

УДК 553.76 (571.5)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ ($\delta^{13}\text{C}$, δD , $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ И $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) РАССОЛОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Новиков Дмитрий Анатольевич^{1,2},
NovikovDA@ipgg.sbras.ru

Пыряев Александр Николаевич^{3,2},
pyrayev@igm.nsc.ru

Черных Анатолий Витальевич¹,
ChernykhAV@ipgg.sbras.ru

Дульцев Федор Федорович¹,
DultsevFF@ipgg.sbras.ru

Ильин Александр Владимирович⁴,
IlinAV@alrosa.ru

Чертовских Евгений Олегович⁵,
chertovskih_eo@irkutskoil.ru

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3/6.

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Россия, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1.

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Россия, 630090, г. Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3.

⁴ Октябрьская геологоразведочная партия, Вилюйская геологоразведочная экспедиция, АК «АЛРОСА» (ПАО), Россия, 678170, г. Мирный, ул. Ленина, 6.

⁵ Проектный офис «Рассолы», ООО «Иркутская Нефтяная Компания», Россия, 664007, г. Иркутск, пр. Большой Литейный, 4.

Актуальность исследования обусловлена получением новых данных по изотопной геохимии сверхкрепких рассолов Сибирской платформы.

Цель: выявить особенности генезиса рассолов и растворенной в них углекислоты, а также взаимодействия вод с окружением.

Методы. Полевое опробование проведено в соответствии с общепринятыми методиками. Химико-аналитические исследования выполнены методами титриметрии, ионной хроматографии и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. Определение δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ проводилось на приборе Isotope Ratio Mass Spectrometer FinniganTM MAT 253, снабженном приставками пробоподготовки H/Device (для анализа δD) и GasBench II (для анализа $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$). Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ изучались на масс-спектрометре MI 1201T в двухленточном режиме с регистрацией на одном коллекторе.

Результаты. Представлены новые изотопно-геохимические данные по сверхкрепким рассолам Сибирской платформы широкого стратиграфического диапазона (от рифея до ордовика). Для изученных рассолов характерен широкий интервал относительных концентраций дейтерия и кислорода-18: от -133 до $-17,5$ ‰ для δD и от $-17,0$ до $-2,5$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. На основании значений кислородных и водородных дельт рассолов предполагается их седиментационно-метаморфический генезис. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для DIC рассолов варьируют в диапазоне от -31 до $+12,7$ ‰. Предполагается биогенное (бактериальное) происхождение растворенной в водах углекислоты. В среднем переход от более молодых комплексов к более древним сопровождается обогащением DIC легким изотопом углерода. Стронциевые отношения изученных рассолов делят их на две группы: с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкими к значениям в водах современного океана, и со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, существенно их превышающими. Предполагается, что для рассолов второй группы захоронение вод происходило в присутствии обломочного материала выветривания континентальной коры, обогащенного радиоактивным ^{87}Rb .

Ключевые слова:

Рассолы, относительное содержание стабильных изотопов $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD , изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, взаимодействие в системе вода – горная порода, метаногенез, SMT-процессы, Сибирская платформа, Арктика.

Введение

Рассолы Сибирской платформы и вмещающие их горные породы привлекают огромное внимание исследователей на протяжении нескольких десятилетий как с точки зрения стабильной изотопии, так и с позиции рубидий-стронциевых отношений. Изотопные исследова-

ния проводятся с 1970-х гг. Отдельные исследования посвящены геохимии изотопов кислорода, водорода, хлора, брома и стронция рассолов [1–9]. Изучены такие аспекты, как эволюция $\delta^{13}\text{C}$ вендских карбонатов северо-востока Сибири [10], происхождение щелочных хлоридов и карбонатов в кимберлитах из трубки Удач-

ная [11–13]. Не меньшее внимание уделено акцессорным минералам: в работе [14] изучены локальные вариации изотопов углерода в алмазах из северо-восточных россыпей, авторы работы [15] изучили изотопный состав перидотитов и гранатов трубки Удачная.

Вопросы генезиса и взаимодействия рассолов Сибирской платформы с окружением активно обсуждаются в научном сообществе. При этом немалые сложности вызывает проблема смешения рассолов разновозрастных водоносных комплексов [16–25].

Относительные концентрации стабильных изотопов кислорода и водорода вод, а также углерода растворенной углекислоты, дополненные данными по рубидий-стронциевым отношениям в водах, активно используется исследователями как современный инструмент для анализа генезиса вод, их взаимосвязей с окружающими горными породами и газами, гидрогеологической стратификации разреза и распределения осадков [26–31].

Развитие и совершенствование методов изотопного анализа позволяет с более высокой точностью и достоверностью изучить и заново осмыслить многие процессы, в том числе и процессы формирования, преобразования и смешения подземных рассолов. Совместный анализ комплекса изотопов ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) позволяет с высокой вероятностью выявлять особенности геологической эволюции рассолов Сибирской платформы.

Фактический материал и методика исследования

В 2019 г. в ходе экспедиционных работ на территории Сибирской платформы было отобрано 20 проб подземных рассолов из кимберлитовых трубок Нюрбинская (ордовикский водоносный комплекс), Удачная (верхне-, среднекембрийские водоносные горизонты) и на ряде нефтяных месторождений (венд-кембрийский, вендский и рифейский водоносные комплексы).

Лабораторное изучение химического состава методами титриметрии, ионной хроматографии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП), проводилось в ПНИЛ гидрогеохимии ИШПР ТПУ (аналитики О.В. Чеботарева, Н.В. Бублий, А.С. Погуца, В.В. Куровская, К.Б. Кривцова, Л.А. Ракул).

Анализ комплекса величин δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ для вод и растворенного неорганического углерода (Dissolved Inorganic Carbon (DIC)) проводился в центре коллективного пользования ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН с помощью прибора Isotope Ratio Mass Spectrometer FinniganTM MAT 253, снабженного приставками пробоподготовки H/Device (для анализа δD) и GasBench II (для анализа $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, δD и $\delta^{18}\text{O}$ измерялись относительно мировых стандартов: VSMOW2; SLAP2; GISP – для анализа водорода и кислорода; NBS-18; NBS-19 – для анализа углерода. Ошибка определения изотопного состава стандартов по углероду и кислороду – не более 0,1 ‰, по водороду – не более 2 ‰. Изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ изучались на масс-спектрометре MI 1201T в двухленточном режиме с регистрацией на одном коллекторе.

