тренда (TS) распределения РЗЭ по формулам

$$\text{Ce}^* = 1 - ([\text{La}_n] + [\text{Pr}_n]) / 2[\text{Ce}_n];$$

$$\text{Eu}^* = 1 - ([\text{Sm}_n] + [\text{Gd}_n]) / 2[\text{Eu}_n];$$

$$\text{TS} = 1 - ([\text{Ce}_n] + [\text{Nd}_n] + [\text{Eu}_n]) / ([\text{Dy}_n] + [\text{Er}_n] + [\text{Yb}_n]),$$

где REE_n – нормированная по NASC концентрация редкоземельного элемента.

Значения аномалий могут находиться в диапазоне от –1 до +1, где отрицательные и положительные значения элементных аномалий будут соответствовать впадине или горбу на тренде нормированного распределения, а значение TS будет отражать наклон тренда в сторону тяжелых или легких РЗЭ соответственно. Известно, что количество РЗЭ в природной среде распределено не равномерно, а имеет пилообразную форму, поэтому для расчета наклона тренда использовались по три элемента легких и тяжелых РЗЭ с наибольшей распространенностью.

По химическому составу (см. таблицу) можно сделать вывод, что исследованные термальные воды являются низкоэнталпийными ($T = 42^\circ\text{C}$), щелочными, маломинерализованными ($\text{TDS} = 0,27 \text{ г/л}$), относятся к типу $\text{Na}-\text{Cl}-\text{HCO}_3$ с повышенным содержанием кремния и фтора ($[\text{Si}] = 32 \text{ ppm}$, $[\text{F}^-] = 10,3 \text{ mg/l}$), образовались в резко восстановительных условиях ($\text{Eh} < -40 \text{ mV}$). Такой состав характерен для термальных вод, образовавшихся в кристаллических породах вне зоны современной вулканической активности. Повышенное содержание фтора характерно для вод, образовавшихся в кислых магматических породах, так как последние часто содержат в своем минеральном составе фторапатит или флюорит, являющиеся источником этого элемента. Из-за отсутствия влияния осадочных пород на состав вод количество сульфат-иона довольно низкое. Среди катионов преобладает натрий, а концентрации кальция и магния очень низкие (для последнего близки к пределу обнаружения методом ионной хроматографии – 0,1 mg/l).

Химический состав термальных минеральных и поверхностных пресных вод месторождения Бысса

Таблица

Параметр	Ед. измер.	Источник данных		Скважины (n = 6)	Реки (n = 5)
		Андреев, 1993 [8]	Кулаков, 2011 [7]		
T	°C	42–43	42	20,5–41,2	5,4–8,9
T*			—	86–88	—
T**			—	115–117	—
pH	—	7,62–9,7	9,3	9,7–10,1	6,7–7,1
Eh	мВ	—	—	−345...−40	76–248
[K ⁺]	мг/л	1,25–3	1,4	1,1–1,6	0,4–0,8
[Na ⁺]		52–68	67,8	59,8–63,2	1,2–5,6
[Ca ²⁺]		2–4,7	3,2	1,3–3	2,8–4,4
[Mg ²⁺]		0,1–3,65	0,3	0,3	0,3–1,3
[Cl [−]]		3–35,5	36	25,8–31,3	0,6–2,2
[SO ₄ ^{2−}]		2–25	16	22,2–23,5	1–4
[HCO ₃ [−]]		24,4–73,3	38	54,1–70	16,2–21,5
[F [−]]		8	9	9,3–10,3	<0,3
CAI-1	—	—	—	−2,2...−2,7	−2,3...−7,2
CAI-2		—	—	−1,2...−1,3	−0,2...−0,6
Si	ppm	13,5–33	31,2	31–32	3,4–6,3
Li	ppb	—	—	40–46	0,8–1
B		—	—	153–172	2,2–5,5
Al		—	—	13–29	219–487
Mn		—	—	0,7–3,9	16–40
Fe		—	—	6–25	506–936
Ga		—	—	1,9–2,2	0,02–0,08
Ge		—	—	2,4–2,9	0,04–0,07
Rb		—	—	5,8–6,8	0,5–0,8
Sr		—	—	59,4–69,5	17,1–26,4
Mo		—	—	10,6–12,2	0,15–0,34
Cs		—	—	1,5–1,9	0,01–0,04
Ba		—	—	1–1,7	5,1–11
W		—	—	24,2–29,1	0,02–0,05

