

**ГЕОХИМИЯ УГЛЕКИСЛЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ФАДЕЕВСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)**

Н.А. Харитонова¹, Г.А. Челноков¹, Е.А. Вах¹, А.А.Карабцов¹, Н.Н. Зыкин²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100-летия Владивостока, 159,
г. Владивосток, 690022, e-mail: tchenat@mail.ru,

²Московский государственный университет им. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991,
e-mail: nznz@yandex.ru

Поступила в редакцию 9 февраля 2008 г.

Проведено геохимическое изучение водовмещающих пород, подземных и поверхностных вод, а также сопутствующих газов Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод (Сихотэ-Алинь, Приморский край). Установлено, что формирование химического состава минеральных вод происходит в зоне активного водообмена на ограниченном участке зоны разгрузки, где в породах преимущественно калий-натриевого состава формируются гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 1.0 г/л. Расчеты индексов насыщения показали, что минеральные воды находятся на ранней стадии насыщения кальцием и недосыщены как по отношению к карбонатам, так и к алюмосиликатам. Основными факторами, влияющими на минерализацию вод, являются присутствие в воде избыточного количества углекислого газа и время циркуляции. Изучение изотопных соотношений кислорода и водорода воды указывают на атмосферный генезис водной компоненты ($\delta^2\text{H} = -117$; $\delta^{18}\text{O} = -15.4$ ‰), а изотопа углерода CO_2 – на мантийную природу углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} = -9,9$).

Ключевые слова: гидрогеохимия, изотопы, минерализация, взаимодействие вода–порода, гидрогеология, Приморский край.

ВВЕДЕНИЕ

Фадеевское месторождение углекислых минеральных вод расположено в верховьях ручья Ключ Иванов Чугуевского района Приморского края, в 10 км восточнее с. Булыга-Фадеево (рис. 1). Изучение источника минеральных вод было начато Е.П. Юшакиным в 1968 году при обследовании минеральных вод Приморья [8]. В последующие годы изучением месторождения целенаправленно никто не занимался, и дальнейшее исследование вод месторождения было продолжено только при проведении работ по региональной оценке ресурсов минеральных вод [3]. В 1999–2001 гг. на месторождении были проведены буровые работы, которые позволили определить геологические и гидрогеологические условия месторождения, изучить состав вод, газов и состав водовмещающих пород. На месторождении были опробованы 4 скважины, из которых в процессе бурения был произведен поинтервальный отбор керна. Месторождение изучено до глубины 100 м.

Проведенные исследования подземных вод, водовмещающих пород и газовой составляющей Фадеевского месторождения позволили определить физи-

ко-химические условия формирования и последующей эволюции минеральных вод при взаимодействии с водовмещающими породами, помогли оценить время циркуляции минеральных вод и установить генезис углекислого газа в водах месторождения, локализованного в пределах водораздельной части хребта Сихотэ-Алинь.

**ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Фадеевское месторождение углекислых минеральных вод находится в пределах Самаркинского террейна (рис. 1), вытянутого в северо-восточном направлении от южного побережья Приморского края до нижнего течения р. Амур полосой шириной до 100 км [1]. В составе террейна обнаружены юрские слоистые и хаотические терригенные образования, содержащие много аллохтонных пластин, глыб и обломков, являющихся фрагментами преимущественно позднепалеозойской и раннемезозойской океанической коры.

Месторождение приурочено к густой сети разнонаправленных разрывных нарушений. Наиболее значимой является система субширотных разрывов,

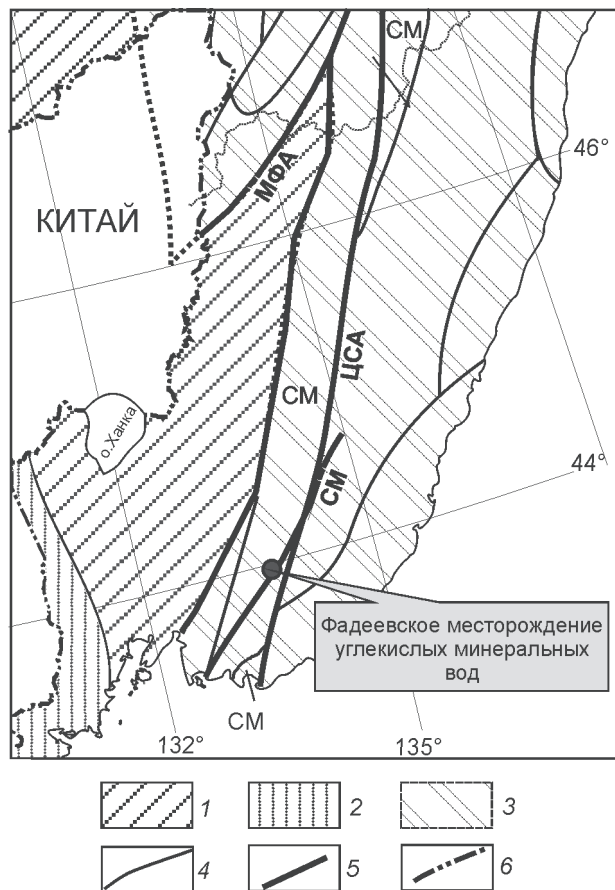


Рис. 1. Тектоническая карта южной части Дальнего Востока России [1] и местоположение Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод.

1 – раннепалеозойский супертеррейн; 2 – позднепалеозойский террейн; 3 – коллаж раннемеловых террейн, СМ – Самаркинский; 4 – границы террейн; 5 – главные разломы: ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), СМ – Самаркинский; 7 – граница Российской Федерации.

которые представлены мощными субвертикальными зонами дробления и наиболее отчетливо прослеживаются по долинам ручьев (в том числе и в руч. Ключ Иванов). Оперяющая их система разломов северо-западного простирания имеет подчиненное значение. К узлам пересечения этих двух основных систем разломов приурочены основные выходы углекислого газа в приповерхностную зону.

В гидрогеологическом отношении месторождение находится в пределах Сихотэ-Алинского гидрогеологического массива [2]. В районе месторождения широко распространены два водоносных подразделения: водоносный горизонт аллювиальных отложений четвертичного возраста (аQ) и водоносная зона вулканогенно-осадочных образований самаркинской

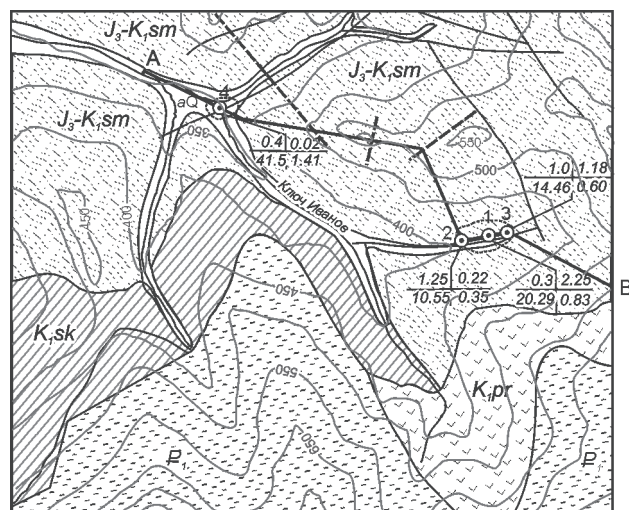


Рис. 2. Геолого-гидрогеологическая карта и схематический геолого-гидрогеологический разрез Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод.

1 – водоносный горизонт четвертичных аллювиальных отложений; 2 – слабопроницаемые и водоупорные четвертичные полигенетические отложения; 3 – водоносный горизонт вулканогенных образований нижнего палеогена; 4 – водоносный горизонт вулканогенных образований приморской серии нижнего мела; 5 – водоносный горизонт терригенных образований соколовской свиты нижнего мела; 6 – водоносный горизонт вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты верхней юры-нижнего мела; 7 – граница водоносных горизонтов и зон; 8 – граница распространения углекислых минеральных вод; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 10 – зоны дробления, сопровождающие разломы; 11 – гидрогеологические скв., цифры у знака: сверху номер, слева: в числителе – дебит, л/с, в знаменателе – понижение, м; справа: в числителе – содержание CO_2 , г/л; в знаменателе – минерализация, г/л; 12 – гидрогеологические скв. на разрезе, цифры у знака: сверху – номер, внизу – глубина скв., м; 13 – зеркало подземных вод; 14 – линия разреза.

