

**СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АЗОТНО-КРЕМНИСТЫХ ТЕРМ  
АМГИНСКОЙ ГРУППЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК ПРИМОРСКОГО КРАЯ)****И.В. Брагин<sup>1</sup>, А.А. Павлов<sup>1</sup>, Г.А. Челноков<sup>2</sup>, В.Ю. Лаврушин<sup>2</sup>, Н.А. Харитонова<sup>1,3</sup>**<sup>1</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: bragin\_ivan@mail.ru<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7 стр. 1, г. Москва, 119017<sup>3</sup>ФГОУВПО Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы 1 г. Москва, 119991

Поступила в редакцию 30 июня 2023 г.

В статье приведены новые данные по ионному, микрокомпонентному и изотопному составу термальных вод Амгинской группы, отличительной особенностью которых является гидрокарбонатный натриевый состав, щелочная среда (рН = 8.5–9.7), низкая минерализация (до 0.2 г/л), повышенное содержание кремния (до 24 мг/л), лития, вольфрама и молибдена. Показано влияние неотектоники и четвертичного магматизма на состав и условия формирования азотно-кремнистых терм. Используя значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в термальных и фоновых водах, доказано их атмосферное происхождение, выделена область питания минеральных вод. Рассчитанная температура глубинного резервуара 77–81 °С указывает на формирование ресурсов в коре на значительных глубинах (до 2.5 км). Показана эффективность использования метода мультикомпонентной геотермометрии для низкотемпературных резервуаров.

**Ключевые слова:** азотно-кремнистые термы, стабильные изотопы, мультикомпонентная геотермометрия, редкоземельные элементы, Амгу, Тёплый Ключ, Дальний Восток.

**ВВЕДЕНИЕ**

На территории российского Дальнего Востока термальные воды имеют ограниченное распространение. Большинство из них приурочено к областям деятельности современного магматизма (Камчатка и Курильские острова) [2]. Однако существует целая группа трещинно-жильных термальных вод, распространённых в основном в массивах кристаллических пород, территориально расположенных в пределах Байкальского рифта, Турано-Буреинского горного сооружения, Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенных поясов [12]. Отличительной особенностью их состава являются щелочная среда (рН = 8.5–9.7), повышенное содержание кремния (15–50 мг/л) и превалирование азота (95–98 об. %) в составе газовой фазы, поэтому эти воды получили название «азотно-кремнистых терм». Ценность данного вида терм, в первую очередь, бальнеологическая: они применяются для лечения широкого спектра заболеваний кожных покровов, опорно-двигательного аппарата и нервной системы [14]. Среди крупных бальнеолечебниц региона – «Анненские воды» и «Тумнин» в

Хабаровском крае, «Кульдур» в ЕАО, «Чистоводное» в Приморье, «Талая» в Магаданской области. Помимо лечебных целей, использование данного типа вод возможно для отопления теплиц в условиях зоны рискованного земледелия (Тепличный комплекс «Талая», Магаданская область). В связи с этим для развития территории необходимо расширение имеющейся материально-сырьевой базы, что невозможно без изучения условий формирования термальных вод [26]. На сегодняшний день получены данные по геохимии подземных вод Приамурья [11], изучен состав и условия формирования современных гидротермальных систем Дальнего Востока [24], есть работы по геохимии азотно-кремнистых терм Сихотэ-Алиня [4, 21, 22, 25, 27, 30], Магаданской области [5, 23], ЕАО [15], Забайкалья [13, 16, 17]. Однако комплексных исследований состава и условий формирования удалённых и малоиспользуемых азотно-кремнистых терм нет. В данной статье на примере азотно-кремнистых терм приводятся результаты изучения изотопно-геохимическими методами влияния геолого-структурного фактора на формирование запасов, температуру, генезис и особенности циркуляции термальных вод.

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования являлась группа Амгинских термальных источников, расположенная в Тернейском районе Приморского края. Средняя их удалённость от краевого центра, г. Владивостока, составляет 900 км, от районного центра – 200–240 км. Тернейский район является самым крупным по площади, самым удалённым и наименее населённым районом края. Представлена группа тремя дикими выходами терм (источник Святой Елены, Сайон и Баланов Ключ), а также месторождением «Тёплый Ключ». Воды исследуемой группы можно охарактеризовать [9] как сульфатно-гидрокарбонатные натриевые кремнистые, ультрапресные ( $M < 0.2$  г/л), щелочные ( $pH = 8.5-9.08$ ), тёплые ( $T = 28.2-34.5$  °C) [27]. Все источники используются как местным населением, так и туристами из других районов Приморья и Хабаровского края.

Источник Святая Елена (ранее Кхуцин) расположен у подножья горы Курортная (1629 м) в 18 км от автодороги Терней–Амгу, вверх по реке Максимовке, в 70 км на запад от пос. Амгу. Выход представляет собой самоизливающийся с дебитом около 1 л/сек родник из трещины размерами  $5 \times 20$  см в скале в 50 см выше пойменной террасы (рис. 1). Выход приурочен к зоне разлома в туфах риолитовых порфиров приморской свиты.

Месторождение термальных вод «Тёплый Ключ» расположено в среднем течении реки Амгу рядом с автодорогой Терней–Амгу, в 12 км на северо-запад от пос. Амгу. На базе месторождения многие годы действует одноимённая бальнеолечебница. В настоящее время источник находится в отдельном корпусе, каптирован бетонным колодцем. Ваннный корпус расположен отдельно в 20 м от источника, откуда термальная вода подаётся при помощи мотопомпы строго по графику согласно утвержденной схеме водопользования [8] (рис. 1). Источник приурочен к зоне тектонического нарушения на границе гранитов амгинского массива и андезитов кизинской свиты [3].

Источник Баланов Ключ расположен в 1 км слева от автомобильной дороги Терней–Амгу, в 12 км на северо-запад от пос. Амгу, в пойме ручья Шама, левого притока реки Амгу. Источник представлен двумя выходами. Первый выход выполнен в виде бассейна  $3 \times 3$  м, каптирован брусом (рис. 1). Второй – накрыт срубом с крышей, а сам выход термальной воды каптирован кузовом от самосвала. Выход источника приурочен к разлому на границе риолитов приморской свиты и андезитов кизинской свиты [28].

Источник Сайон расположен в правом борту левого притока одноимённой реки, в 50 м справа от

автомобильной дороги Амгу–Максимовка, в 22 км на северо-восток от пос. Амгу. Выход каптирован двумя деревянными срубами  $2 \times 2 \times 2$  м с крышей (рис. 1). Суммарный дебит составляет около 0.1 л/сек. Источник приурочен к разлому на границе туфов риолитов богопольской свиты и андезитов кизинской свиты.

## СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВОД

Район выходов термальных вод Амгинской группы относится к южному сегменту Кемского террейна, представляющего собой часть зрелой островной дуги, аккредитованной к континенту, формирующую Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, позднеальб-миоценового возраста [6]. Вулканы пояса несогласно перекрывают складчатые структуры, образуя специфические морфоструктуры: простые или сложные вулканотектонические депрессии, кальдеры проседания, вершинные кальдеры, интрузивно-купольные структуры. Непосредственно сам район исследования приурочен к зоне сочленения Амгинской и Сайонской вулканотектонических структур (ВТС). В районе развита разрывная тектоника, представленная крупными разрывами, зонами трещиноватости и дробления. К крупным разрывам здесь относятся Дальнегорский и Амгинский разломы. Последний по своей природе это левосторонний взбросо-сдвиг, сопровождающийся серией сближенных субпараллельных ему или же косесекущих разрывов, часто переходящих в надвиги [7]. Предполагается, что разлом заложился в позднем палеозое и его активность закончилась в миоцене. Разлом сечет как приморскую серию, так и гранатовую и кузнецовскую свиты [3]. Смещение пород на участке составляет около 1 км. Остальные разломы являются кольцевыми и сопровождают кальдеру проседания вокруг купольной интрузии. Разломы, в основном, с вертикальным сместителем. Выходы термальных вод приурочены к оперяющим и кольцевым разломам, сопровождающим более крупное тектоническое нарушение, что характерно для прибрежных терм. Разлом простирается от поймы реки Амгу через источник Баланов Ключ до источника Сайон и далее на северо-восток. Район претерпел последние неотектонические подвижки в плиоцене вместе с активизацией базальтового вулканизма, более современных высокоамплитудных подвижек исследователями не отмечено [18]. Амгинская ВТС выделена в бассейнах левых притоков верхнего течения реки Амгу. Ориентирована она меридионально с небольшим разворотом осевой части к востоку, длина 30 км, ширина 15 км. Эта структура сложена вулканогенными образованиями богопольской свиты. В западной её части (верховья рек Амгу и Безы-





Рис. 1. Фотографии источников термальных вод Амгинской группы.

1 – Святая Елена, 2 – Тёплый Ключ, 3 – Баланов Ключ, 4 – Сайон. Фото И.В. Брагин.

мянной) по данным аэромагнитосъёмки выделяется приповерхностная аномалия северо-восточного простирания с преобладающими значениями. Ширина этой аномалии 4–8 км, длина 20 км (до северной границы площади). По-видимому, она фиксирует глубинные тела среднего и основного состава, скрытые под вулканитами богопольской свиты. Частично по зонам разрывных нарушений на границе Амгинской, Сайонской и Кемской ВТС развиты позднемеловые и неогеновые экструзии гранит-порфиров, риолитов и андези-базальтов. На отдельных участках распространены зоны дробления. В северо-восточной части на границе Амгинской и Сайонской ВТС (на правом борту ключа Суворова) плоскость разлома наклонена на северо-запад под углами 80–85°. На юго-западе (в верховьях реки Амгу) на границе Кемской и Амгинской ВТС плоскости зон дробления наклонены на север под углами 70–80°, что даёт отличные условия

для формирования области питания подземных вод глубоких горизонтов. Сайонская ВТС занимает водоразделы рек Сайон, левых притоков реки Амгу и правых нижних притоков реки Кхуцин, площадь её 600 км<sup>2</sup>. Внутреннее строение двухъярусное. Нижний ярус образуют туфы приморской и богопольской свит и гранитоиды, верхний – андези-базальты и туфы основного состава кизинской свиты. Сайонская ВТС чётко выделяется знакопеременными аномалиями, причём северная часть поля, располагающаяся в области разгрузки источника Сайон, характеризуется резко дифференцированным графиком. Зона сочленения с Сайонской, Амгинской и Кемской ВТС представляет собой серию сближенных разломов меридионального направления шириной до 1–2 км. В пределах зоны распространены субвулканические тела неогенового возраста, наблюдается брекчированность и трещиноватость пород. К зоне сочленения приурочены неки

основного состава, являющиеся реликтами неогеновых лавовых вулканов [3, 6, 7, 10, 38, 40] (рис. 2).

**МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

Изучение химического состава воды производилось в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) на основе авторского материала, отобранного в ходе полевых работ 2021–2022 годов. Непосредственно на месте пробоотбора производился замер нестабильных параметров воды: температуры, pH, Eh, TDS. Пробы предварительно отфильтровывались через мембранный фильтр НМ с диаметром пор 0.45 мкм для удаления взвешенной части. Фильтрат подкислялся концентрированной азотной кислотой из расчёта 0.5 мл кислоты на 50 мл пробы для анализа на катионы и микроэлементы, на анионы и углерод (органический/неорганический) консервирование не производилось. Основные ионы определялись на жидкостном хроматографе Shimadzu LC-10; кремний – на атомно-эмиссионном спектрометре iCAP 7600 Duo; микроэлементы от лития до урана – на масс-спектрометре Agilent 7700х. Содержания общего и неорганического углерода определялись на Shimadzu TOC-V. В дальнейшем производился пересчёт неорганического углерода на гидрокарбонат-ион. Определения изотопных соотношений кислорода и водорода в воде определялись на изотопном анализаторе Picarro 2140i в ГИН РАН.

Концентрации редкоземельных элементов нормировались к среднему из четырёх образцов вмещающих пород района

Для оценки условий формирования термальных вод рассчитывались аномалии церия и европия, а также наклон тренда (trend slope – TS) распределения РЗЭ по формулам:

$$Ce^* = 1 - ([La_n] + [Pr_n]) / 2[Ce_n];$$

$$Eu^* = 1 - ([Sm_n] + [Gd_n]) / 2[Eu_n];$$

$$TS = 1 - ([Ce_n] + [Nd_n] + [Eu_n]) / ([Dy_n] + [Er_n] + [Yb_n]),$$

где REE<sub>n</sub> – нормированное значение концентрации РЗЭ к вмещающей горной породе, состав которой взят из работы [43].

Значения аномалий могут варьироваться в пределах от -1 до +1, где отрицательное и положительное значение элементной аномалии будет соответствовать впадине или горбу на тренде нормированного распределения, а значение TS будет отражать наклон тренда в сторону тяжёлых или лёгких РЗЭ, соответственно. Известно, что количество РЗЭ в природной среде не равномерно, а пилообразно, поэтому для расчёта наклона тренда использовались по три элемента из лёгких и тяжёлых РЗЭ с наибольшей распространённостью.

Для оценки температур глубинного резервуара, в котором происходит формирование термальных вод, был использован метод многокомпонентной химической геотермометрии, который доказал своё преимущество перед классическими геотермометрами. Метод заключается в использовании полного химического анализа проб воды для расчета индексов насыщения (log (Q/K)) минералов водовмещающих пород в предполагаемом диапазоне температур. Индексы насыщения представляются в виде графика как функции температуры, и кластеризация кривых логарифма (Q/K) около нуля при любой конкретной температуре (для группы определенных минералов вмещающих пород) позволяет получить температуру вод «глубинного резервуара» или исходного флюида [41, 42].