Результаты исследования и обсуждение

Особенности геохимии рассолов

Изученная коллекция представлена рассолами шести водоносных комплексов от рифейского до ордовикского, отобранных в пределах Байкитской (рифей) и Непско-Ботуобинской (венд, венд-кембрий) антеклиз, а также кимберлитовых трубок Удачная (кембрий) и Нюрбинская (ордовик) Якутской алмазонасной провинции. Рассолы рифейского водоносного комплекса преимущественно кислые (средние величины $\text{pH}=5,8$), имеют Cl Na состав с величиной общей минерализации от 327,9 до 329,8 г/дм³. Значения основных генетических коэффициентов составляют: $\text{rNa/rCl} - 0,57-0,60$; $\text{Cl/Br} - 109$; $\text{Ca/Cl} - 0,13$. Интегрированный показатель метаморфизации (по С.Л. Шварцеву) [4] S варьирует от 121 до 123, что соответствует средней степени (рис. 1, а, б). Среди исследованных рассолов вендского водоносного комплекса установлены Cl Ca и Cl Ca-Na химические типы. Величина их общей минерализации изменяется от 335,9 до 379,2 г/дм³, значения pH варьируют от 2,5 до 3,9 (сильнокислые и кислые). Величины отношения rNa/rCl изменяются от 0,10 до 0,43; $\text{Cl/Br} -$ от 54 до 73; $\text{Ca/Cl} -$ от 0,28 до 0,46; S – от 299 до 456 (сильнометаморфизованные). В венд-кембрийском водоносном комплексе распространены Cl Ca рассолы с величиной общей минерализации 430,3 г/дм³ и pH – 5,3 (слабокислые). Значение rNa/rCl коэффициента составляет 0,1; $\text{Cl/Br} - 60$; $\text{Ca/Cl} - 0,21$; S – 459 (сильнометаморфизованные). Среднекембрийские рассолы Cl Ca и Cl Ca-Na состава имеют величину общей минерализации от 196,7 до 391,3 г/дм³ и pH от 4,6 до 6,2 (кислые и слабокислые). Значения rNa/rCl коэффициента варьируют от 0,14 до 0,27; Cl/Br составляет от 73 до 132; $\text{Ca/Cl} -$ от 0,32 до 0,35, а интегрированный показатель метаморфизации S составляет от 278 до 316 (средне- и сильнометаморфизованные). Минерализация Cl Ca, Cl Ca-Na, Cl Ca-Mg и Cl Ca-Mg-Na рассолов верхнекембрийского водоносного комплекса изменяется в пределах от 102,9 до 192,9 г/дм³, а значения pH – от 4,9 до 6,2, составляя в среднем 5,6 (слабокислые). Значения генетических коэффициентов варьируют в широком интервале. Так, rNa/rCl коэффициент изменяется от 0,16 до 0,28; $\text{Cl/Br} -$ от 79 до 83; $\text{Ca/Cl} -$ от 0,20 до 0,31, а интегрированный показатель метаморфизации варьирует от 193 до 280 (среднеметаморфизованные). Слабые рассолы ордовикского водоносного комплекса Cl Ca-Mg-Na состава имеют общую минерализацию 76,6 г/дм³ и величину pH – 6,5 (нейтральные). Значение rNa/rCl коэффициента составляет 0,3; $\text{Cl/Br} - 69$; $\text{Ca/Cl} - 0,46$; S – 201 (среднеметаморфизованные) (рис. 1, б). Таким образом, пробы изученной коллекции представлены рассолами от слабых Cl Ca-Mg-Na до сверхкрепких Cl Ca со средней и преимущественно сильной степенью метаморфизации их химического состава. По имеющемуся спектру распределения микрокомпонентов (рис. 1, в) видна схожесть большинства изученных рассолов за исключением пробы из ордовикского водоносного комплекса трубки Нюрбинская, где пред-

полагается их значительное разбавление инфильтрационными водами. Наибольшие средние концентрации ($\text{мг}/\text{дм}^3$) убывают в ряду: $\text{Br}_{1487} > \text{S}_{933} > \text{Sr}_{593} > \text{V}_{82} > \text{Fe}_{75} > \text{Li}_{74} > \text{I}_{18} > \text{Si}_{9,2} > \text{Se}_{5,2} > \text{Mn}_{5,2} > \text{Rb}_{4,8}$. В рассолах венд-кембрийского и рифейского водоносных ком-

плексов установлены наиболее низкие концентрации Co, Ni, Cs и Tl. Слабые рассолы ордовикского комплекса за счет процессов разубоживания в меньшей степени обогащены Li, Zn, Nb, Ag, In, Ta, W, Ir, Au, Hg и Bi.