свиты позднеюрско-раннемелового возраста (J_3 - K_1sm) (рис. 2).

Водоносный горизонт аллювиальных отложенных четвертичного возраста (aQ) (мощностью до 3.5 м) повсеместно распространен в долине руч. Ключ Иванов, протягивается сравнительно узкой полосой вдоль его русла и залегает первым от поверхности. Глубина залегания уровня изменяется по площади распространения горизонта от 0 (заболоченные участки) до 1.5–2.0 м. Водовмещающие породы представлены песками, гравийниками и валунами. Горизонт содержит в основном пресные воды невысокой минерализации и принимает ограниченное участие в формировании углекислых минеральных вод.

В пределах водоносной зоны вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты выделяют воды зоны экзогенной и эндогенной трещиноватости. Воды зоны экзогенной трещиноватости нерасчлененных вулканогенно-осадочных образований самаркинской свиты (J_3 - K_1sm) распространены повсеместно. Водовмещающие породы представлены трещиноватыми кремнистыми породами, песчаниками, алевролитами, риолитами. Интенсивная зона трещиноватости развита до глубины 30 м. Водоносная зона залегает первой от поверхности на склонах долины и водораздельных пространствах и второй – под водоносными аллювиальными отложениями ручья.

Ниже 30 м подземные воды в образованиях самаркинской свиты связаны с зонами эндогенной трещиноватости. Воды пресные с минерализацией 0.2–0.5 г/л, по составу углекислые, железистые, кремнистые. Минеральные воды были вскрыты скважинами в зонах разрывной тектоники на глубинах 30–100 м в зонах активного водообмена на локальных участках, куда по каналам поступает газ (рис. 2). Излив минеральных вод на поверхность обусловлен повышенным напором сопутствующего газа и проявлен в верховьях руч. Ключ Иванов. Дебит естественного родника минеральных вод в ненарушенных условиях составляет 0.15 л/с.

Биолокационными исследованиями были выделены две площадки развития минеральных вод, не имеющие гидравлической связи. Первая площадка размером (с учетом купола растекания) 240 м × 100 м находится в районе источника Иванов, а вторая площадка размером 100 м × 70 м расположена вниз по долине ручья. Исследования были заверены бурением: на первой площадке пробурено 3 поисковые скважины (1-3), а на второй одна (4).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При исследовании химического состава вод месторождения были использованы как собственные данные, так и литературные. При отборе проб воды нестабильные параметры (рН, Eh, температура, окисляемость) измерялись на месте отбора, там же проводился сокращенный полевой анализ, включающий определения NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , CO_2 , NH_4^+ . Пробы для анализа на катионы фильтровались через целлюлозный фильтр (0.45 μ m) и подкислялись азотной кислотой до рН 2. Пробы для анализа на анионы после фильтрации без подкисления отбирались в полиэтиленовые бутылки. Пробы для анализа на стабильные изотопы ($\delta^{18}O$, δ^2H) отбирались в стеклянную посуду.

Пробы спонтанно выделяющегося газа отбирались в стеклянные пробирки, либо стеклянные контейнеры методом замещения. Состав газа определялся методом газовой хроматографии, а изотопный состав углекислого газа ($\delta^{13}C$) – на масс-спектрометре в МГУ, г. Москва.

Детально были изучены водовмещающие породы, полученные при бурении скважин. Наиболее полно изучен керн скв. 2 на глубинах: 15, 22, 30, 45, 50 и 60 м. Из скв. 1 и 4 было изучено по два образца керна: с глубины 8 и 40 м и 35 и 45 м, соответственно. Из скв. 3 был изучен керн с глубины 10 м. В процессе исследования были выполнены: классический химический, спектральный, рентгенофазовый и электронный микронзондовый химический анализы (Jeol, JXA-8100). Основные катионы и микроэлементы также проанализированы с использованием плазменно-оптической эмиссионной спектрометрии (ICP-AES, Plasmaquant-110). Для определения минерального состава и структуры пород применялась световая микроскопия (Amplival).

Моделирование реакции взаимодействия водопорода, а также расчет индексов насыщения минералов в водах был произведен с использованием программ комплекса Aquachem 5.1 [9].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Результаты исследования водовмещающих пород месторождения Фадеевское показали, что породы представлены четырьмя типами: гранит-порфиры; песчаники и алевролиты; кремни и кварц; гидротермально измененные риолиты. В верхних частях разреза широко распространены глины. Большая часть разреза водовмещающих пород месторождения (до глубины 70 м) представлена гранит-порфирами.

Порфировая структура пород обусловлена наличием вкрапленников преимущественно высокотемпературного кварца и таблицами полевого шпата размером от 0.5 до 5 мм. Количество вкрапленников в различных образцах остается практически постоянным. Кварц во вкрапленниках представлен преимущественно идиоморфными зернами, иногда корродированными основной массой и имеющими реакционные кварц-щелочнополевошпатовые каймы (рис. 3). Анализ химического состава вкрапленников полевого шпата показывает, что он представлен чистым ортоклазом, иногда с небольшой примесью натрия (до 0.5 вес.% Na_2O). В зернах ортоклаза довольно часто наблюдаются выщелоченные участки с частично замещенными глинистыми минералами исходным минералом (табл. 1), реже – зоны с полностью трансформированным первичным минералом. Детальные исследования участков показали, что новообразованный минерал является каолинитом (Al_2O_3 до 36 вес.%, SiO_2 до 45 вес.%). Основная масса гранитпорфиров сложена мелкозернистыми выделениями кварца и калиевого полевого шпата (ортоклаза) с размерами 0.01–0.1 мм (рис. 3 Б). Микрозондовый анализ основной массы позволил установить, что калиевый полевой шпат представлен практически чистым ортоклазом с небольшой примесью железа (до 0.2 вес.% FeO) и магнезия (до 0.75 вес.% MgO) (табл. 1). Темноцветные минералы в породе составляют не более 5% и практически повсеместно полностью замещены глинистыми минералами: каолинитом (рис. 3Б, В) и смектитом (табл. 1). Акцессорные минералы в породе представлены единичными изоморфными короткопризматическими кристаллами циркона, кубиками пирита, призмами и иголками апатита и рутила (рис. 3А). Достаточно часто в породах отмечается наличие отдельных агрегатов монацита, содержащих в своем составе значительные количества редкоземельных элементов.

Ниже по разрезу на глубине 70 м водовмещающие породы представлены гидротермально-измененными риолитами с массивной текстурой и порфировой структурой. Проведенные исследования показывают, что первичные минералы в породе практически не сохранились во вкрапленниках, а также в основной массе. Вкрапленники плагиоклаза размером от 0.1 до 5 мм были замещены агрегатами гидрослюда, а темноцветных минералов – хлоритом и сидеритом. Были обнаружены только остатки частично деанортитизированного плагиоклаза и кварца. Акцессорные минералы представлены призмами апатита.

Кварцевые жилы, кремни, песчаники и алевролиты распространены в разрезе неравномерно и в не-

значительных количествах. Кремни сложены крупнокристаллическим кварцем с круглыми теньевыми образованиями диаметром до 0.2 мм, бывшими скелетами радиолярий. Породы пересечены прожилками кварца мощностью от долей мм до 1–2 мм.

Песчаники представлены мелкозернистыми (0.1–0.2 мм) кварц-полевошпатовыми разновидностями, с поровым цементом. Цемент и частично полевые шпаты замещены кварцем, хлоритом с примесью гидрослюда. Субпараллельные прожилки мощностью 0.01–0.1 мм представлены кварцем, ортоклазом, хлоритом и мусковитом. В песчаниках встречаются глинистые брекчии. Они состоят из зерен обломочного кварца (0.1–0.2 мм), заключенных в основной массе из гидрослюда (серицита), глинистых минералов (монтмориллонита) с примесью лимонита.