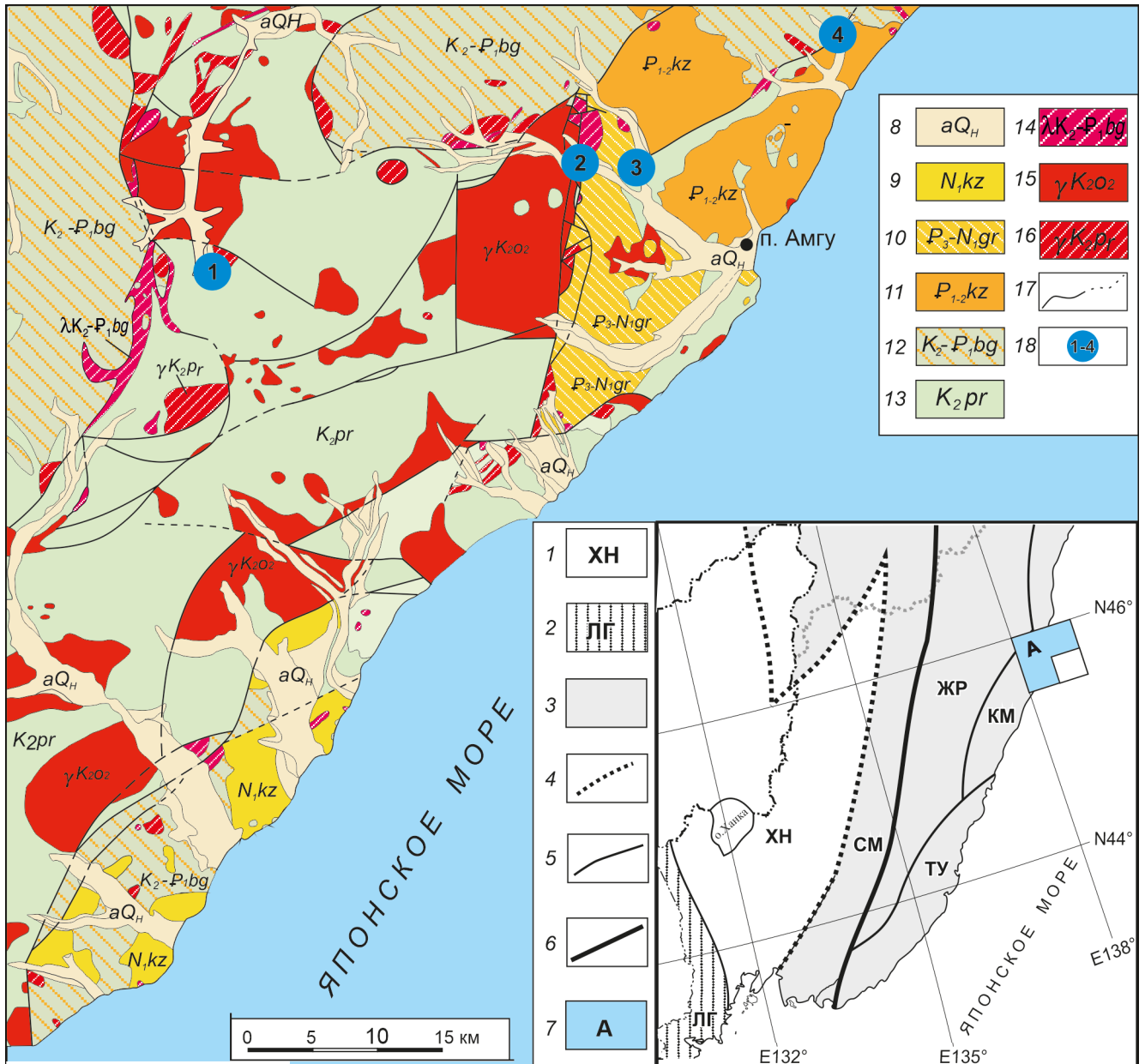
**РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ**

Данные по основным элементам (ионам), изотопам и физическим параметрам исследованных вод приведены в таблице 1. Термальные воды группы характеризуются щелочным составом (pH = 9.3–9.6), слабоокислительными условиями (Eh = 80–120 мВ), фиксируемыми на выходе термальных вод, что нехарактерно для подземных вод глубоких горизонтов и

**Таблица 1. Основные ионы, изотопы и физические параметры вод Амгинской группы.**

Показатель	Ед. изм.	Святая Елена	Тёплый Ключ	Баланов Ключ	Сайон
Li <sup>+</sup>		0.02	-	0.03	0.07
Na <sup>+</sup>		20.8	31.9	31.1	38.1
K <sup>+</sup>		0.4	0.5	0.3	0.3
Ca <sup>2+</sup>		3.6	1.4	3.0	1.8
Mg <sup>2+</sup>		-	-	0.10	-
F <sup>-</sup>	мг/л	1.22	0.96	1.06	0.89
Cl <sup>-</sup>		1.9	3.6	5.5	3.5
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		14.4	13.9	18.8	14.0
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		41.3	62.8	56.1	81.1
Мин-я		136	183	160	184
Si		18.8	24.4	15.9	15.9
CAI-1		-15.8	-12.9	-7.8	-16.1
CAI-2		-0.9	-1.0	-0.9	-1.0
T	°C	27.3	35.4	32.5	27.8
pH		9.3	9.5	9.3	9.6
Eh	мВ	121	78	103	49
δD		-84.5	-93.9	-84.3	-94.6
δ <sup>18</sup> O	‰	-12	-13.4	-12	-13.3
«фоновые» реки, соответствующие источникам в столбцах					
		Максимовка	Амгу	Леонова	Живописная
δD		-93.6	-76.2	-75.5	-71.7
δ <sup>18</sup> O	‰	-13.29	-10.67	-10.88	-10.45





**Рис. 2.** Геолого-структурное положение Амгинской группы термальных вод. Карта террейнов Приморского края (врезка, правый нижний угол) – по [6], геологическая карта масштаба 1:1 000 000 – по [3], с изменениями.