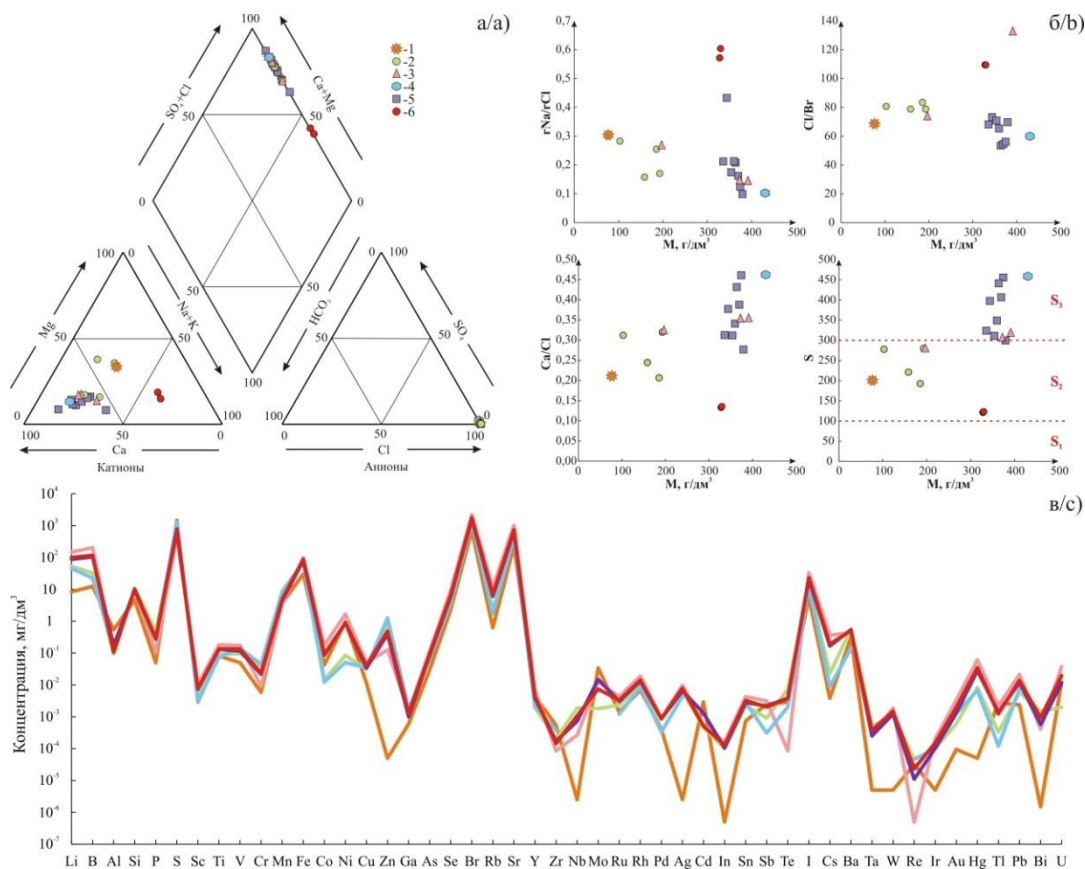


Рис. 1. Диаграмма Пайпера состава рассолов (а), зависимость основных генетических коэффициентов от величины общей минерализации (б) и спектр распределения микрокомпонентов (в). Водоносные комплексы: 1 – ордовикский; 2 – верхнекембрийский; 3 – среднекембрийский; 4 – венд-кембрийский; 5 – вендский; 6 – рифейский. Цвет линии спектра соответствует условным обозначениям проб из разных водоносных комплексов

Fig. 1. Piper diagram of brines (a), the dependence of the main genetic coefficients on the value of total mineralization (b) and the spectrum of microcomponents distribution (c). Aquifers: 1 – Ordovician; 2 – Upper Cambrian; 3 – Middle Cambrian; 4 – Vendian-Cambrian; 5 – Vendian; 6 – Riphean. The color of the spectrum line corresponds to the conventional designations of samples from different aquifers

Стабильные изотопы ($\delta^{18}\text{O}$, δD и $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) рассолов

Исследования стабильных изотопов основаны на концепции постоянства исходного изотопного состава элементов, который с течением времени изменяется под действием различных природных и/или антропогенных процессов [5]. Соотношение легких и тяжелых стабильных изотопов вещества изменяется как путем фракционирования при фазовых переходах вещества, так и при обмене изотопами с окружением. В наибольшей степени эффект фракционирования проявляется, когда различие в массах изотопов одного элемента существенно. По этой причине особенно ярко фракционирование заметно для легких элементов, так называемых «традиционных изотопов» – CHONS [32]. Стабильная изотопия находит обширное применение при исследованиях природных вод. Комплекс стабильных изотопов [$\delta^{13}\text{C} + \delta^{18}\text{O} + \delta\text{D}$] активно применяется при изучении вопросов генезиса вод [26], их взаимо-

действия с окружением: грунтами [33], породами [31, 34], атмосферой [35], загрязнения вод под воздействием антропогенных и техногенных факторов [36].

Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD , как правило, применяются в паре и используется для установления генезиса вод, при дополнении глобальной линии метеорных вод (Global Meteoric Water Line – GMWL), впервые предложенной Крейгом [37], и построениях локальных линий метеорных вод (Local Meteoric Water Line – LMWL) [31, 33, 36, 38], отражающих соотношение между $\delta^{18}\text{O}$ и δD , соответственно, для глобального среднегодового осадконакопления и локальных осадков в конкретном регионе. Сравнение LMWL и GMWL позволяет сделать выводы об условиях осадконакопления, особенностях температурного режима и сезонности исследуемой области, эффектах испарения вод. Фракционирование стабильных изотопов вод в процессе их фазового перехода «вода–пар» приво-

дит к насыщению паров и производных метеорных вод легкими изотопами, при этом тяжелые изотопы аккумулируются в морских и океанических водах [5]. Таким образом, значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD , а также соотношение между ними позволяет в высокой долей вероятности определить происхождение вод: инфильтрационное, седиментационное, ювенильное и др. Анализ значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD древних захороненных вод представляет особый интерес, поскольку может отражать условия их формирования. Изучение этого вопроса представляет интерес для реконструкций древнего климата, а также в поисково-разведочном отношении, как индикатор вероятных захоронений углеродсодержащих соединений.