Химический анализ изученных водовмещающих пород (табл. 2) показывает, что содержание SiO_2 в них варьирует от 52.32 мас.% (на глубине 70 м) до 59.95 (на глубине 15 м). Породы содержат значительное количество железа. Кварцевые порфиры содержат от 1 до 4 мас.%, а песчаники до 6 мас.% железа, в пересчете на оксиды. Стоит отметить, что в гидротермально измененных отложениях окисное железо (Fe_2O_3) резко преобладает над закисным (FeO), и его концентрация достигает 6.82 мас.% (образец с глубины 10 м) (рис. 4). В то же время, в невыветрелых породах содержание FeO резко превалирует над содержанием Fe_2O_3 , иногда более чем в 5 раз. Резкое превалирование закисной формы железа над окисной в сильно выветрелых водовмещающих породах вызвано, главным образом, наличием в них лимонита, гетита и других минералов трехвалентного железа.

Изученные водовмещающие породы месторождения относятся к группе щелочных. Значение показателя $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ колеблется в диапазоне от 0.19 до 6.98 мас.%. При этом калий в породе резко превалирует над натрием, что подтверждается минеральным составом пород. В породах отсутствуют минералы, в которых натрий являлся бы основным компонентом. Натрий был обнаружен только в качестве примеси в решетке ортоклаза, причем содержание Na_2O в минерале не превышает 2 мас.%.

Характерной особенностью химического состава изученных пород является практически полное отсутствие кальция, максимальное содержание которого составляет всего 1.27 мас.%. При петрографическом и минералогическом изучении пород в их составе не были выявлены кальцийсодержащие минералы.

Геохимические особенности водовмещающих пород месторождения определяются в первую оче-

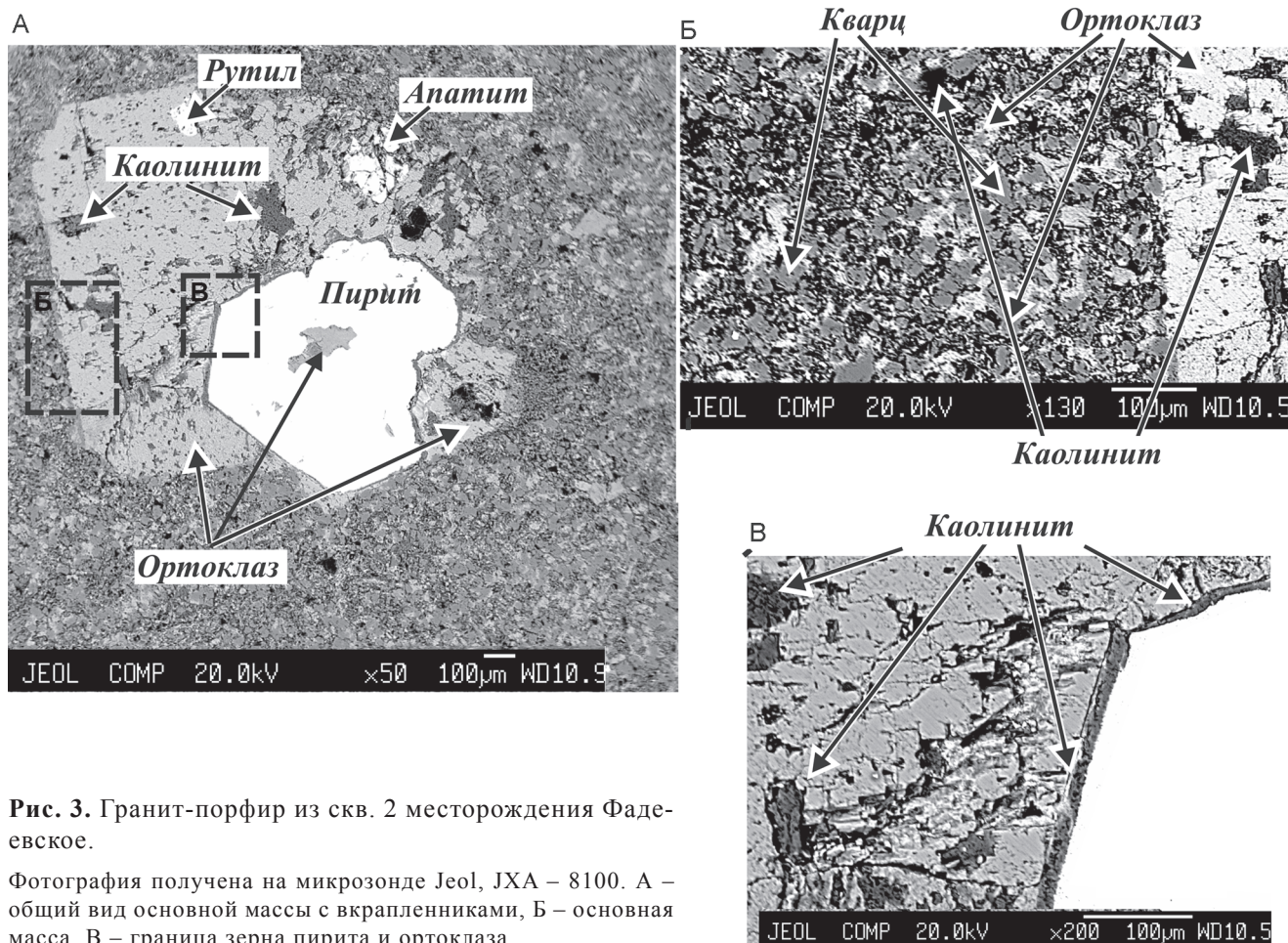


Рис. 3. Гранит-порфир из скв. 2 месторождения Фадеевское.

Фотография получена на микросонде Jeol, JXA – 8100. А – общий вид основной массы с включениями, Б – основная масса, В – граница зерна пирита и ортоклаза.

редь обогащением их барием (табл. 2). Максимальные концентрации бария обнаружены в образцах, содержащих значительное количество глинистых минералов (глуб. 10 м), а содержание элемента в остальных пробах в общем сопоставимо с содержанием бария в низкокальциевых гранитах [10]. Содержание никеля в неизмененных водовмещающих породах месторождения достигает 30 мг/кг, что выше, чем в низкокальциевых гранитах. В сильно выветрелых породах концентрации никеля почти в 4 раза выше, чем в свежих, и такая высокая концентрация элемента характерна для глинистых минералов [10]. Содержание лития для невыветрелых пород месторождения сопоставимо с концентрациями этого элемента в гранитах, а в измененных породах содержание этого элемента увеличивается почти в 2 раза, что, видимо, вызвано присутствием большого количества глин в породе, которые, как известно, обладают способностью концентрировать литий.

Содержание циркония в породах варьирует от 43 до 150 мг/кг, что в общем характерно для грани-

тов. Концентрация стронция в среднем составляет 200 мг/кг и характерна для пород, обогащенных глинистыми минералами.

ГЕОХИМИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Поверхностные воды. Основным поверхностным водотоком территории является ручей Ключ Иванов. Площадь его водосбора составляет всего 20 км². Руч. Ключ Иванов имеет непостоянный сток и является временным водотоком: летом – пересыхает, зимой – перемерзает. Расход ручья в обычный период небольшой, всего 10–15 л/с, однако в паводки он многократно увеличивается. Модуль поверхностного стока составляет 2–3 л/с с квадратного километра. По составу воды ручья являются гидрокарбонатными со смешанным катионным составом (табл. 3, рис. 5).

Из катионов преобладают кальций, натрий и магний. Химический состав воды ручья в определенной мере наследует черты атмосферных осадков.

Таблица 1. Химический состав минералов (оксиды, вес.%).