Примечание. T* и T** – рассчитанные температуры геотермального резервуара с использованием халцедонового и кварцевого геотермометров последовательно.

Следует отметить, что химический состав воды отражает литологический состав вмещающих пород, в частности гранитоидов, за счет гидратации слагающих их минералов (полевых шпатов и плагиоклазов). Отрицательные значения хлорно-щелочных индексов ($CAI-1 = -2,4$, $CAI-2 = -1,3$) свидетельствуют о том, что при формировании вод преобладают процессы обратного ионного обмена, приводящие к тому, что концентрация калия и натрия выше, чем магния и кальция. В термальных водах повышенные концентрации микроэлементов, выраженные в ppb, можно отметить для Li (46), B (172), Ga (2,2), Ge (2,9), Rb (6,8), Sr (69,5), Mo (12,2), Cs (1,9), W (29,1). Одни из них характерны для всех типов термальных вод (Li, B, Si, Ga, Ge, Rb, Sr, Cs), другие свидетельствуют о прошлой гидротермальной активности территории (Mo, W). Поведение бария и стронция, с одной стороны, коррелирует с кальцием, а с другой стороны, их накопление в растворе ограничивается образованием их карбонатов, так как по химическому составу воды относятся к гидрокарбонатному типу. Более высокая химическая подвижность алюминия, железа и марганца наблюдается в пресных поверхностных водах, которые способны переносить органическое вещество, а с ним в виде коллоидов и комплексных соединений вышеперечисленные элементы. Совместное присутствие фтора ивольфрама свидетельствует о шеелитовой минерализации вмещающих пород. Хорошая корреляция двух названных элементов (0,95) подтверждает выдвинутые предположения, а также геохимические особенности поведения этих элементов, обладающих повышенной подвижностью в щелочных средах.

Основная сложность изучения данного типа вод связана с крайне низким содержанием в них РЗЭ (доли микрограммов на литр). Результаты по РЗЭ принято представлять не только в виде таблиц концентраций, но и в виде нормированных кривых, которые отображают соотношение концентраций в воде по отношению к выбранной матрице. В литературе встречается нормирование РЗЭ природных вод по отношению к хондриту, сланцу, водоносным породам, морской воде и т. д. в зависимости от целей исследований. Если говорить о конкретных источниках РЗЭ в воде, то для понимания процессов фракционирования РЗЭ в системе вода–порода нормирование следует проводить по отношению к водоносным породам. Сделать это зачастую затруднительно из-за большого петрографического разнообразия водоносных пород, с которыми взаимодействует вода. В этом случае становится затруднительным оценить вклад различных типов пород в общую картину распределения РЗЭ в воде. Кроме того, окружающие породы часто гидротермально изменены, т.е. они фактически уже прореагировали с водами. Кроме того, когда рассматриваются крупные резервуары подземных вод с крупномасштабной циркуляцией в литосфере, трудно определить историю взаимодействия воды и породы, когда и на каком этапе произошло взаимодействие с определенным типом породы. Поэтому, особенно на первом этапе исследований, следует нормализовать по сланцу, примерно отражающему средний состав верхней коры, в которой формируется гидросфера [19–22]. График распределения редкоземельных элементов показан на рис. 2.