В таблице приведены данные по изотопному составу Н и О для изученной коллекции рассолов. Относительные концентрации кислорода-18 и дейтерия в рассолах варьируют в широких диапазонах: от -133 до $-17,5$ ‰ для δD и от $-17,0$ до $-2,5$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Построение пар значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD исследованных вод относительно линии Крейга (рис. 2, а) показало, что для всех изученных образцов наблюдается отклонение полученных точек от GMWL, зависящее от возраста вмещающих отложений. Так, рассолы среднекембрийских, венд-кембрийских и вендских комплексов обогащены легкими изотопами кислорода, в то время как для рассолов верхнекембрийского и рифейского комплексов наблюдается «дефицит» изотопа ^{16}O : точки располагаются ниже GMWL. Принято считать [38–41], что осязаемое обеднение вод легким изотопом кислорода и, соответственно, положительный кислородный сдвиг относительно линии Крейга происходят вследствие интенсивного испарения вод, при котором легкий и более подвижный изотоп ^{16}O покидает систему в первую очередь. Величина сдвига может быть как незначительной (менее 1 ‰), так и существенной и достигать 4 ‰ при достаточно высоких температурах окружения и небольшой глубине водоема (до 1 м), с поверхности которого происходит испарение [27]. В работе [42] предложена линия седиментационно-метаморфического генезиса хлоркальциевых рассолов кимберлитовых тел. Интересно отметить, что полученные в настоящей работе значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD рассолов рифейского и верхнекембрийского комплексов располагаются очень близко к этой линии, что позволяет сделать предположение о седиментационно-метаморфическом генезисе изученных рассолов, а их изотопный состав отражает, по видимому, климатические условия на момент захоронения вод.

В ряде исследований [31, 41] положительные кислородные сдвиги объясняют взаимодействием вод с породами, обогащенными кислородом-18. В результате их изотопного обмена воды, уравновешивая изотопный состав с окружением, насыщаются тяжелым изотопом кислорода. Обогащаемость вод ^{18}O главным образом определяется температурными условиями и минералогией водовмещающих пород и в большей степени проявляется в случае высокотемпературных карбонатных резервуаров [43] при температурах

50–200 °С и длительном взаимодействии вода–порода [31]. Изотопный состав кислорода кимберлитов (от +6,6 до +23,9 ‰) [11], гранатов (от +4,6 до +4,9 ‰) [15] и кальцитов (от +15,0 до +17,1 ‰) [13] трубки Удачной довольно «тяжелый». Поэтому контактное обогащение тяжелым изотопом ^{18}O вод, отобранных в скважинах этого месторождения, в ходе взаимодействия вода–порода в течение длительного периода захоронения выглядит вполне обоснованным. Таким образом, положительный сдвиг рассолов рифейских и верхнекембрийских комплексов относительно GMWL может быть объяснен двумя факторами: 1 – высокими температурами климата в заданные эпохи и, как следствие, активным испарением вод, приводящим, в свою очередь, к их обеднению легким изотопом ^{16}O до момента захоронения; 2 – соседством вод в резервуаре с породами, обогащенными изотопом ^{18}O , в течение длительного времени.

Особый интерес с точки зрения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD представляют рассолы вендского, венд-кембрийского и среднекембрийского комплексов. Для них, в противоположность вышеописанным рассолам рифейского и верхнекембрийского комплексов, характерен профицит легкого изотопа кислорода относительно линии Крейга. Относительные концентрации дейтерия и кислорода-18 в рассолах имеют довольно узкий интервал значений: от $-58,7$ до $-34,5$ ‰ для δD и от $-12,6$ до $-8,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. В целом они могут быть ограничены областью, обозначенной эллипсом (рис. 2, а). Наиболее интересными выглядят данные для проб № 11 и 14, в которых отклонения полученных точек от GMWL максимальны и достигают -6 ‰ по кислороду и примерно $+50$ ‰ по водороду. Отрицательный кислородный сдвиг относительно линии Крейга в литературе [44, 45] объясняют проявлением эффектов сезонности: смещением режимов температуры и влажности, изменением процессов вторичного испарения. Отрицательное отклонение изотопного состава кислорода достаточно распространено для осадков холодного периода года. В работе [45] отклонения $\delta^{18}\text{O}$ в холодный период (декабрь–февраль) достигают -2 ‰. Увеличение содержания легких изотопов в водах при понижении климатической температуры является хорошо изученным фактом. Наглядно это явление было продемонстрировано в работе [46] для антарктических снегов, значения $\delta^{18}\text{O}$ в которых хорошо коррелируют со среднегодовой температурой: с понижением среднегодовой температуры на каждые 10 градусов наблюдалось обогащение $\delta^{18}\text{O}$ легким изотопом кислорода на 8–10 ‰. В случае исследованных в настоящей работе вод максимальное отклонение изотопного отношения $\delta^{18}\text{O}$ достигало -6 ‰. Вероятно, подобное проявление можно интерпретировать, как снижение среднегодовой температуры в момент осадконакопления относительно современной на 5–10 °С, что является косвенным подтверждением гипотезы оледенения в вендском периоде [47], предложенной Н.М. Чумаковым в [48]. Здесь стоит упомянуть высокую вероятность смешения рассолов из разных водоносных комплексов.

Таблица. Изотопный состав H, O и C изученных рассолов Сибирской платформы

Table. Isotopic composition of H, O and C in brines of the Siberian platform

№ пробы Sample no.	Комплекс Complex	M, г/дм ³ TDS, g/l	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\text{SD}$
1	Э ₃	158403	-0,4	-116	-14,5	0,00965	0,70909	0,00003
2	Э ₃	185343	-9,6	-109	-13,5	0,01044	0,70906	0,00003
3	Э ₃	102914	-15,9	-132	-15,7	0,01051	0,70857	0,00005
4	Э ₃	192863	-17,7	-103	-11,1	0,01664	0,70862	0,00004
5	Э ₂	372634	3,7	-53	-9,7	0,02889	0,70864	0,00003
6	Э ₂	196674	-5,3	-104	-11,5	0,02478	0,70856	0,00004
7	Э ₂	391280	12,7	-38	-10,7	0,02795	0,70926	0,00005
8	V-Э	430277	-31,0	-48	-8,4	0,01874	0,70813	0,00003
9	V	363909	4,6	-47	-11,3	0,01059	0,71440	0,00007
10	V	369655	-10,0	-44	-10,6	–	–	–
11	V	374218	4,4	-41	-12,4	0,00737	0,71222	0,00005
12	V	343978	4,4	-77	-12,6	0,00804	0,71014	0,00004
13	V	361613	-7,6	-133	-17,0	–	–	–
14	V	379249	6,3	-34	-11,5	–	–	–
15	V	353937	-7,4	-56	-10,2	–	–	–
16	V	335859	-22,5	-59	-9,7	–	–	–
17	V	359911	-15,2	-52	-10,1	0,01349	0,70955	0,00003
18	R ₂	327872	-24,1	-17	-2,5	0,01497	0,71985	0,00003
19	R ₂	329786	-22,2	-20	-2,5	0,01520	0,71984	0,00002

Примечания: «–» – не определялось; значения $\delta^{13}\text{C}$ приведены относительно стандарта VPDB, δD и $\delta^{18}\text{O}$ – относительно стандартов VSMOW-GISP-SLAP.