1 – раннепалеозойский Ханкайский супертеррейн; 2 – позднепалеозойский Лаозинь-Гродековский террейн; 3 – раннемеловые террейны: CM – Самаркинский, ЖР – Журавлевский, ТУ – Таухинский; 4 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс; 5 – границы коллажей террейнов; 6 – границы террейнов; 7 – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом; 8 – область распространения азотных кремнистых терм Амгинской группы; 9 – четвертичные аллювиальные отложения – пески, галечники, гравийники, валуны, глины, илы (до 50 м); 10 – средний миоцен, кизинская свита – толеитовые базальты и андезибазальты, их туфы, андезидациты, туффиты, опоки, гиалокластиты, песчаники, алевролиты, аргилиты (150–600 м); 11 – олигоцен–средний миоцен, гранатовая толща: базальты, их туфы, песчаники, аргилиты, опоки (360м); 12 – палеоцен–эоцен, кузнецовская свита – базальты, андезибазальты, андезиты, трахидациты и трахибазальты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты (300–500 м); 13 – поздний мел–палеоцен богопольская свита – риолиты, их туфы, игнимбриты, туффиты, вулканические стекла, трахириолиты, риодациты, дациты, их туфы и игнимбриты, реже андезиты (1200–2000 м); 14 – верхний мел (сантон–кампан), приморская серия: риолиты, риодациты, их туфы, игнимбриты, андезиты, их туфы, конгломераты, туфопесчаники, туффиты (1000–1600 м); 15 – поздний мел–палеоцен субвулканические образования – риолиты, риодациты, перлиты; 16 – поздний мел, вторая фаза интрузивов ольгинского комплекса – граниты; 17 – поздний мел, субвулканические образования – риолиты, риодациты, перлиты; 18 – разломы различного генезиса и морфологии; 19 – термальные источники Амгинской группы (1 – Святая Елена; 2 – Тёплый Ключ; 3 – Баланов Ключ; 4 – Сайон).

может свидетельствовать о разбавлении терм вблизи области разгрузки. Об этом также говорит невысокая температура (27–35 °С) и их низкая минерализация (0.13–0.18 г/л). Однако повышенные значения содержания кремния (16–24 мг/л) говорят о наличии термальной активности в районе. По химическому типу воды гидрокарбонатные натриевые (источники Сайон и Тёплый Ключ) или сульфатно-гидрокарбонатные натриевые (источники Святой Елены и Баланов Ключ). Наличие сульфат-иона свидетельствует о присутствии осадочных или вулканогенно-осадочных пород в области питания или транзита. Для всех источников группы содержание сульфат-иона колеблется в пределах (14–19 мг/л) (табл. 1). Стоит отметить и низкое содержание фтора (< 1 мг/л) по сравнению с другими группами вод восточного Сихотэ-Алиня [21, 22, 25, 30], что указывает на отсутствие фторсодержащих минералов (апатит, флюорит, шеелит) в области питания и транзита термальных вод группы [40].

Очевидно, что воды формируются в восстановительных условиях, однако к выходу на поверхность они в некоторых случаях могут смешиваться с пресными подземными водами. По отрицательному значению хлор-щелочного индекса (САИ) можно заключить, что при формировании вод преобладают процессы обратного ионного обмена, ведущие к тому, что концентрации калия и натрия выше концентраций магния и кальция.

Данные по содержанию микроэлементов в термальных водах представлены в таблице 2.

Типичными для всех изученных термальных вод являются повышенные концентрации алюминия, кремния, лития, вольфрама и молибдена, что характерно для всех азотных термальных вод, формирующихся в кислых магматических породах [2, 13, 15, 17, 22, 25, 29]. Однако для источника «Баланов Ключ» характерны повышенные по сравнению с остальными источниками Амгинской группы содержания железа, марганца, кобальта и цинка. В воде «купален» были обнаружены микробиальные маты (зелёные водоросли). Это может быть следствием неправильной эксплуатации природного источника. Каптаж источника должен осуществляться природными материалами: деревом (Сайон) или камнем (Тёплый Ключ, Святая Елена), а никак не железным кузовом («Баланов Ключ»). При нерегулярном использовании необходим достаточный сток воды из каптажа, а также сам источник должен быть отделён от места приёма ванн.

Содержания РЗЭ варьируют от 12 до 109 мкг/л и показывают корреляцию с железом и марганцем. В случае Баланова Ключа мы видим, что содержания

**Таблица 2. Результаты элементного анализа термальных вод Амгинской группы, мкг/л.**

Элемент	Святая Елена	Тёплый Ключ	Баланов Ключ	Сайон
Be	0.0104	0.0041	0.0047	0.0118
B	6.83	8.77	16.11	27.40
Al	20.32	22.13	48.76	91.82
P	4.0311	3.5413	17.1401	8.3480
Sc	0.0736	0.0987	0.0661	0.0736
Ti	0.3574	0.3169	0.6385	1.0524
V	1.3737	1.0848	2.0237	0.2197
Cr	0.1661	0.1035	0.0919	0.1055
Mn	0.2108	0.2660	5.8401	0.9327
Fe	15.24	16.13	72.47	35.10
Co	0.0113	0.0090	0.0253	0.0145
Ni	0.3784	0.3882	0.3105	0.3106
Cu	0.3165	0.4634	0.3412	0.3644
Zn	0.8262	2.722	3.566	2.706
Ga	1.7817	2.4739	1.5405	2.1500
Ge	0.3304	0.6643	1.1028	0.8706
As	5.3229	4.6016	2.7836	5.1043
Rb	1.6451	1.5995	1.2155	0.7675
Sr	52.39	28.49	47.11	34.38
Y	0.0156	0.0048	0.0252	0.0187
Zr	0.0312	0.0510	0.0663	0.0679
Nb	0.0005	0.0007	0.0011	0.0022
Mo	25.25	23.22	46.94	6.29
Ag	0.0060	0.0192	0.0043	0.0070
Cd	0.0140	0.0145	0.0237	0.0047
Sn	0.0253	0.1100	0.0167	0.0237
Sb	0.0495	0.0394	0.0478	0.1850
Cs	0.4966	0.3207	0.4732	0.6345
Ba	0.1754	0.3360	0.5994	0.3264
Hf	0.0014	0.0012	0.0015	0.0016
Ta	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002
W	5.5523	8.2725	6.4448	2.2409
Tl	0.0003	0.0008	0.0006	0.0006
Pb	0.0556	0.0469	0.0527	0.1977
Bi	0.0026	0.0018	0.0019	0.0040
Th	0.0016	0.0013	0.0021	0.0040
U	0.5200	0.0472	0.4113	0.0432

железа превышают фоновые в 2–10 раз, в то время как сумма РЗЭ ниже, чем в источнике Сайон. Поведение микроэлементов уже было описано ранее [24], однако мы выделили ещё ряд закономерностей. По отношению Mo/W источники разделяются на три группы: Тёплый Ключ и Сайон (2.8), Святая Елена (4.6), Баланов Ключ (7.3). Эти два элемента встречаются в кислых интрузивных породах, а также кварцевых жилах, формирующихся при внедрении первых. Поскольку условия миграции этих элементов различные, то их соотношение может свидетельствовать о возможном едином источнике поступления вещества в воду. Уран-ториевая спецификация исследованных

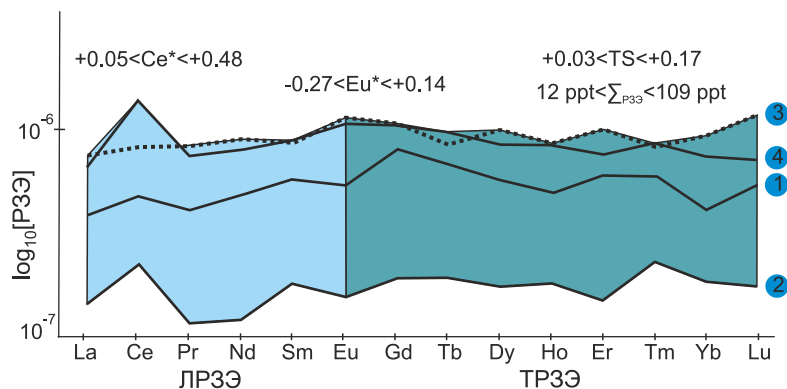


Рис. 3. Нормированные профили распределения РЗЭ в исследованных водах.