Видно, что концентрации РЗЭ в термальных водах (51–89 ppt) более чем в 20 раз ниже, чем в поверхностных водах района (2058–2416 ppt). Это обусловлено щелочной средой подземных термальных вод. Известно, что наиболее высокие концентрации редкоземельных элементов наблюдаются в ультракислых высокотермальных вулканических водах [10]. При этом разброс значений значительно ниже в реках с разными водосборами, чем в семи скважинах, пробуренных на месторождении термальных вод. Это свидетельствует о том, что концентрация и поведение редкоземельных элементов в большей степени зависят от значений физико-химических параметров, чем от химико-минералогического состава вмещающих пород. Для пресных поверхностных вод характерна отрицательная аномалия церия ($-0,13 < Ce < -0,03$), что свидетельствует об окислительных условиях, преобладающих в поверхностных водах ($+76 < Eh < +248$ мВ). Выщелоченный из вмещающих пород церий с ростом окислительно-восстановительного потенциала окисляется до формы Ce^{4+} , доступной для осаждения, комплексообразования и последующего выведения из раствора. Отрицательная аномалия европия ($-0,39 < Eu^* < -0,18$) характерна для пресных поверхностных вод, поскольку европий лучше выщелачивается из плагиоклазов и полевых шпатов при наличии в воде термальной составляющей. В то же время европий и церий в окисленных формах хорошо связываются со взвешенными частицами, железом

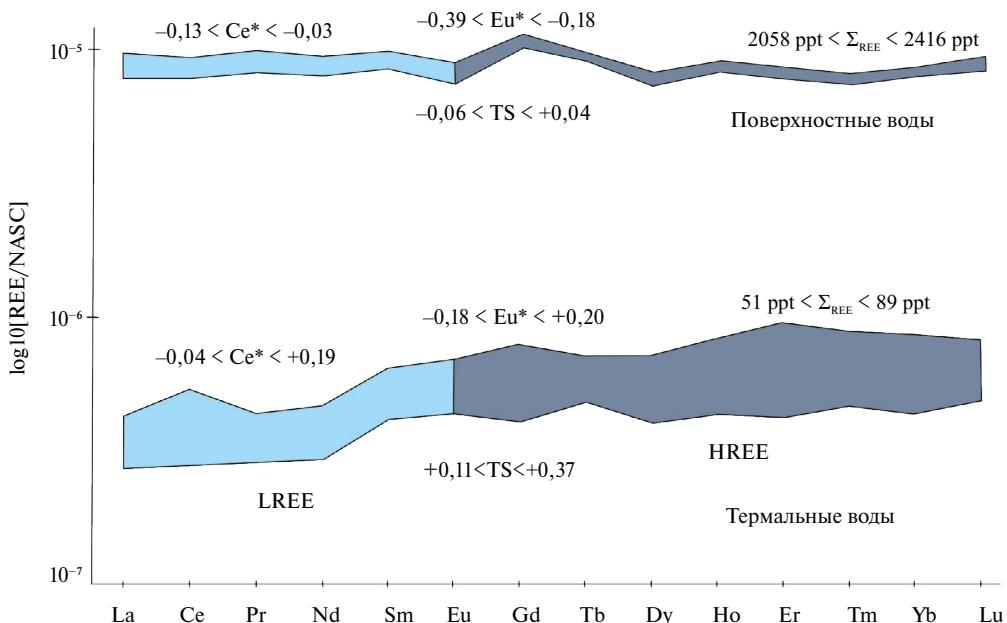


Рис. 2. Поведение редкоземельных элементов в термальных и фоновых водах месторождения Бысса

и марганцем, которых в реках больше (по сравнению с термальными водами). Отсутствие существенного наклона тренда ($-0,06 < TS < +0,04$) также характерно для поверхностных вод и, очевидно, отражает усредненный тренд распределения редкоземельных элементов во вмещающих породах водосбора р. Быссы и ее притоков. Профиль распределения РЗЭ в термальных водах характеризуется наличием положительных аномалий церия и европия ($-0,04 < Ce^* < +0,19$; $-0,18 < Eu^* < +0,20$ соответственно), что характерно для подземных термальных вод с отрицательным окислительно-восстановительным потенциалом ($-345 < Eh < -40$ мВ) и свидетельствует о восстановительных условиях среды, благоприятных для накопления подвижных восстановленных форм редкоземельных элементов [1, 12–16].