Notes: «–» – not determined; $\delta^{13}\text{C}$ values are given relative to the VPDB standard, δD and $\delta^{18}\text{O}$ – relative to the VSMOW-GISP-SLAP standards.

Наличие этого эффекта, очевидно, проявляется для образцов 6, 12 и 13, для которых характерно смещение изотопного состава H и O вод от области, ограниченной эллипсом, в сторону рассолов верхнекембрийских (более молодых) комплексов. Отсюда можно сделать предположение о вполне вероятном искажении значений $\delta^{18}\text{O}$ реликтовых (сингенетических) рассолов вендского комплекса в положительную сторону.

В пользу этого предположения свидетельствуют и зависимости значений $\delta^{18}\text{O}$ (б) и δD (в) изученных рассолов от величины их общей минерализации (рис. 2). Из рисунка видно, что рассолы вендских и венд-кембрийских отложений имеют не только близкие пары величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD (рис. 2, а), но и очень схожие значения общей минерализации, что является положительным аргументом в пользу гипотезы смешения рассолов. Для рассолов верхнекембрийского комплекса характерна наименьшая минерализация, что обусловлено, по-видимому, частичным разбавлением рассолов верхнекембрийского комплекса метеорными (низкоминерализованными) водами. Аналогичные выводы были сделаны авторами работ [5, 42], посвященных рассолам Сибирской платформы, в том числе и из кимберлитовых тел. При этом рассолы рифейских отложений располагаются отдельной группой, как по относительному содержанию дейтерия и ^{18}O , так и по значениям минерализации. Очевидно, что в первую очередь здесь сказывается географическая отдаленность между месторождениями и, как следствие, невозможность смешения их вод между собой. Тем не менее индивидуальность расположения точек для вод рифейских отложений на рис. 2, б позволяет предположить отсутствие паразитного заражения этих рассолов водами более молодых возрастов на момент отбора.

Изотопный состав растворенного неорганического углерода в исследованных рассолах ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) позволяет ответить на ряд вопросов, связанных со взаимодействием вод с окружением. Анализ значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ позволяет с высокой достоверностью оценить протекание таких процессов, как вымывание (выветривание) пород водами [49], изотопный обмен вод с атмосферой [28, 50, 51] и другими контактирующими газами в системе вода–порода–газ, биологическая активность растений и микроорганизмов (биогеогенная углекислота) [52], водных биохимических процессов и углеродных циклов [53] и др. В таблице приведены данные по изотопному составу углерода DIC исследованных рассолов. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ варьируют в очень широком интервале значений: от -31 до +12,7 ‰, что, безусловно, указывает на широкий спектр соединений и процессов, участвующих в формировании углекислоты рассолов. Принимая во внимание гипотезу седиментационно-метаморфического генезиса рассолов, основными источниками формирования в них DIC и определенных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, по-видимому, служили жизнедеятельность микроорганизмов и изотопный обмен углекислоты с окружающими породами, поскольку процессы обмена изотопами с атмосферой, вегетационного обмена (т. е. изменение изотопного состава DIC вод за счет жизнедеятельности растений), испарения и дегазации вод в нашем случае маловероятны.

Изотопный обмен углерода DIC с породами-окружением представляется возможным в том случае, когда углерод способен переходить в водорастворимую форму. Очевидно, что органический углерод в этом случае не сможет служить источником изотопного обмена сам по себе, а наиболее подходящим кандидатом для обмена выглядят карбонат-

содержащие породы, частичное растворение которых и приводит к насыщению вод углекислотой соответствующего изотопного состава с учетом коэффициента фракционирования, значение которого определяется целым набором факторов, важнейшим из которых является температура [32]. Задавшись модельной температурой в 20 °С, при которой, согласно [54], значение коэффициента фракционирования между карбонатом и гидрокарбонат-ионом $\epsilon_{c-b}=1,85$, можно определить, что потенциальное значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ сформированного в случае эксклюзивного обмена углекислоты с карбо-

натными породами, сформированными в большинстве случаев из морских систем со значениями $\delta^{13}\text{C}$, близкими к нулю [32, 55], будет составлять около $-1,85\%$. Из представленных в таблице данных видно, что указанному гипотетическому значению $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ соответствует лишь образец 1, отобранный из скважины в пределах кимберлитовой трубки Удачная. Для остальных образцов наблюдаются отклонения от модельного случая ($-1,85\%$), как в сторону обогащения легким изотопом ^{12}C , так и в сторону положительных относительных концентраций ^{13}C .