Нумерация источников как на рисунке 1.

вод также разделяет источники Святой Елены (326), Баланов Ключ (193), Тёплый ключ и Сайон (10–35) по возможным различным путям миграции, а также области питания.

Аналитическое определение содержания РЗЭ в азотных кремнистых термах всегда сопряжено с возможностью получения недостоверного анализа. Виною тому сверхнизкие концентрации РЗЭ, связанные с особенностью их миграции в щелочных водах. В этой работе нам удалось получить адекватные значения для Амгинской группы. Поскольку целью работы не было сравнение профилей распределения РЗЭ с другими группами вод, для построения графика распределения мы нормировали к вмещающим породам [43], а не к североамериканскому сланцу (NASC). Полученный график, а также основные параметры фракционирования РЗЭ приведены на рисунке 3. Судя по профилям распределения, видна достаточно высокая цериевая аномалия, свидетельствующая о глубинной циркуляции и восстановительных условиях, способствующих накоплению элемента в растворённой форме. Смещение не успевает повлиять на наличие положительной аномалии, что говорит о небольшой глубине смешения с пресными водами. Это в свою очередь указывает на рассеивание термальных вод в коре выветривания (на глубине первых десятков метров от поверхности).

На основании данных, полученных предшественниками, по  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в атмосферных осадках, отобранных на протяжении более одного года (всего использовано 44 образца) на станции Терней [39], мы построили локальную линию метеорных вод для района исследований. Полученная линия несколько отличается от глобальной линии метеорных вод, полученной Харманом Крейгом [33], поскольку зависит от фракционирования изотопов во время испарения с поверхности океана, а также путей транспорта водяных паров [35] и учитывает лишь локальные осадки, которые и формируют изотопную метку атмосферных вод территории. Из графика видно, что все фигура-

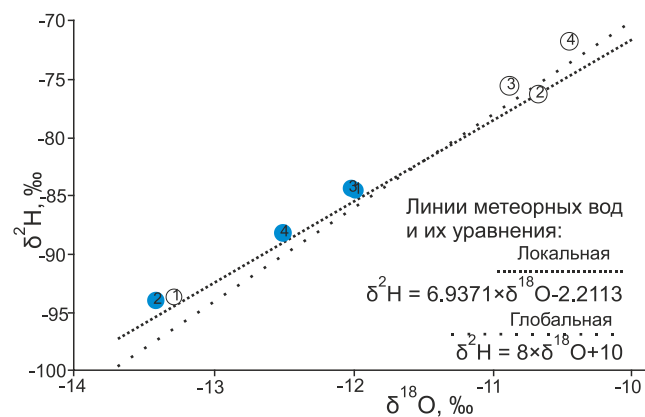


Рис. 4. Изотопные соотношения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в термальных (синие кружки) и фоновых (пустые кружки) водах.

Нумерация источников как на рисунке 1.

тивные точки по термальным водам ложатся вдоль локальной линии метеорных вод, что свидетельствует об атмосферном генезисе терм (рис. 4). В отличие от подземных вод глубокой циркуляции значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в поверхностных водах значительно варьирует в течение года [20]. При этом точки ближе находятся к локальной, нежели к глобальной линии. Однако, точки поверхностных водотоков 3 и 4 ложатся со смещением вверх по дейтерию. Это свидетельствует о гипсометрически низкой и близкой к морю области питания.

Следует отметить обратную зависимость между содержанием кремния и  $\delta^{18}O$ , показывающую разбавление исходных термальных вод пресными подземными вблизи зоны разгрузки. Поскольку область питания подземных вод глубоких горизонтов находится практически на водоразделах рек, исходная изотопная метка будет достаточно низкой. Для подземных вод неглубокой циркуляции область питания будет совпадать с таковой для поверхностных водотоков и соответственно зависеть от средней высоты водосбора реки. Если сравнивать значения изотопных соотноше-