Заключение

Термальные водные ресурсы формируются путем инфильтрации метеорных вод, собираемых с обширных площадей в высокогорье. При этом должны быть созданы условия для проникновения воды на большие глубины. Сначала воды поступают в подземный горизонт, обычно это подрусловые воды небольших горных ручьев или рек. Затем в области питания необходим либо один мощный глубинный разлом, либо серия разломов для проникновения воды в нижележащие водоносные горизонты, где происходит прогрев за счет геотермического градиента. В литературе описаны примеры внедрения вод на глубины 5 км и более, при этом локальный базис эрозии (трещиноватая зона) часто заканчивается первыми десятками метров. Водоносный горизонт локального базиса эрозии обычно ограничен снизу коренными породами, а при наличии задерноватой поверхности – слоем терригенных осадков в виде глин и суглинков сверху. Выход вод всегда приурочен к зоне разлома. Поднимаясь на поверхность, термальные воды смешиваются с грунтовыми водами местного фундамента и таким образом разбавляются. На поверхности важными маркерами термального источника являются минерализация, окислительно-восстановительный потенциал и содержание кремния. Повышенное содержание бора, брома, хлора и сульфатов будет зависеть от состава пород, точнее от наличия в них осадочных терригенных отложений; повышенная концентрация фтора снова будет указывать на наличие кислых интрузий во вмещающих породах, содержащих среди аксессорных минералов фторапатит или флю-

рит. Расход источника можно определить по глубине циркуляции (но тогда геотермометры должны показывать эту разницу), расстоянию между зонами загрузки и разгрузки, соотношению расстояний между зонами загрузки и разгрузки. Чем больше объем породы, через которую необходимо пропустить воду, тем большее гидродинамическое сопротивление порода будет оказывать воде.