Минералы	Na	Mg	Al	Si	P	S	K	Ca	Ti	V	Fe	Nb	La	Ce	Сумма
			37.41	47.54											84.95
Каолинит		0.65	33.51	48.99			6.5				1.57				91.21
		0.37	35.06	45.86			0.86				0.87				83.02
		0.38	34.63	45.77			3.13		0.38		0.93				85.23
Смектит		4.26	20.35	54.9		4.83		4.36			2.17				90.87
Глинистые минералы		0.81	29.77	47.58			10.54				3.66				92.35
		3.66	24.62	62.87				1.6			1.45				94.19
Ортоклаз			17.74	63.11			16.57								97.42
	0.38		17.92	64.97			16.89								100.15
			17.74	63.44			16.8								97.98
Апатит					42.73			53.87					0.77	1.08	98.45
Рутил				0.65			0.2		87.14	0.82	1.55	5.28			95.64
Кварц				101.1											101.1

Примечание. Анализы выполнены на микронзонде Jeol. JXA-8100, оборудованном аналитической приставкой – энерго-дисперсионным спектрометром INCA x-sight Oxford Instruments в ДВГИ ДВО РАН.

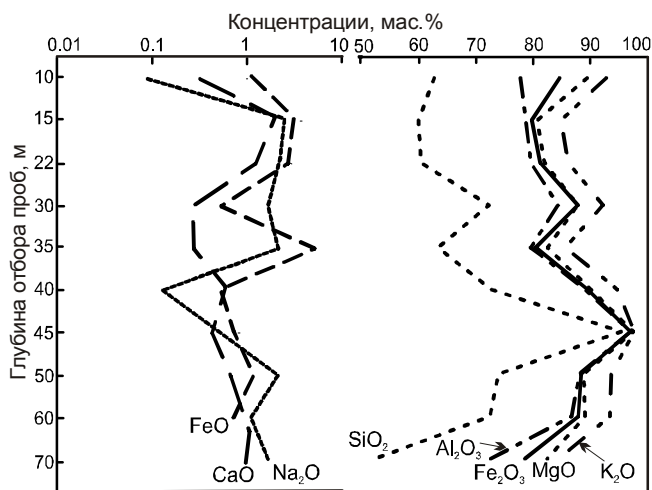


Рис. 4. Вариации химического состава водовмещающих пород Фадеевского месторождения на различных глубинах.

Воды имеют низкую минерализацию (до 240 мг/л) и pH 5.5–6.8. Анализ сезонных вариаций в составе поверхностных вод показывает, что максимальная минерализация воды, а также концентрации гидрокарбонат-иона, кальция и натрия наблюдаются весной, в марте, в период начала таяния снежного покрова. В это же время снижаются pH воды с 6.8 до 5.5 и содержания магния, сульфат-иона и хлор-иона.

Пресные подземные воды. Пресные подземные воды приурочены к зонам выветривания, дробления и трещиноватости вулканогенно-осадочных пород верхней толщи самаркинской свиты и распространены повсеместно. Воды напорные. По химическому составу данные воды являются гидрокарбонатными натриевыми, кальциевыми, с повышенным содержанием кремния (рис. 5). Воды имеют низкую концент-

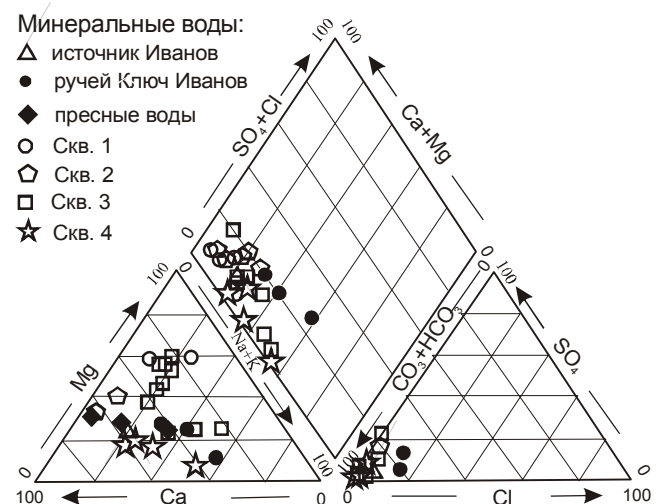


Рис. 5. Соотношение основных ионов в подземных и поверхностных водах месторождения Фадеевское.

рацию солей (не более 0.1–0.2 г/л), что вызвано активным водообменном.

Минеральные воды. Для изучения гидрохимического разреза, выяснения особенностей распределения минеральных вод был произведен поинтервальный отбор проб. Шаг интервала опробования составлял 25–40 м и контролировался размерами трещиноватости водовмещающих пород, мощностью зоны кольматации верхнего интервала. Анализ химического состава вод показывает, что вскрытые скважинами минеральные воды имеют довольно низкую для углекислых минеральных вод Приморской области концентрацию солей 0.2–0.5 г/л, однако они содержат достаточно много свободной углекислоты. Концентрация свободного углекислого газа в водах отличается не только на различной глубине, но и по

Таблица 2. Химический состав (в мас.%) водовмещающих пород Фадеевского месторождения.

Компоненты	Глубина отбора проб, м									
	10	15	22	30	35	40	45	50	60	70
SiO ₂	62.7	59.95	60.40	72.25	63.39	72.58	95.35	73.90	72.45	52.32
TiO ₂	1.63	0.36	0.86	0.12	1.39	0.27	0.25	0.18	0.17	3.14
Al ₂ O ₃	15.06	18.74	19.19	12.10	16.16	16.44	1.60	14.17	14.23	20.24
Fe ₂ O ₃	6.82	1.05	1.66	3.42	0.87	0.44	0.00	0.32	1.19	5.99
FeO	1.02	3.79	3.07	0.68	5.15	0.66	0.84	1.17	0.72	-
MnO	0.09	0.23	0.33	0.16	0.31	0.02	0.02	0.05	0.06	0.09
MgO	4.82	0.94	0.71	0.00	2.08	0.55	0.53	0.43	1.19	3.9
CaO	0.32	1.27	1.10	0.28	0.30	0.74	0.48	0.90	1.06	0.97
Na ₂ O	0.09	2.83	2.72	2.12	2.13	0.13	0.00	2.12	1.10	1.68
K ₂ O	3.33	4.15	4.18	4.40	3.11	4.66	0.19	4.77	4.33	1.98
P ₂ O ₅	0.17	0.38	0.37	0.00	0.15	0.11	0.06	0.19	0.10	0.4
H ₂ O ⁻	-	0.00	0.34	0.20	0.30	0.00	0.00	0.00	0.20	-
H ₂ O ⁺	-	4.95	4.80	3.79	4.20	3.49	0.84	2.05	2.82	-
S	0.23	-	0.32	-	-	0.33	-	-	-	0.034
Cl	0.006	-	0.006	-	-	0.002	-	-	-	0.007
Ni	170	-	30	-	-	12	30.3	-	-	89
Pb	2.4	-	26	-	-	20	21.3	-	-	2.7
Zn	120	-	160	-	-	36	91.9	-	-	150
Cu	66	-	16	-	-	5.2	56.1	-	-	150
As	130	-	14	-	-	6.2	17.42	-	-	16
Cr	390	-	40	-	-	3.5	76.2	-	-	250
Li	93	-	46	-	-	18	15.7	-	-	77
Ba	1900	-	720	-	-	230	402	-	-	690
Sr	200	-	290	-	-	52	107	-	-	230
V	260	-	100	-	-	<2	-	-	-	440
Co	48	-	24	-	-	2.5	-	-	-	34
Zr	89	-	140	-	-	43	-	-	-	150

Примечание. “-” – элемент не определялся. Концентрации микроэлементов приведены в мг/кг.

Таблица 3. Репрезентативные химические анализы поверхностных и подземных вод Фадеевского месторождения минеральных вод.