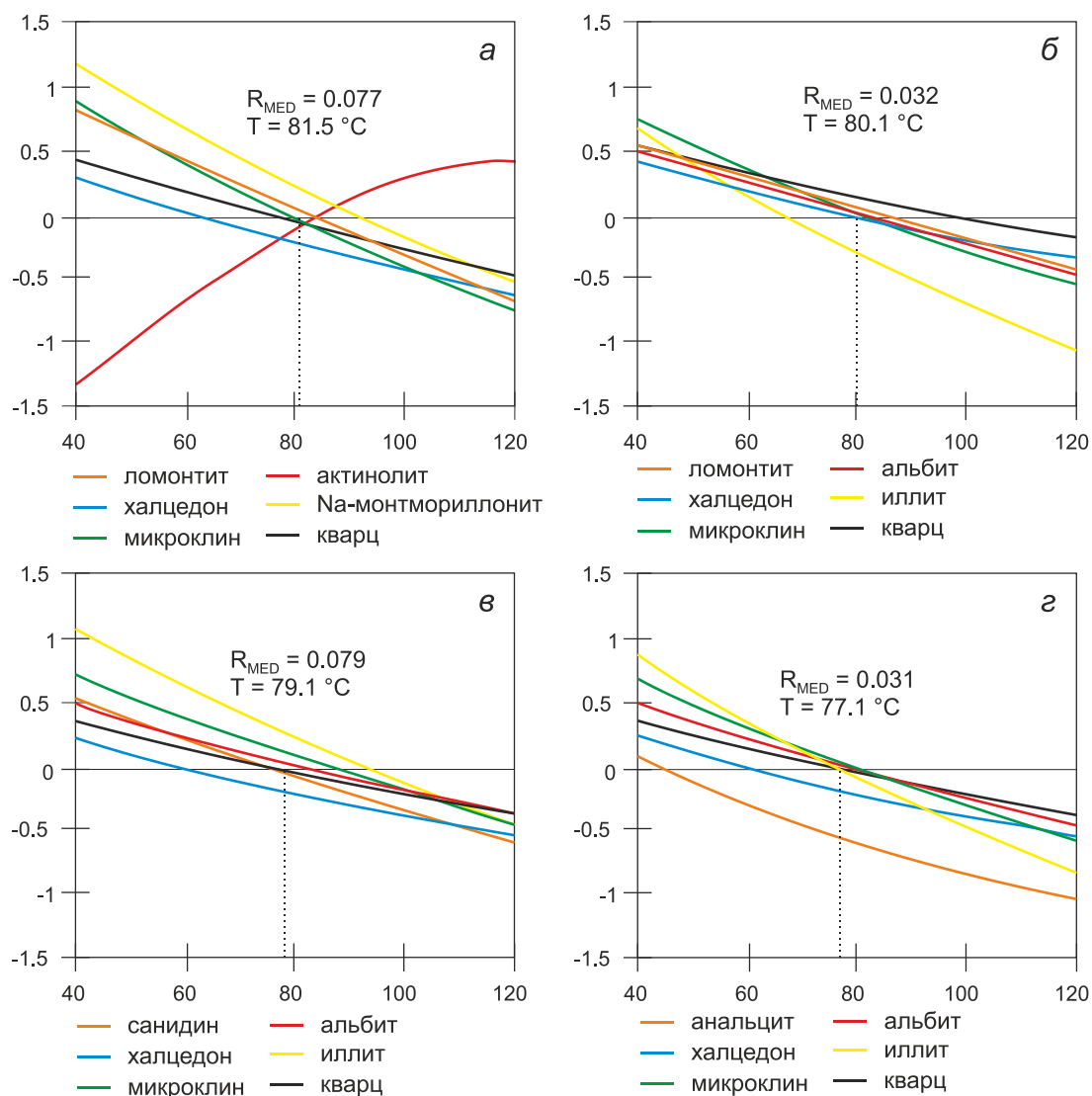
ний для термальных и поверхностных вод (табл. 1), то можно отметить, что для всех пар «источник – река водосбора» значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в термах ниже, за исключением пары «р. Максимовка – источник Святая Елена» (пара 1). Ранее нами отмечалось повышенное относительно других термальных источников района содержание трития [20], свидетельствующее либо о более интенсивном разбавлении термальных вод, либо, что более вероятно, судя по морфологии выхода вод на поверхность, о малом времени циркуляции терм источника Святая Елена. При этом флуктуация значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в течение года будет выше, чем для других источников группы [29]. Помимо этого, можно отметить, что области питания терм Тёплый Ключ, Баланов Ключ и Сайон находятся на более высоких отметках, нежели средняя высота водосбора рек, где находятся выходы данных источников. Также для Амгинской группы отчётливо выделяются области питания для источников Тёплый Ключ и Сайон, находящиеся, по-видимому, в верховьях реки Максимовки на высоте более 1200 м (самая высокая точка района – г. Курортная, 1629 м). Области питания других источников данной группы находятся на высоте, не превышающей 600–700 м, либо они подвергаются более сильному разбавлению пресными подземными водами, обладающими более высокой изотопной ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) меткой. Таким образом, в формировании ресурсов термальных вод Амгинской группы принимают участие меловые породы кизинской и приморской свит, интенсивно подвергшиеся действию разломной тектоники. Предполагается, что области питания находятся в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, на границе с Центрально-Сихотэ-Алинским разломом, на высоте 1300–1600 метров.

Для оценки температур формирования термальных вод нами ранее применялись различные кремниевые и катионные геотермометры [5, 30, 31]. Равновесие между кварцем и раствором, а также между натриевым полевым шпатом и калием неизменно достигается в геотермальных резервуарах, когда температура резервуара превышает 150–180 °С. Соответственно, совместное применение кварцевых и Na/K-геотермометров в определённых условиях применимо к высокотемпературным геотермальным резервуарам [36]. В большинстве гидротермальных систем глубинный флюид при температурах выше 180 °С находится в равновесии с кварцем вплоть до 870 °С, поскольку кварц обладает наименьшей растворимостью среди всех кремниевых полиморфов. Последние же, но с менее упорядоченной кристаллической структурой (халцедон, опал, кристобалит), обладают большей растворимостью, чем кварц, поэтому формируются при температурах ниже 180 °С. Для выяснения тем-

пературы глубинного резервуара термальных вод мы использовали метод мультикомпонентной геотермометрии, представленной в виде программного комплекса GeoT с коррекцией Fix-Al по микроклину. В основе метода лежит расчёт индексов насыщения основных минеральных фаз вмещающих пород для разных температур (в нашем случае в диапазоне от 20–40 до 200 °С), с фиксацией концентрации алюминия по выбранному минералу и последующей их статистической обработки [41, 42]. Полученные результаты (рис. 5) свидетельствуют о том, что температуры глубинного резервуара для терм Амгинской группы термальных вод составляют 77–81 °С. Что при среднем геотермическом градиенте в 30 градусов на километр предполагает глубины формирования порядка 2–2.5 км. Однако стоит отметить, что локальное значение термоградиента может существенно отличаться от фонового, поскольку развитие четвертичного магматизма и неотектоники в районе неравномерно.

Формирование геохимического облика термальных вод в горно-складчатых областях происходит за счёт инфильтрации метеорных вод, собираемых с больших площадей на высокогорье. При этом должны создаваться условия для проникновения вод на достаточные для прогрева глубины [29, 34, 37]. Местный базис эрозии зачастую оканчивается первыми десятками метров от свободной поверхности подземных вод. Водоносный горизонт местного базиса эрозии ограничен обычно консолидированными коренными породами снизу, а сверху – слоем терригенных отложений в виде глин и суглинков. Сначала воды попадают в подземный горизонт, обычно это подрусовые воды небольших горных рек или ручьёв. Затем в области питания нужен либо один мощный разлом глубинный, либо серия разломов со сбросом, как в случае с восточным Сихотэ-Алинем, для проникновения вод в нижние водоносные горизонты, контактирующие с источником тепла, где происходит прогревание вод. Также возможен прогрев вод за счёт термоградиента выбранной территории. В литературе описываются примеры проникновения вод на глубины в 5 и более километров [5, 25, 31]. Однако в пику этой идее можно было бы предположить наличие термальных областей на большинстве территорий, подвергшихся современным тектоническим подвижкам, чего, к сожалению, не происходит. Таким образом, для формирования термальных вод в горно-складчатых областях нужен дополнительный источник тепла, аномальный температурный градиент массива вмещающих термальную воду пород, связанный с неоген-четвертичным магматизмом и остывающими горизонтами пород, предполагающими проникновение термальных вод в пределах мощности верхнего гидрогеологиче-





**Рис. 5.** Расчёт температуры глубинного резервуара для источников Амгинской группы.

По оси абсцисс – температура моделируемой системы, °C; по оси ординат – значения индексов насыщения минералов; *а* – Святая Елена, *б* – Тёплый ключ, *в* – Баланов Ключ, *г* – Сайон.

ского этажа. Во время функционирования геотермальной системы неизбежно происходит вторичное минералообразование, продукты которого «залечивают» водовыводящие каналы [24, 29, 32, 37].