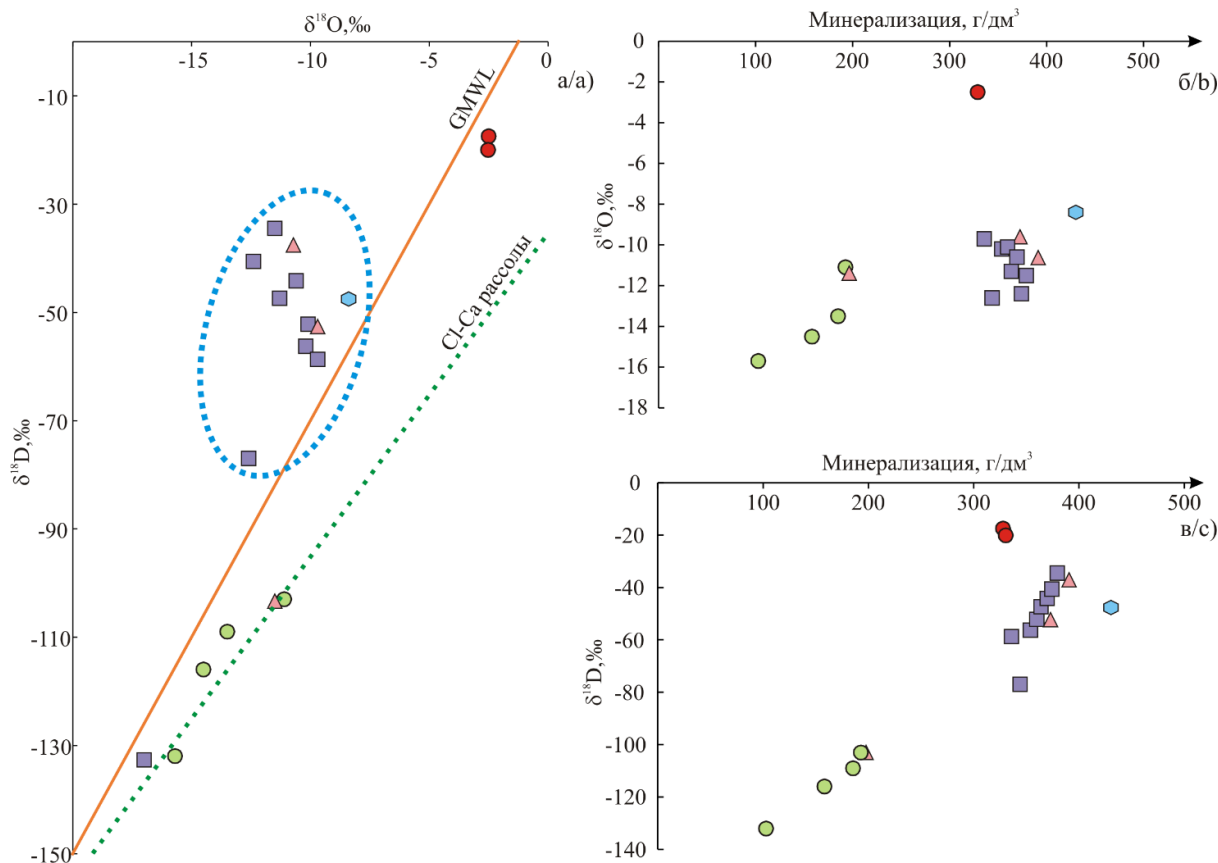


Рис. 2. $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ (а) в рассолах, зависимости $\delta^{18}\text{O}$ (б) и δD (в) от величины общей минерализации рассолов
Fig. 2. $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ (a) in brines, $\delta^{18}\text{O}$ (b) and δD (c) vs TDS

Незначительные отрицательные сдвиги (до $-9,6\%$) значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в литературе [49] связывают с выветриванием карбонатного материала при участии углекислоты, генерируемой в ходе жизнедеятельности растений. При этом в зависимости от типа фотосинтеза, используемого растениями (C_3 или C_4), величина обеднения изотопного состава углерода DIC тяжелым изотопом различается. Считается [56], что появление растений типа C_4 произошло лишь 30 миллионов лет назад. Соответственно, участие таких растений в формировании древнего DIC (рифейских, вендских и кембрийских комплексов) исключено. Принимая гипотезу седиментационно-метаморфического генезиса исследуемых рассолов и предполагая отсутствие внешних источников DIC по меньшей мере для части из них, небольшие отрицательные экскурсы значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ могут быть объяснены участием древних рас-

тений с фотосинтезом типа C_3 . Тем не менее, принимая во внимание повсеместную распространенность бактерий и микроорганизмов, способных оказать существенное влияние на распад органического вещества и его преобразование в водорастворимую форму углерода, предположение о сохранности исходного изотопного состава углерода DIC захороненных в подземных резервуарах в течение длительного времени вод выглядит сомнительным.

В зависимости от типа бактерий и механизма переработки ими окружающей среды выходные значения изотопного состава C растворенной углекислоты могут диаметрально различаться. Наиболее обсуждаемым механизмом переработки органического вещества бактериями, пожалуй, можно назвать метаногенез [57–59], при этом сам по себе метан практически не участвует в изотопном обмене с растворенной угле-

кислотой, а изменения изотопного состава углерода DIC в первую очередь связаны с фракционированием изотопов в ходе самого метаногенеза. Образование метана сопровождается обеднением углекислоты легкими изотопами, поскольку сам метан ими насыщается [59], оставляя тяжелый изотоп ^{13}C в растворе (субстрате) [60]. Второй механизм преобразования $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ бактериями – восстановление сульфатов в ходе сульфат-метанового перехода (sulfate-methane transition – SMT) [59], при котором высвобождается углекислота, наследующая легкий изотопный состав метана. Из таблицы видно, что в наибольшей степени проявление метаногенных процессов, по-видимому, отразилось на значении $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ образца 7, достигающем аномальных +12,7 ‰. Для водоносного горизонта образца 8, напротив, явно доминируют SMT-процессы, приводящие к величине $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = -31,0$ ‰. В целом проявление биогенных процессов с определенными акцентами характерно для большинства изученных рассолов: для образцов 5, 9, 11, 12 и 14 преобладающим является метаногенез, а для образцов 3, 4, 8, 16, 17 и рассолов рифейских комплексов (образцы 18, 19) преобладают SMT-процессы.

Интересно отметить, что переход от более молодых комплексов к более древним в среднем сопровождается обогащением DIC легким изотопом углерода (рис. 3). По-видимому, проявление SMT-процессов характерно лишь для систем, в которых уже сгенерировано необходимое количество метана, являющегося основным «топливом» для проведения сульфат-метанового перехода.