Таким образом, изученные термальные воды приурочены к зонам неотектонических разломов в палеозойских интрузивных породах кислого состава и характеризуются низкой минерализацией, щелочной средой, кремнистым хлоридно-гидрокарбонатным натриевым составом с повышенным содержанием фтора, а также некоторых микроэлементов, отражающих как термальную составляющую взаимодействия вода–порода, так и трассирующие ореолы рассеяния рудных зон. Уникальные гидрогеологические условия создали предпосылки для формирования крупного для региона месторождения термальных вод, прогнозные ресурсы которого позволяют использовать термы в бальнеологических целях (был создан курорт на 200–300 мест). В лечебно-профилактических целях вода применяется наружно, в виде ванн для профилактики и лечения болезней системы кровообращения, нервной системы, опорно-двигательного аппарата, болезней эндокринной системы.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Чудаев О.В., Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонова Н.А., Рычагов С.Н., Нуждаев А.А., Нуждаев И.А. Геохимические особенности поведения основных и редкоземельных элементов в Паратунской и Большебанной гидротермальных системах Камчатки // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35 (6). С. 102–119.
2. Иванов В.В. Гидротермальные системы современных вулканических районов Камчатки и Курильских островов // Труды Лаборатории вулканологии АН СССР. 1956. Т. 12. С. 197–217.
3. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Vysotskiy S.V. Geochemistry of thermal waters of continental margin of Far East of Russia // Acta Geol. Sin. 2016. Vol. 90. P. 276–284.
4. Челноков Г.А., Калитина Е.Г., Брагин И.В., Харитонова Н.А. Гидрогеохимия и генезис термальных вод источника Горячий Ключ, Приморье (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 32, № 6. С. 99–110.
5. Chelnokov G., Bragin I., Kharitonova N., Alexandrov I., Ivin V., Chelnokova B. Geochemistry and conditions of the formation of the Ulsk thermal spring (coasts of the Sea of Okhotsk, Khabarovsk krai) // Russian Journal of Pacific Geology. 2019. Vol. 13. P. 163–175.
6. Харитонова Н.А., Лямина Л.А., Брагин И.В., Карабцов А.А., Тарасенко И.А., Челноков Г.А., Накамура Х., Ивамори Х. Химический и изотопный состав азотных термальных вод месторождения Кульдур (ЕАО, Россия) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 5. С. 77–91.
7. Кулаков В.В. Геохимия подземных вод Приамурья. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2011. 254 с.
8. Андреев А.И. Отчет о результатах детальной разведки Бысского месторождения термоминеральных вод с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 10.03.1993 г. 1993.
9. Батюков С.И., Чаплыгина Л.И., Артеменко Е.Г. Отчет о генеральных поисках гидротерм в восточной части зоны БАМ в 1979–80 гг. Хабаровск, 1980.
10. Гильманова Г.З., Забродин В.Ю., Рыбас О.В. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 126 с.
11. Термальные источники. URL: <https://thermalsprings.ru/> (дата обращения: 28.06.2025).
12. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Veldemar A.A., Pavlov A.A. Rare-earth elements and isotopic geochemistry of thermal waters of the Okhotsk sea shore, Far East of Russia // IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci. 2020. Vol. 467. 012092. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/467/1/012092>
13. Челноков Г.А., Харитонова Н.А., Брагин И.В., Асеева А.В., Бушкарева К.Ю., Лямина Л.А. Геохимия редкоземельных элементов в водах и вторичных минеральных отложениях термальных источников Камчатки // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2020. № 1. С. 88–96.
14. Чудаев О.В., Харитонова Н.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Калитина Е.Г. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в водах Дальнего Востока России в условиях природных и антропогенных аномалий. Владивосток: Дальнаука, 2017. 152 с.

15. Чудаев О.В., Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонова Н.А., Блохин М.Г., Александров И.А. Фракционирование редкоземельных элементов в реках Восточного и Южного Сихотэ-Алиня в условиях природных и антропогенных аномалий // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34 (6). С. 34–44.
16. Харитонова Н.А., Вах Е.А., Челноков Г.А., Чудаев О.В., Александров И.А., Брагин И.В. Геохимия редкоземельных элементов в подземных водах Сихотэ-Алинской складчатой области (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35 (2). С. 68–82.
17. Еловский Е.В. Математическое устранение спектральных помех при прямом определении редкоземельных элементов в природных водах методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно связанный плазмой // Журнал аналитической химии. 2015. Т. 70 (14). С. 1654–1663.
18. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. Vol. 5. P. 41–50.
19. Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. Vol. 53. P. 745–750.
20. Moller P. The behavior of REE and Y in water-rock interactions // Water-Rock Interaction. Proceedings of the 10th International Symposium. 2001. Vol. 2. P. 989–992.
21. Sholkovitz E.R. The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries // Aquatic Geochemistry. 1995. Vol. 1 (1). P. 1–34.
22. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters // Chemical Geology. 1990. Vol. 82. P. 159–186.