	Точка отбора пробы	Интервал отбора проб, м	Тип воды	Дебит, л/с	Коэффициент водо-проводимости, м ² /сут	pH	мг/л					
							Сумма минеральных веществ	Сухой остаток	Na	K	Ca	
1	Скв.1	5–30	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃	0.42	2.3	6.60	347.8	269	3.00	-	47.10
2	Скв.1	30–60	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃	0.30	3.2	6.10	2468	1736	30.60	0.60	16.00
3	Скв.1.	30–60	Мин.	Ca-Mg-HCO ₃	0.30	3.2	6.06	831.98	456	16.84	1.79	60.12
4	Скв.2	7–30	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	0.50	4.9	6.20	391.60	302	23.70	0.60	31.68
5	Скв.2	30–70	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	1.25	18	5.90	346.10	267	14	1.12	24.00
6	Скв.2	30–70	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	1.25	18	6.11	559.89	431	13.07	0.97	24.05
7	Скв.2	30–70	Мин.	Ca-Mg-HCO ₃	1.25	18	5.70	512.3	365	4.40	0.6	24.00
8	Скв.3	7–30	Мин.	Na-Ca- HCO ₃	0.50	3.0	5.85	543.20	375	47.60	-	32.10
9	Скв.3	30–50	Мин.	Mg-Ca-HCO ₃	1.00	5.7	5.76	491.99	383	18.1	1.25	30.1
10	Скв.4	11–50	Мин.	Ca-Na-HCO ₃	1.00	4.5	7.2	1028.7	781	58.6	0.6	146
11	Скв.4	50–90	Мин.	Ca-Na-HCO ₃	0.40	1.8	7.4	1409.3	1065	123.5	2.11	168.3
12	Скв.4	50–90	Мин.	Ca-Na-HCO ₃	0.40	1.8	6.45	1658.0	1229	220	0.6	152.3
13	Источник	излив	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃			5.35	388.1	291.46	14.2	1.03	45.1
14	Источник	излив	Мин.	Ca-Mg- HCO ₃			5.1	280.6	213.58	13.3	0.6	30.1
15	Ручей Иванов Ключ		Пресная	Ca-Na-Mg- HCO ₃			5.5	68.6	50.22	14.3	0.6	19.3
16	Ручей Иванов Ключ		Пресная	Ca-Na-Mg- HCO ₃			5.75	81.7	59.26	13.1	0.6	5

Таблица 3. (Продолжение).

	мг/л										мкг/л			
	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₂ св	SiO ₂	F	Sr	Mn	Fe ²⁺	Li	Al	Cu	Zn
1	16.40	5.3	6.00	225.80	16.70	32.31	-	0.5	-	25.1	8	-	-	-
2	38.90	45.4	12	1661.7	1177.00	17.69	0.12	-	-	61.38	-	50-	-	-
3	66.88	0.70	30.00	561.20	2253.10	61.54	0.11	0.5	1.40	7.35	-	100	-	10
4	12.00	6.40	32.50	207.5	55.40	50.0	-	-	-	30.0	-	78	35	12
5	18.80	2.8	12.00	221.3	216.00	44.62	0.15	0.16	1.2	14.5	-	74	30	60
6	21.89	1.40	30.00	195.20	658.80	53.85	0.12	0.5	0.80	0.87	-	71	2	20
7	10.90	4.30	6.00	189.20	189.20	30.77	0.15	-	-	22.80	-	72	5	20
8	13.40	8.50	6.00	323.40	440.00	69.23	0.64	0.16	1.26	16	-	82	3	-
9	23.15	9.90	4.00	280	2775	76.92	0.48	1.0	1.21	33.4	30	98	16	10
10	27	8.5	6	732	29.00	34.62	0.53	-	-	4.5	-	50	150	-
11	36.48	2.8	4	1012	16.93	46.15	0.53	2.1	0.35	0.46	-	-	-	100
12	14.6	4.3	2	1189	79.2	33.08	-	1.33	0.7	24	-	120	4	4
13	9.2	9.9	8	219.7	774.4	53.85	-	-	-	15	-	42	-	-
14	7.3	4.3	6	164.8	1293.6	38.46	0.5	-	-	5	-	-	-	-
15	7.3	5.7	4	42.7	61.6	21.54	-	-	-	0.2	-	-	-	-
16	0.61	7.1	4	36.6	6.2	11.54	-	-	-	0.1	-	-	-	-

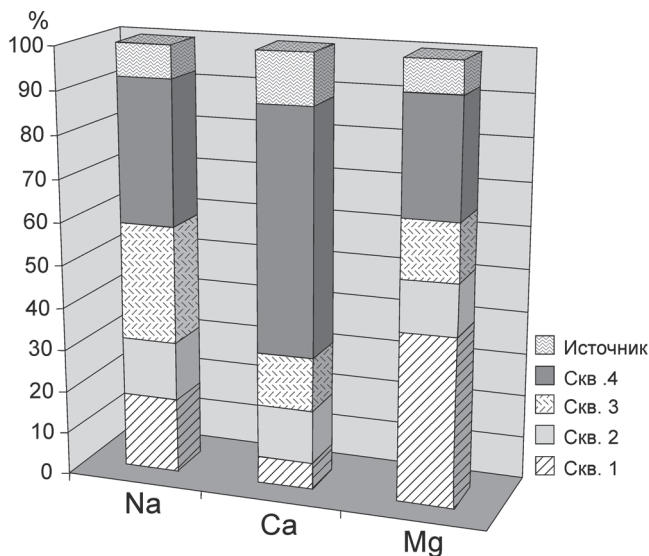


Рис. 6. Соотношение основных катионов в минеральных водах месторождения Фадеевское.

площади (табл. 3). Из четырех скважин, вскрывающих минеральные воды на месторождении, самое низкое содержание углекислого газа отмечено в скв. 4, его значение не превышает 80 мг/л, а максимальное значение свободной углекислоты (до 2253 мг/л) было установлено в скв. 1 в интервале глубин 30–60 метров.

По анионному составу воды всех четырех скважин являются гидрокарбонатными, однако содержание HCO_3^- в скважинах различно. Самая высокая концентрация гидрокарбонат-иона (1162 мг/л) была определена в пробе, отобранной в феврале 2000 г. из скв. 1, а самая низкая (189 мг/л) – в пробе, отобранной в марте 2001 г. из скв. 2. По концентрациям основных катионов минеральные воды скважин также сильно отличаются. Наибольшая концентрация Na^+ наблюдается в водах скв. 4, в то время как в источнике содержания этого элемента почти в три раза ниже. Самое высокое содержание кальция (до 168 мг/л) отмечено в водах скв. 4, а самое низкое – в водах скв. 1 (до 16 мг/л). Концентрации магния так же сильно варьируют от скважины к скважине, и наибольшие значения (до 66.8 мг/л) обнаружены в водах скв. 1, а наименьшие (7.3 мг/л) – в источнике. На рис. 6 приведена гистограмма, иллюстрирующая характер соотношения главных катионов в составе подземных вод.

Геохимический тип углекислых минеральных вод месторождения Фадеевское в изученных скважинах также достаточно сильно различается между собой (табл.3). Магниево-кальциевый гидрокарбонатный тип минеральных вод характерен для скважин 1, 2 и 3, а гидрокарбонатный кальциево-натриевый тип – для скв. 4. Минеральная вода из источ-

ника месторождения относится к кальциево-магниевому гидрокарбонатному типу.

Сопоставление концентраций гидрокарбоната и ионов натрия (рис. 7А) и кальция (рис. 7Б) показывает, что обогащение минеральных вод этими компонентами практически напрямую зависит от содержания в воде HCO_3^- , которое, в свою очередь, пропорционально парциальному давлению CO_2 в системе. Именно поступление в подземные воды CO_2 определяет существование реакции $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$.

Минеральные воды рассматриваемого месторождения в целом являются железистыми. Однако, как и для других компонентов, концентрация ионов железа в составе вод сильно меняется по площади. Наибольшие концентрации двухвалентного железа, до 45.56 мг/л, были отмечены в воде из скв. 3, наименьшие – в воде из скв. 4. Выявлено, что в воде скважин 1 и 2 устанавливается прямая зависимость между содержаниями в воде двухвалентного железа и хлор-иона. Для остальных двух скважин такой закономерности не обнаружено.