Выход термальных вод всегда приурочен к ослабленной зоне коры, разлому. Поднимаясь к поверхности, термальные воды смешиваются с подземными водами местного базиса эрозии, за счёт чего разубоживаются [32]. Свидетельством этого могут стать положительные значения Eh у таких вод. В свою очередь, это зачастую влияет на мобильность некоторых элементов и, в частности, вызывает фракционирование РЗЭ. В случае с термальными водами Амгинской группы мы видим положительную цериевую анома-

лию, не подверженную положительным значениям Eh. Это подтверждает предположение о выносе РЗЭ из раствора на коллоидах железа и алюминия. В области разгрузки при смешивании термальных вод с холодными подземными меняется окислительно-восстановительный потенциал среды, но дополнительное высвобождения комплексообразователей (алюминия и железа) не происходит из-за короткого времени разгрузки и промытости выводящих трещин.

Если сравнивать исследованную территорию с севером Сихотэ-Алиня, где неотектонические подвижки остаются активными и в современную эпоху, отражаясь в многочисленных сейсмических событиях [1, 18, 19], то видим там большие запасы и темпера-

туры термальных вод (месторождения Анненские и Тумнин) [2, 11, 30]. Следовательно, хорошие гидродинамические характеристики может задать проработанная система трещин, сформированная под воздействием мощной неотектоники, как в зоне питания, так и в зоне разгрузки. В целом, можно констатировать угасающую сейсмотектоническую активность территории Амгинской группы по сравнению с северо-востоком Сихотэ-Алиня, поскольку глубина проработки разломов составляет не более 2–3 км, о чём также косвенно свидетельствуют сейсмонаблюдения последних лет. Отсутствует постоянная тектоническая подвижка, как в отличии, например, в области Байкальского рифта или Северного Сихотэ-Алиня.

На поверхности для термального источника важными маркерами будут являться минерализация,  $red/ox$  потенциал, содержание кремния. Повышенное содержание бора, брома, хлора и сульфатов будет зависеть от состава пород, точнее, от наличия осадочных терригенных отложений. Повышенные концентрации фтора опять же будут указывать на наличие кислых интрузивов во вмещающих породах, содержащих среди акцессорных минералов фторapatит или флюорит [29]. Дебит источника может определяться глубиной циркуляции (но тогда геотермометры должны показывать эту разницу) и расстоянием между областью питания и разгрузки термальных вод. Чем больший объём горной породы нужно пройти воде, тем большее гидродинамическое сопротивление порода будет оказывать на воду [32]. В случае с Амгинской группой выходы термальной воды на поверхность приурочены к крупному Амгинскому разлому северо-восточного простирания. Заложен он был позднее остальных, в неогене [6]. Питающие разломы могут быть более древними, но более проработанными. Например, таковым может быть Центральный Сихотэ-Алинский разлом, который формирует региональный подземный сток [28]. На данной территории разлом проходит близко к Японскому морю (менее 50 км), и реки Максимовка и Амгу принадлежат к восточному склону Сихотэ-Алиня. По изотопии кислорода и водорода на горных реках восточного склона Сихотэ-Алиня можно выделять средние высоты областей питания, поскольку скорость добега на этих реках достаточно высокая и водосбор обычно ограничен двумя-тремя крупными притоками, формирующими основные ресурсы. Чем выше будет область загрузки, тем ниже значения  $\delta^{18}O$ . Повышение концентрации данного изотопа может свидетельствовать об обводнении зоны разгрузки, ведь очевидно, что в области выхода термальных вод не найдена коренная водная жила. Она разубоживается, разгружаясь через аллювий, что и отражают значения редокс-потенциала вод.

Об этом же могут свидетельствовать повышенные содержания трития.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог вышенаписанному, можно сформулировать следующие тезисы, касающиеся условий формирования термальных вод Амгинской группы, расположенной в северо-восточном Приморье:

1) Геолого-структурные особенности развития территории сформировали систему трещин и разломов для проникновения атмосферных вод на глубины до 2.5 км. Область питания располагается в пределах Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Область разгрузки связана с Амгинским разломом.

2) Зона транзита термальных вод, приуроченных к Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогенному поясу, не превышает первых десятков километров, что приводит к формированию вод специфического состава (низкоминерализованных, щелочных, гидрокарбонатных натриевых).

3) Концентрация специфических компонентов, характерных для кремнистых терм (лития, фтора, вольфрама и молибдена), определяется минералогией горных пород, через которые происходит питание и транзит термальных вод. При этом концентрации хлора и сульфата зависят от регионального стока и в условиях горно-складчатых областей минимальны.

4) При исследовании низкотемпературных термальных систем использование мультикомпонентной геотермометрии даёт более адекватные температуры глубинного резервуара по сравнению с методами классической геотермометрии.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №22-27-00664, <https://rscf.ru/project/22-27-00664/>.

Авторы выражают глубокую признательность директору ООО «Тёплый Ключ» Ю.В. Печенко за помощь в проведении полевых работ на месторождении Тёплый ключ. Авторы признательны двум рецензентам за замечания и надеются, что внесённые изменения значительно улучшили работу. Отдельные слова благодарности адресуются сотрудникам Приморского центра локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН: Н.В. Зарубиной, Е.В. Еловскому, Г.И. Горбач, Н.В. Хуркало, О.В. Сухановой и В.В. Гилёвой.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашурков С.В., Саньков В.А., Серов М.А., Лукьянов П.Ю., Гриб Н.Н., Бордонский Г.С., Дембелов М.Г. Современные деформации Амурской плиты и окружающих структур по данным GPS измерений // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 11. С. 2059–2070.

2. Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. М.: Геоминвод, 1968. 120 с.
3. Белянский Г.С. Отчет по объекту № 14 10 «Создание комплекта государственной геологической карты. 1:1 000 000. Лист L-(52) (Пограничный), 53 (оз. Ханка); К-(52) (Владивосток), (53) (Находка)». СПб., 2006. Кн. 2. 364 с.
4. Брагин И.В., Челноков Г.А. Геохимия термальных вод Сихотэ-Алиня. Газовый аспект // Вестн. ДВО РАН. 2009. № 4. С. 147–151.
5. Брагин И.В., Челноков Г.А., Харитонов Н.А. Новые изотопно-геохимические данные по термальным водам Тальского месторождения (Магаданская область) // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 6. С. 111–119.
6. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
7. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
8. Дубинская Г.А., Исупова Т.И., и др.\* Отчет о результатах работ по объекту «Поиски и разведка Теплоключевого месторождения термоминеральных подземных вод» в Тернейском районе Приморского края (по состоянию на 01.01.2018 г.). Отчет по участку «Теплый Ключ» за 2017–2018 годы.
9. Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация минеральных вод. М.: Недра, 1964. 167 с.
10. Касьян Е.Д., Грабко Л.И. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист L-53-24. Москва, 1981.
11. Кулаков В.В. Геохимия подземных вод Приамурья. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2011. 254 с.
12. Куликов Г.В., Жевлаков А.В., Бондаренко С.С. Минеральные лечебные воды СССР: Справочник. М.: Недра, 1991. 399 с.
13. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 168 с.
14. Лучанинова В.Н., Каргина А.П., Рудич В.П. Минеральные воды Приморского края // Вестн. ДВО РАН. 1992. № 3/4. С. 125–129.
15. Лямина Л. А., Харитонов Н. А., Расторгуев А. В., Челноков Г.А., Брагин И.В. Концептуальная модель формирования азотных термальных вод в кристаллических массивах пород (на примере месторождения Кульдур) // Вестн. Московского ун-та. Серия 4: Геология. 2022. № 2. С. 78–90.
16. Люснин А.М., Чернявский М.К., Посохов В.Ф. Условия формирования гидротерм Баргузинского Прибайкалья по данным микроэлементного состава // Геохимия. 2008. № 10. С. 1063–1072.
17. 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.
18. Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшие вертикальные движения южного Сихотэ-Алиня и характеристики самоподобия гидросети региона // Вестн. Московского ун-та. Серия 4: Геология. 2020. № 3. С. 25–36 <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2020-3-25-36>
19. Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшая тектоника северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий и её отражение в характеристиках самоподобия гидросети // Вестн. Московского ун-та. Серия 4: Геология. 2021. № 5. С. 19–30.
20. Харитонов Н.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Вах Е.А. Изотопный состав природных вод юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 75–87.
21. Челноков Г.А., Калитина Е.Г., Брагин И.В., Харитонов Н.А. Гидрогеохимия и генезис термальных вод источника Горячий ключ, Приморье (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 6. С. 99–110.
22. Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонов Н.А., Александров И.А., Ивин В.В., Челнокова Б.И. Геохимия и условия формирования Ульского термального источника (Охотоморское побережье, Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 2. С. 73–85.
23. Челноков Г.А., Брагин И.В., Харитонов Н.А. Новые изотопно-геохимические данные по Таватумским термальным водам (Магаданская область) // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 5. С. 104–114.
24. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 216 с.
25. Чудаев О.В., Чудаева В.А., Брагин И.В. Геохимия термальных вод Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 6. С. 73–81.
26. Чудаев О.В., Харитонов Н.А., Челноков Г.А., Брагин И.В. Гидроминеральные ресурсы Приморского края // Вестн. Дальневосточного отделения РАН. 2016. № 5. С. 11–20.
27. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Челноков А.Н., М. Эдмундс, П. Шанд, Минеральные воды Приморья (химический аспект), Владивосток: Дальнаука, 1999. 160 с.
28. Юшакин Е.П., Радчук П.И. Отчет по обследованию минеральных источников Приморского края, проведенному Владивостокской партией Артемовской экспедиции в 1961–1966 гг.
29. Apollaro C., Tripodi V., Vespasiano G., De Rosa R., Dotsika E., Fuoco I., Critelli S., Muto F. Chemical, isotopic and geotectonic relations of the warm and cold waters of the Galatro and Antonimina thermal areas, southern Calabria, Italy // Marine and Petroleum Geol. 2019. V. 109 P. 469–483. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.06.020>
30. Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V., Kharitonova N.A., Vysotsky S.V. Geochemistry of Thermal Waters of Continental Margin of Far East of Russia // Acta Geol. Sinica. 2016. 90 (1). P. 276–284. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12657>
31. Bragin I.V.; Zippa E.V.; Chelnokov G.A.; Kharitonova N.A. Estimation of the Deep Geothermal Reservoir Temperature of the Thermal Waters of the Active Continental Margin (Okhotsk Sea Coast, Far East of Asia) // Water. 2021. 13. 1140. <https://doi.org/10.3390/w13091140>
32. Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B.; Fault zone architecture and permeability structure // Geol. 1996. 24 (11). P. 1025–1028. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAA PS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAA PS>2.3.CO;2)
33. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. 133 (3465) 1702–1703.
34. Curewitz D., Karson J.A. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction // J. Volcanology and Geothermal Research. 1997. V. 79. P. 149–168.



- [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00027-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00027-9)
35. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. 16 (4). P. 436–468.  
<https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
  36. Fournier, R.O. A revised equation for the Na-K geothermometer // *Geothermal Resource Council Transactions*. 1979. V. 3. P. 221–224.
  37. Fronzi D., Mirabella F., Cardellini C., Caliro S., Palpacelli S., Cambi C., Valigi D., Tazioli A. The Role of Faults in Groundwater Circulation before and after Seismic Events: Insights from Tracers, Water Isotopes and Geochemistry // *Water*. 2021. 13. 1499. <https://doi.org/10.3390/w13111499>
  38. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2015.10.023>
  39. Kurita N., Yoshida N., Inoue G., Chayanova E.A. (2004), Modern isotope climatology of Russia: A first assessment // *J. Geophys. Research*. 2004. V. 109. D03102. <https://dx.doi.org/10.1029/2003JD003404>
  40. Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 358–371. <https://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2017.01.005>
  41. Pang Z.H., Reed M. Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: Problems and methods // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62 (6). P. 1083–1091. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00037-4)
  42. Spycher N., Peiffer L., Sonnenthal E.L., Saldi G., Reed M.H., Kennedy B.M. (2014) Integrated multicomponent solute geothermometry // *Geothermics*. 2014. V. 51. P. 113–123. <https://dx.doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.10.012>
  43. Wu J.T.-J., Wu J., Alexandrov I., Lapen T., Lee H.-L., Ivin V. (2022) Continental growth during migrating arc magmatism and terrane accretion at Sikhote-Alin (Russian Far East) and adjacent northeast Asia // *Lithos*. 2022. 432-433. 106891 <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106891>

*Рекомендована к печати О.В. Чудаевым*

после доработки 30.08.2023 г.

принята к печати 23.11.2023 г.

*I.V. Bragin, A.A. Pavlov, G.A. Chelnokov, V.Yu. Lavrushin, N.A. Kharitonova*

### **Composition and formation conditions of nitrogen-siliceous thermal waters of the Amga group (northeast of Primorsky krai)**

The article presents new data on the ionic, microcomponent and isotopic composition of thermal waters of the Amga group classified as sodium-bicarbonate waters characterized by low mineralization (up to 0.2 g/l), high contents of silica (up to 24 mg/l), lithium, tungsten and molybdenum, and pH = 8.5–9.7. The influence of neotectonics and Quaternary magmatism on the composition and conditions of formation of nitrogen-siliceous thermal waters is shown. Using  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  values in thermal and background waters, their atmogenic origin was proved, and the source area of mineral waters was identified. The calculated deep reservoir temperature of 77–81°C indicates the formation of resources in the crust at significant depths (as much as 2.5 km). The efficiency of using the multicomponent geothermometry method for low-temperature reservoirs is shown.

**Key words:** nitrogen-siliceous thermal waters, Far East of Russia, stable isotopes, multicomponent geothermometry, rare-earth elements, Amga, Teplyi Klyuch.