REFERENCES

1. Chudaev O.V., Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kharitonova N.A., Rychagov S.N., Nuzhdaev A.A., Nuzhdaev I.A. Geochemical features of major and rare-earth element behavior in the Paratunka and Bol'shebannyi hydrothermal systems of Kamchatka *Russ. J. Pac. Geol.* 2016;10:458–475.
2. Ivanov V.V. Hydrothermal systems of modern volcanic areas of Kamchatka and Kuril islands. *Trudy Laboratori Vulkanologii Akademii Nauk SSSR.* 1956;12:197–217. (In Russ.).
3. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Vysotskiy S.V. Geochemistry of thermal waters of continental margin of Far East of Russia. *Acta Geol. Sin.* 2016;90: 276–284.
4. Chelnokov G.A., Kalitina E.G., Bragin I.V., Kharitonova N.A. Hydrochemistry and genesis of thermal waters of the Goryachii Klyuch spring in Primorskii Krai (Far East of Russia). *Russian Journal of Pacific Geology.* 2014;8(6):475–488.
5. Chelnokov G., Bragin I., Kharitonova N., Alexandrov I., Ivin V., Chelnokova B. Geochemistry and conditions of the formation of the Ulsk thermal spring (coasts of the Sea of Okhotsk, Khabarovsk krai). *Russian Journal of Pacific Geology.* 2019;13:163–175.
6. Kharitonova N.A., Lyamina L.A., Bragin I.V., Karabtsov A.A., Tarasenko I.A., Chelnokov G.A., Nakamura H., Iwamori H. The chemical and isotope composition of nitrogen thermal groundwaters of the Kuldur spa (Jewish Autonomous Region, Russia). *Moscow University Geology Bulletin.* 2020;75(6):621–635.
7. Kulakov V.V. Geochemistry of groundwater of the Amur region. Khabarovsk: IWEP FEB RAS; 2011. 254 p. (In Russ.).
8. Andreev A.I. Report on the results of detailed exploration of the Byssa field of thermal mineral waters with the calculation of operational reserves as of 10.03.1993. 1993. (In Russ.).
9. Batyukov S.I., Chaplygina L.I., Artemenko E.G. Report on general searches for hydrotherms in the eastern part of the BAM zone in 1979–80. Khabarovsk; 1980. (In Russ.).
10. Gil'manova G.Z., Zabrodin V.Y., Rybas O.V. Fault Tectonics of the Continental Part of the Russian Far East. Vladivostok: Dal'nauka; 2015. 126 p. (In Russ.).
11. Thermal springs. (In Russ.). URL: <https://thermalsprings.ru/> (date of access: 28.06.2025).
12. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Veldemar A.A., Pavlov A.A. Rare-earth elements and isotopic geochemistry of thermal waters of the Okhotsk sea shore, Far East of Russia. *IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci.* 2020;467:012092. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/467/1/012092>
13. Chelnokov G.A., Kharitonova N.A., Bragin I.V., Aseeva A.V., Bushkareva K.Yu., Liamina L.A. The geochemistry of rare earth elements in natural waters and secondary mineral sediments of thermal fields of Kamchatka. *Moscow University Geology Bulletin.* 2020;75(2):196–204.

14. Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kalitina E.G. Geochemical features of the behavior of rare-earth elements in waters of the Russian Far East under conditions of natural and anthropogenic anomalies. Vladivostok: Dal'nauka; 2017 152 p. (In Russ.).
15. Chudaev O.V., Chelnokov G.A., Bragin I.V., Kharitonova N.A., Blokhin M.G., Aleksandrov I.A. REE fractionation in the rivers of eastern and southern Sikhote Alin with natural and anthropogenic anomalies. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2015;9(6):428–438.
16. Kharitonova N.A., Vakh E.A., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Aleksandrov I.A., Bragin I.V. REE geochemistry in groundwater of the Sikhote Alin fold region (Russian Far East). *Russian Journal of Pacific Geology*. 2016;10(2):141–154.
17. Elovskiy E.V. Mathematical elimination of spectral interferences in the direct determination of rare-earth elements in natural waters by inductively coupled plasma quadrupole mass spectrometry. *Journal of Analytical Chemistry*. 2015;70(14):1654–1663. (In Russ.).
18. Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*. 1977;5:41–50.
19. Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989;53:745–750.
20. Moller P. The behavior of REE and Y in water-rock interactions. *Water-Rock Interaction. Proceedings of the 10th International Symposium*. 2001;2:989–992.
21. Sholkovitz E.R. The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries. *Aquatic Geochemistry*. 1995;1(1):1–34.
22. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology*. 1990;82:159–186.