Характерной особенностью химического состава минеральных вод месторождения Фадеевское является наличие высоких концентраций SiO_2 (17–69 мг/л), что нетипично в целом для минеральных вод других проявлений Приморской провинции. Повышенное содержание кремния в воде, видимо, вызвано достаточно быстрым его выщелачиванием из цемента пород.

В составе минеральных вод месторождения отмечаются крайне низкие содержания микрокомпонентов (Cu, Zn, Mn, Al и др.) (табл. 3) по сравнению с водовмещающими породами. Данный факт вызван,

скорее всего, высокой скоростью водообмена вод месторождения, т.е. малым временем взаимодействия в системе вода-порода.

Для установления зависимости между содержаниями макрокомпонентов, а также pH и минерализации была проведена статистическая обработка результатов химических анализов минеральных вод. Для каждой скважины была составлена и обработана отдельная выборка по составу вод, поскольку минеральные воды рассматриваемого месторождения в скважинах сильно отличаются друг от друга по своему геохимическому типу.

Анализ результатов показывает, что для скв. 1 положительные корреляционные связи наблюдаются между содержаниями Fe^{2+} и Cl^- , HCO_3^- и Cl^- , Na^+ и HCO_3^- , Fe^{2+} и HCO_3^- , а также между минерализацией воды и концентрациями Cl^- , Fe^{2+} и HCO_3^- .

Для минеральных вод скв. 2 положительная корреляция с высоким корреляционным коэффициентом (выше 0.87) отмечается между содержаниями в водах ионов магния и натрия, сульфат-иона и натрия, сульфат-иона и магния, двухвалентного железа и хлора, кремния и гидрокарбонат-иона, минерализацией и количеством гидрокарбонат-иона, минерализацией и содержанием кремния. Отрицательная корреляция с высоким корреляционным коэффициентом наблюдается для ионов натрия и хлора, магния и хлора, железа и магния, сульфата и хлора, сульфата и двухвалентного железа, углекислого газа и pH.

Для минеральных вод скв. 3 характерна другая картина корреляционных связей между компонентами в составе минеральных вод. Выявлена только одна положительная корреляционная зависимость (с достаточно умеренным коэффициентом корреляции

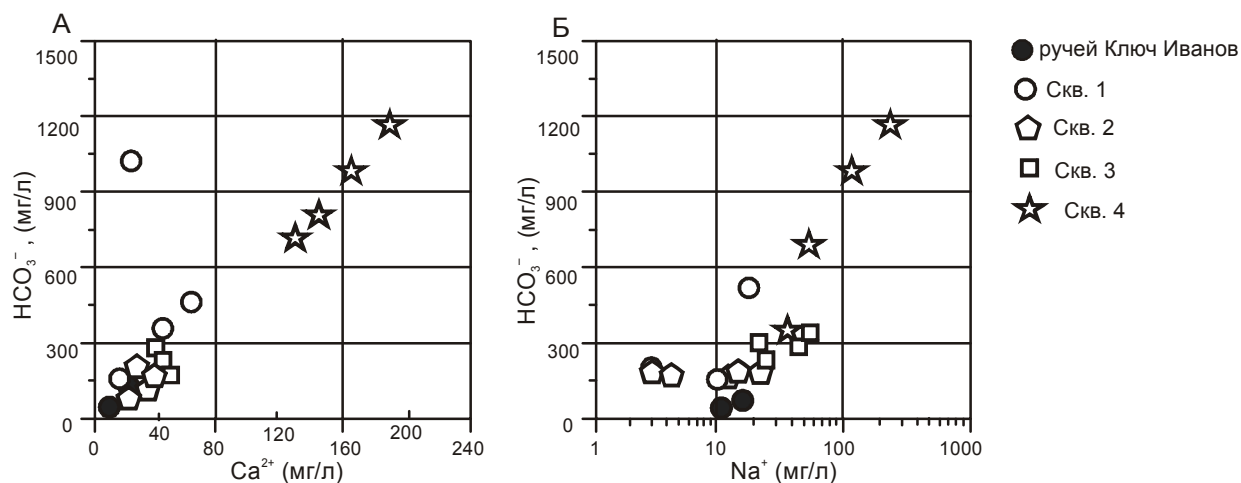


Рис. 7. Зависимость концентрации в минеральных водах иона кальция (А) и иона натрия (Б) от концентрации гидрокарбонат-иона.

0.7) между концентрациями в воде гидрокарбонат-иона и иона натрия. Следует также обратить внимание на наличие отрицательной связи между концентрациями в составе вод ионов хлора и углекислоты. Между остальными компонентами минеральных подземных вод особо значимых зависимостей в характере изменения концентраций не отмечается.

Характер взаимосвязей компонентов в минеральных водах скв. 4 в целом похожи на взаимоотношения компонентов в воде скв. 1. Здесь также отчетливо устанавливается положительная корреляция, с достаточно высоким коэффициентом корреляции (выше 0.83), между такими компонентами, как HCO_3^- и минерализация; HCO_3^- - Na^+ ; Na^+ - CO_2 ; Fe^{2+} - Cl^- и отрицательная корреляция pH - CO_2 . Некоторые особенности минеральных вод скв. 4 обусловлены наличием устойчивых корреляционных связей между концентрациями в воде ионов магния и минерализацией вод ($r = 0.97$), содержаниями Fe^{2+} и Cl^- ($r = 0.96$); Fe^{2+} и CO_2 ($r = 0.99$).

Наличие таких тесных положительных корреляций для ряда компонентов в минеральных водах скважин позволяет сделать вывод о том, что минерализация вод, как минимум, в трех скважинах из четырех (1, 2 и 4) напрямую зависит от содержания в воде гидрокарбонат-иона и на ее значения практически не влияют концентрации в воде катионов. Данный факт подтверждает высказанное выше предположение, что минеральные воды месторождения Фадеевское являются водами очень быстрой циркуляции и, соответственно, почти не успевают насыщаться солевыми компонентами при взаимодействии вода-порода-газ.

Геологическое и гидрогеологическое строение месторождения также подтверждает это предположение. Область распространения минеральных вод естественным образом вписывается в общую картину формирования подземных пресных вод участка. Минеральные углекислые воды как бы замещают часть подземных вод, образуют с ними единый поток, имеют такое же направление, расход и основные источники формирования ресурсов, за исключением химического и газового состава.

Нами впервые проведены изотопные исследования водной фазы месторождения минеральных вод

Фадеевское. Изотопные данные $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ минеральных вод очень хорошо согласуются с данными по другим месторождениям Приморья и показывают, что исследованные воды – инфильтрационные, атмосферные (рис. 8).

Газовая фаза. Состав свободно выделяющегося газа и данные по его изотопному составу представлены в табл. 4. Минеральные воды содержат от 0.5 до 1.6 г/л углекислоты. В центральной части области за счет выделения спонтанного газа наблюдается повышенный напор. Рассчитанное парциальное давление углекислого газа для минеральных вод составляет 0.7 бар, а для пресных подземных – 0.1 бар.

Свободный газ представлен углекислым газом и азотом, с незначительными примесями метана и кислорода. Азот имеет атмосферное происхождение, а небольшие концентрации углеводородов могут быть вызваны процессами преобразования органического вещества в толще пород.

Изотопия углерода ($\delta^{13}\text{C}$, ‰) показывает, что углекислый газ имеет глубинное мантийное происхождение. Изучение генезиса углекислого газа минеральных вод Приморья [3–5] подтверждают данный вывод. Значение изотопа $\delta^{18}\text{O}$ из углекислого газа также легче изотопа $\delta^{18}\text{O}$ воды, что указывает на их

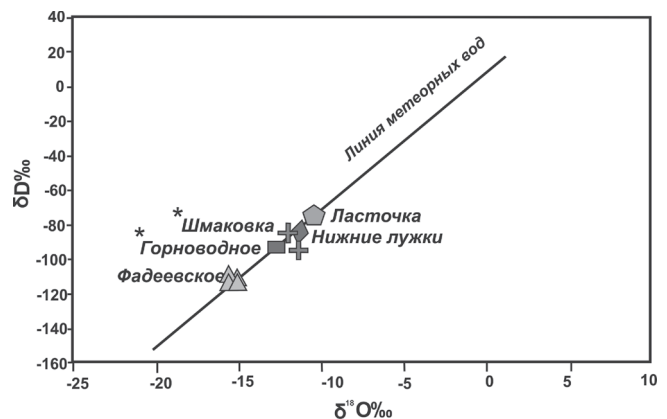


Рис. 8. Соотношение изотопов кислорода и водорода на месторождениях углекислых минеральных вод Приморского края.