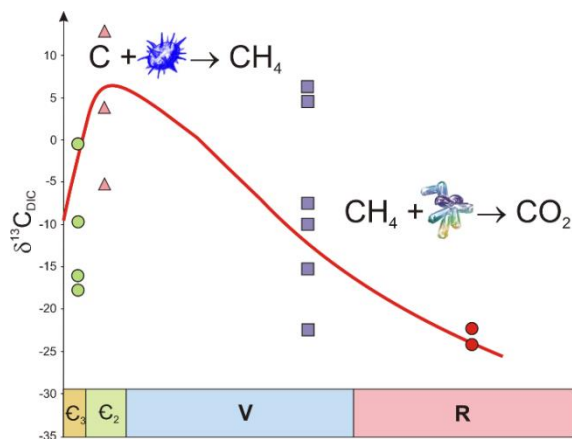


Рис. 3. Схема вариации изотопного состава углерода в рассолах разновозрастных комплексов. Длительность геологических периодов и изображения бактерий представлены условно

Fig. 3. Scheme of the carbon isotope composition variation in brines of different aquifers. The duration of geological periods and bacteria symbols are roughly depicted

Таким образом, гипотетическую эволюцию вод и изотопного состава углерода DIC можно описать следующим образом: 1 – захоронение вод с органическим веществом. Исходное значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ определяется обменом с атмосферой, вегетационной активностью и находится в диапазоне от 0 до -10 ‰ (в за-

висимости от исходного источника углекислоты); 2 – развитие деятельности метаногенных бактерий, заключенных в резервуаре, преобразование органических останков в метан, обеднение углекислоты легким изотопом, переход значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ в область положительных значений; 3 – формирование достаточного количества метана для развития бактериальных SMT-процессов, постепенное обогащение углекислоты легким изотопом углерода, накопление изотопно-легкого DIC. Можно предположить, что вышеописанная последовательность носит волнообразный характер, обусловленный превалированием протекания метаногенеза/SMT-процессов. Но при этом очевидно, что для протекания последних в системе, в первую очередь, должно быть синтезировано достаточное количество метана.

Отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассолов

Соотношения изотопов $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ являются важным геохронометрическим инструментом. Геохронология системы построена на принципе увеличения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в замкнутой системе за счет накопления тяжелого изотопа ^{87}Sr (рис. 4, а), являющегося продуктом радиоактивного распада ^{87}Rb первичного источника с течением времени. Совместная интерпретация отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ системы позволяет дать ее геохронологическую характеристику [32]. Современные значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ подземных вод изменяются как функция ряда особенностей пород-носителей: минералогии, возраста, генезиса пород, их зрелости, уровня измененности карбонатов, эвапоритов и фосфоритов, состава почв [61]. Учет и систематизация всех вероятных факторов воздействия окружения на величину изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ очень сложен и требует отдельного глубокого исследования каждой индивидуальной пары отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Тем не менее применение принципа накопления изотопа ^{87}Sr в системе вода–порода позволяет ответить на ряд важных вопросов: относительный возраст вод, уровень их взаимодействия с породой, тип пород, с которыми контактируют воды.

Для большинства представленных в таблице рассолов были определены изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Интерес, в первую очередь, представляли рассолы комплексов отличающихся возрастов. Из представленной гистограммы (рис. 4, б) видно, что для рассолов кембрийских и венд-кембрийских комплексов значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ наименьшие и составляют от 0,70813 до 0,70926. По мере увеличения возраста комплекса-резервуара возрастает и величина соотношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассолов: от 0,70955–0,71440 в вендских до 0,71984–0,71985 в рифейских отложениях.

Источниками радиоактивного ^{87}Rb подземных вод служат как воды палеоокеана, соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в котором нелинейно изменялось с течением времени [62], так и выветриваемые водами породы [63]. Необходимо также принимать во внимание, что земная кора саккумулирована в результате ряда сложных и, как правило, пересеченных/наложенных друг на друга событий: частичное плавление и фракционирование кристаллов, приводящее к завышенным отношениям

Rb/Sr в результирующих магмах, широкий спектр магматических и метаморфических эволюционных процессов, приводящих зачастую к широкому диапазону значений Rb/Sr сформированной земной коры.

Но, несмотря на эти проявления гетерогенности, в первом приближении более древние породы в среднем эволюционируют до более высоких значений отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем молодые породы [61].

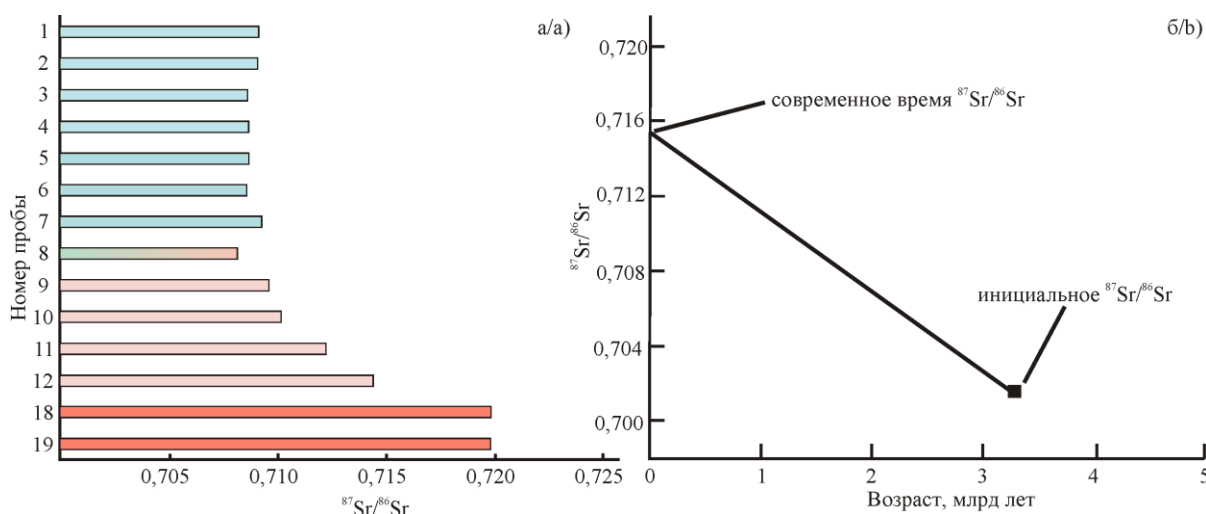


Рис. 4. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в исследованных рассолах (а), концепция накопления ^{87}Sr в замкнутом резервуаре (б) [61]. Номера проб соответствуют указанным в таблице