* – данные взяты из работы Чудаевой В.А. с соавторами [5].

Таблица 4. Состав попутного газа Фадеевского месторождения минеральных вод.

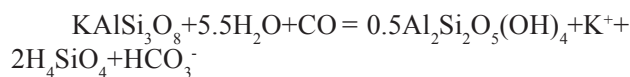
Месторождение	Дата отбора	CO_2 , %	O_2 -Ar, %	N_2 , %	CH_4 , %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}(\text{CO}_2)$, ‰
Фадеевское*	03.08.2001 г.	98.84	0.17	0.99	0.0001	-	-
Фадеевское	26.02.2008 г.	97.10	0.28	2.59	0.0027	-9,9	-23

* – данные Челнокова А.Н.

различный генезис, а также малое время взаимодействия порода–газ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основными породообразующими минералами Фадеевского месторождения являются алюмосиликаты, которые в процессе выветривания могут поставлять в подземные воды практически все макро- и микрокомпоненты. Проведенные расчеты индексов насыщения основных породообразующих минералов показывают (табл. 5), что все исследованные воды, за исключением минеральных вод из скв. 4, недосыщены по отношению к основным породообразующим минералам и пересыщены по отношению к вторичным минералам, которые образуются в результате взаимодействия вода–порода (каолинит, монтмориллонит и т.д.). Наибольшая степень неравновесности наблюдается в системе вода–анортит, меньшая – в системе вода–альбит, самая низкая отмечается в системе вода–калиевый полевой шпат. Однако, поскольку в породах основным породообразующим минералом является калиевый полевой шпат, то именно растворение этого минерала приводит к обогащению подземных вод основными катионами, причем присутствие углекислого газа при реакции играет решающую роль в скорости его растворения [9]. Подземные воды растворяют первичные алюмосиликаты с образованием глинистых продуктов соответственно реакции:



Стоит отметить, что процесс растворения калиевого полевого шпата протекает непрерывно и, видимо, достаточно быстро, поскольку постоянное поступление CO₂ в воду обеспечивает неравновесное состояние системы и способствует сохранению разности химических потенциалов.

Несмотря на то, что натрия в породах содержится в два раза больше, чем кальция, и оба эти элемента входят в структуру полевых шпатов, подземные воды являются преимущественно кальциевыми. Данный факт вызван, вероятно, тем обстоятельством, что воды месторождения имеют достаточно интенсивный водообмен, малое время взаимодействия с водо-вмещающими породами и находятся на начальном этапе насыщения карбонатными минералами. Согласно работам С.Л. Шварцева [6], формирование содовых вод происходит после насыщения вод карбонатами, когда накопление в воде кальция начинает замедляться и натрий будет аккумулироваться. Стоит, однако, отметить, что процесс накопления в водах месторождения кальция затруднен, поскольку водо-вмещающие породы бедны этим элементом (не более 1.2 мас. %). Вероятно, поступление кальция в воду происходит в результате растворения плагиоклаза, однако концентрации этого элемента там очень незначительны (табл. 1), собственных же минералов кальция, способных легко отдавать компонент в раствор, обнаружено не было.

Таблица 5. Рассчитанные индексы насыщения минералов в поверхностных и подземных водах Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод.

Место отбора проб		ручей Иван ключ	скв.1	скв.2	источник	скв.1	скв.2	скв.3	скв.4
Тип воды		пресная			минеральная				
Ионная сила		0.002	0.006	0.006	0.004	0.019	0.005	0.007	0.016
индексы насыщения минералов	альбит	-3.24	-0.98	-0.89	-4.00	-1.54	-3.08	-3.30	1.03
	анортит	-7.84	-2.32	-2.58	-10.13	-4.95	-7.15	-10.20	-0.55
	калиевый полевой шпат	-2.05	-0.16	0.08	-2.78	-0.67	-1.24	-1.89	1.61
	арагонит	-3.37	-1.26	-1.86	-3.03	-1.49	-2.06	-2.20	0.25
	кальцит	-3.21	-1.11	-1.71	-2.87	-1.33	-1.90	-2.04	0.41
	доломит	-6.80	-2.71	-3.77	-6.30	-2.23	-4.23	-4.13	0.15
	сидерит	-2.99	0.78	0.42	-2.50	0.81	-0.18	-0.60	0.91
	гетит	7.89	8.76	8.18	7.69	9.49	7.85	9.24	9.15
	гематит	17.69	19.44	18.27	17.30	20.90	17.61	20.41	20.23
	пирит	-67.19	-82.02	-74.06	-59.58	-73.87	-70.42	-68.01	-92.82
	гипс	-3.62	-2.90	-2.33	-3.01	-3.25	-2.66	-2.50	-2.60
	галит	-8.71	-9.32	-8.34	-8.75	-7.43	-9.59	-9.12	-7.86
	халцедон	0.33	0.50	0.69	0.58	0.25	0.65	0.88	0.54
кварц	0.82	0.99	1.18	1.07	0.74	1.13	1.37	1.02	
каолинит	4.55	7.56	5.97	2.90	6.51	7.17	1.55	7.70	
тальк	-15.24	-7.38	-9.09	-16.69	-10.35	-11.01	-10.17	-2.91	

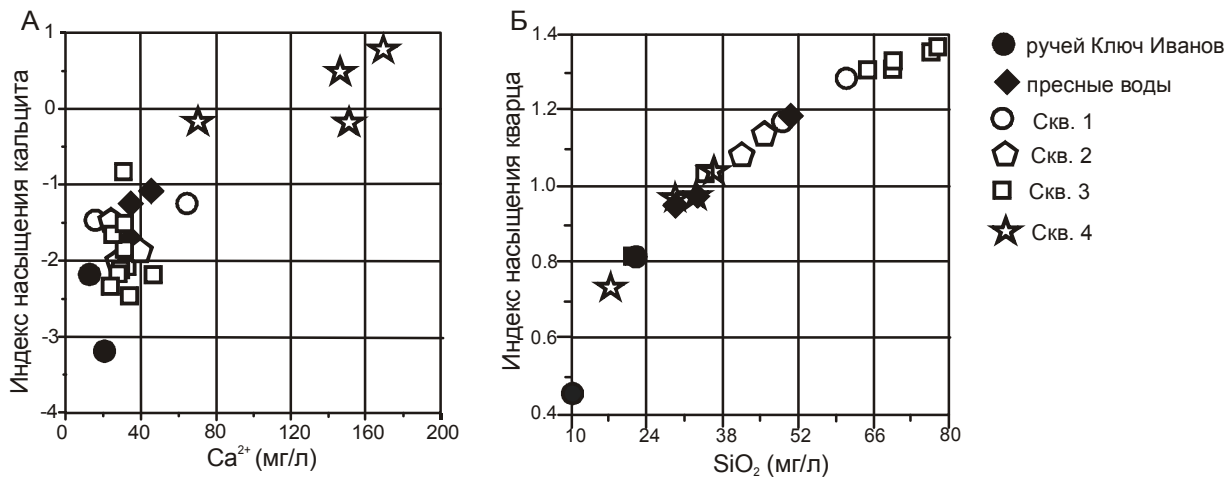


Рис. 9. Зависимость содержаний кальция (А) и кремнезема (Б) в минеральных углекислых водах Фадеевского месторождения от индексов насыщения кальцита и кварца.

Расчет равновесий подземных вод с карбонатными минералами показывает (рис. 9А), что все воды практически всех скважин, за исключением вод скв. 4, недосыщены по отношению к этим минералам и, следовательно, находятся на начальном этапе накопления кальция, что хорошо согласуется с выводами С.Л. Шварцева [6] о том, что насыщение вод карбонатами происходит на определенном этапе накопления в водах солей, обычно при их содержании 0.6–0.8 г/л. Подземные воды из скв. 4 находятся в равновесии с кальцитом, т.е. уже прошли этап накопления кальция. Вероятно, равновесие вод скв. 4 с карбонатами вызвано менее интенсивным водообменом по сравнению с водами остальных скважин и наличием в породах собственных минералов кальция, способных легко отдавать его в раствор.

Все воды месторождения пересыщены по отношению к минералам кремнезема (кварцу и халцедону). Сопоставление концентрации кремния в воде с индексами насыщения этих минералов (рис. 9Б) однозначно свидетельствует о прямой зависимости содержания кремния в водах от индексов насыщения оксидов кремнезема. Анализ данных показывает, что содержание кремния в подземных водах контролируется двумя противоположными процессами: растворением первичных алюмосиликатов и осаждением кремния в виде вторичных оксидов. Как было показано ранее, в составе водовмещающих пород наблюдается достаточно много новообразованного кварца.

Миграционная способность кремния в воде крайне мала (табл. 6), что выражается в неспособности кремния накапливаться в растворе в данной геохимической обстановке. Повышенное содержание Si в водах, видимо, вызвано высокой скоростью раство-

рения породообразующих минералов в процессе взаимодействия вода–порода–углекислый газ.

Термодинамические расчеты индексов насыщения основных железосодержащих минералов показывают, что все воды пересыщены в отношении оксидов и гидроксидов железа (табл. 5) и сильно недосыщены по отношению к пириту. Вода ручья Ключ Иванов недосыщена по отношению к карбонату железа, в то время как все подземные воды, за исключением воды из источника, находятся в равновесии с сидеритом или незначительно пересыщены им (индекс насыщения сидерита варьирует от -0.18 до 0.91). Таким образом, теоретически существует возможность осаждения карбоната железа в виде новообразованной фазы, однако петрографические исследования не выявили присутствия сидерита в породе. Сопоставление индекса насыщения гетита и содержания в воде двухвалентного железа свидетельствует об их обратной связи, т.е. чем выше индекс насыщения минерала, тем ниже концентрация элемента. Это свидетельствует о том, что гетит не оказывает влияния на содержания железа в водах. Высокий коэффициент водной миграции железа характерен для измененных водовмещающих пород и незначительно уступает магнию и натрию для неизмененных пород.

Расчет подвижности химических элементов для данных вод показывает (табл. 6), что натрий является самым подвижным элементом для этой геохимической обстановки, а калий имеет очень низкий коэффициент водной миграции и, соответственно, практически не наблюдается в растворенной форме, поскольку легко связывается и входит в состав минералов вторичных продуктов выветривания. Коэффициенты водной миграции химических элементов

Таблица 6. Коэффициенты миграции некоторых химических элементов в водах месторождения Фадеевское

Элемент	Коэффициент водной миграции, K_x	
	Гранит-порфир	Гранит-порфир выветрелый
Na	12.8	1.5
Mg	9.1	4.2
Fe	7.6	6.9
Ca	4.5	3.1
K	1.75	0.08
Si	0.2	0.2

(табл. 6), рассчитанных для выветрелых и неветрелых пород, показывают, что миграционная способность всех элементов уменьшается в процессе взаимодействия воды с породой.

Таким образом, на примере Фадеевского месторождения углекислых минеральных вод отчетливо выявляются закономерности между геохимическими типами вод, степенью измененности водовмещающих пород и временем взаимодействия газо-водяной смеси с породой. В результате этого натрия, являясь относительно менее подвижным элементом, чем кальций, поступая в систему в значительных объемах при разложении полевых шпатов (альбит и санидин) не может занять лидирующее положение в составе вод до тех пор, пока не наступит насыщения раствора кальцием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фадеевское месторождение минеральных углекислых вод по условиям формирования существенно отличается от известных в Приморской провинции месторождений углекислых вод. Проведенные исследования позволили установить следующие характерные особенности, присущие данному месторождению:

– формирование области минеральных вод приурочено к зоне разлома, который является подводным каналом для углекислого газа. Углекислый газ на ограниченном участке поступает в поток пресных подземных вод и формирует повышенный напор, который обуславливает естественный выход минеральных вод на поверхность;

– данные изотопных исследований указывают на атмосферный генезис водной компоненты ($\delta^2\text{H} = -117$; $\delta^{18}\text{O} = -15.4$ ‰) и мантийную природу углекислого газа ($\delta^{13}\text{C} = -9.9$ ‰);

– формирование химического состава минеральных вод происходит в зоне так называемого активного водообмена, в условиях, когда зоны питания и зоны разгрузки очень близки (первые километры), а следовательно, процессы взаимодействия вода–порода очень ограничены по времени. Однако в усло-

виях поступления избыточного количества свободной углекислоты процессы геохимического выветривания активизируются, что приводит к увеличению минерализации вод до 1.0 г/л. Минеральные воды остаются недосыщенными по отношению как к карбонатам, так и к первичным алюмосиликатам. Как следствие этого, при взаимодействии воды с породами преимущественно калий-натриевого состава кальций занимает ведущее положение среди катионов минеральных вод;

– рассчитанные коэффициенты водной миграции химических элементов показывают, что в данных геохимических условиях наиболее подвижными являются Ca, Mg, Na и Fe, что свидетельствует о низкой степени выветривания водовмещающих пород месторождения.

Выявленные характерные черты минеральных вод, определяющие уникальность процессов формирования минерального состава вод Фадеевского месторождения, в значительной степени обусловлены особенностями минерального и химического состава водовмещающих пород, малой длительностью взаимодействия породы с водой и высокой насыщенностью воды углекислым газом.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО № 09-3-А-08-411 и № 09-III-А-08-413.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Рынков В.С. Подземные воды Дальнего Востока. Владивосток, 1988. 78 с.
3. Челноков Г.А., Чепкая Н.А., Карабцов А.А. и др. Геохимия углекислых минеральных вод и водовмещающих пород месторождения Ласточка // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 25, № 3 С. 88–97.
4. Чудаев О.В. Состав и условия образования современных гидротермальных систем Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2003. 203 с.
5. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Челноков А.Н. и др. Минеральные воды Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1999. 164 с.
6. Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998. 366 с.
7. Aqua Chem v.5.1. User Manual. Water Quality Data Analysis, plotting and modeling, 2006, Klater loo Hydrogeologic, Inc.
8. Faure G. Principles and applications of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students. 2nd ed. 1998. 600 p.
9. Lasaga A.C. Chemical kinetics of water-rock interactions // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 4009–4025.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

N.A. Kharitonova, G.A. Chelnokov, Ye.A. Vakh, A.A. Karabtsov, N.N. Zykin

Geochemistry of carbonated mineral waters of the Fadeevskiy occurrence (Primorye)

A geochemical study was made of water-bearing rocks, underground and surface waters, and also attendant gasses of the Fadeevskiy occurrence of carbonated waters (Sikhote-Alin, Primorye). It has been established that the chemical composition of mineral waters formed in the zone of active water exchange on a limited area of the discharge zone, where the rocks of mainly K-Na composition give birth to hydrocarbonate calcium waters with mineralization up to 1.0 g/l. The calculated indices of saturation show that the mineral waters are at the initial stage of Ca saturation and are undersaturated with both carbonates and aluminum silicates. Major factors governing water mineralization are the presence in the water of excess carbon dioxide and circulation time. The study of the oxygen and hydrogen isotope ratios in water indicates an atmospheric genesis of the water component ($\delta^2\text{H} = -11.7$; $\delta^{18}\text{O} = -15.4$ ‰), and the values of the CO_2 carbon isotope suggest the mantle nature of carbon dioxide ($\delta^{13}\text{C} = -9.9$).

Key words: hydrogeochemistry, isotopes, mineralization, water-rock interaction, hydrogeology, Primorye.