Fig. 4. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in brines (a), the conception of ^{87}Sr accumulation in a closed reservoir (b) [61]. Sample numbers correspond to Table

Вероятно, проявление вышеуказанных эволюционных событий земной коры и привело к некоторому колебанию значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ рассолов отложений близкого возраста. Особенно заметно проявление этого колебания для кембрийских и вендских комплексов. Тем не менее в целом по мере увеличения возраста водного резервуара закономерно возрастает и величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рассолах. При их сравнении со значениями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вод древнего океана очевидно, что рассолы кембрийских комплексов очень хорошо вписываются в рамки вод кембрийского палеоокеана (0,7081–0,7092). Естественно предположить, что с момента захоронения, при условии полной изоляции, радиоактивный ^{87}Rb , содержащийся в водах, приводил бы к эволюции значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сторону насыщения изотопом ^{87}Sr . Следовательно, исходя из гипотезы изолированности вод в резервуаре, можно предположить, что их исходные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на момент захоронения были несколько ниже. При этом определенную сложность вызывает тот факт, что современные стронциевые соотношения этих вод очень близки к значениям современного океана (0,7091). Поэтому однозначно исключить вероятность смешения рассолов кембрийского комплекса с современными метеорными водами не представляется возможным. В случае вод неопротерозоя, охватывающего рифейский и вендский периоды, значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ закономерно находятся в более низком диапазоне (от 0,7073 до 0,7086). В нашем случае рассолы рифейских отложений имеют существенно более высокие значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Логично предположить, что при условии полной идентичности вод как по соотношению $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в них, с учетом разницы возрастов, так и по условиям

захоронения конечное стронциевое соотношение должно быть несколько выше для более древних вод при более низких значениях величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Тем не менее совместная интерпретация данных по отношениям $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (таблица) показывает, что четкой корреляции между ними не наблюдается. Видно, что для рассолов средне-кембрийских и рифейских комплексов не проявляется закономерное снижение содержания радиоактивного ^{87}Rb в системе. В ряде случаев величина отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ даже превышает эталонные значения для рассолов верхне-кембрийских комплексов. Вероятно, это указывает на привнесение и накопление ^{87}Rb в рассолах из внешних источников – окружающей породы-резервуара либо из осколочного/выветренного материала, привнесенного временными потоками и захоронившегося вместе с водами. Схожие выводы сделали авторы работы [63], обнаружившие для вод венд-кембрийских отложений ярактинского горизонта значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,71252 до 0,71306. Авторы высказали гипотезу о накоплении радиоактивного ^{87}Rb и материала, обогащенного радиогенным ^{87}Sr , в резервуаре за счет привнесения обломков пород, обогащенных указанными изотопами, эрозийными потоками еще в позднем венде. Дальнейшее захоронение обломочного материала совместно с водами и постепенное вымывание и растворение ^{87}Sr в захороненных водах привело к появлению неординарных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изученных рассолов.

Заключение

В работе изучен ряд рассолов Сибирской платформы с точки зрения стабильной изотопии и рубидий-стронциевых отношений. На основании получен-

ных данных авторами были сделаны следующие выводы: 1) Для исследованных рассолов характерен широкий интервал значений относительных концентраций дейтерия и кислорода-18: от -133 до $-17,5$ ‰ для δD и от $-17,0$ до $-2,5$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. 2) На основании значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ рассолы можно условно разделить на три больших группы: а) группа рассолов верхнекембрийского комплекса с положительным кислородным сдвигом относительно линии Крейга и умеренно отрицательными значениями δD и $\delta^{18}\text{O}$; б) группа рассолов вендского, венд-кембрийского и среднекембрийского комплексов с выраженным отрицательным кислородным сдвигом относительно GMWL; в) рассолы рифейского комплекса, отличающиеся положительным кислородным сдвигом относительно линии Крейга и выраженно тяжелыми значениями δD и $\delta^{18}\text{O}$. 3) На основании изотопного состава кислорода и водорода рассолов предполагается их седиментационно-метаморфический генезис. 4) Изотопный состав углерода в DIC рассолов варьирует в очень широком интервале значений: от -31 до $+12,7$ ‰. Предполагается биогенное (бактериальное)

происхождение растворенной в водах углекислоты. 5) Конечное значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, по-видимому, определяется соотношением метаногенеза и SMT-процессов в каждом конкретном резервуаре. В среднем переход от более молодых комплексов к более древним сопровождается обогащением DIC легким изотопом углерода, что обусловлено, очевидно, необходимым временем накопления «топлива» для протекания SMT-процессов. 6) Анализ рубидий-стронциевых отношений изученных рассолов позволил разделить их на две группы: рассолы со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близкими к значениям в водах современного океана, и рассолы со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, существенно их превышающими. Предполагается, что для рассолов второй группы захоронение вод произошло в присутствии обломочного материала выветривания континентальной коры, обогащенного радиоактивным ^{87}Rb .

Исследования проводились при финансовой поддержке проектов ФНИ № 0331-2019-0025 и Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изотопные отношения стронция в некоторых природных водах Сибири / С.Б. Брандт, В.Н. Борисов, В.С. Лепин, И.С. Ломоносов, Е.В. Пиннекер. – М.: Наука, 1976. – 169 с.
2. Новые данные об изотопном составе кислорода и водорода рассолов Сибирской платформы / Е.В. Пиннекер, В.Н. Борисов, Ю.И. Кустов, С.С. Брандт, Л.В. Днепровская // Водные ресурсы. – 1987. – № 3. – С. 105–115.
3. Пиннекер Е.В., Шварцев С.Л. Изотопы стронция в рассолах Сибирской платформы // Доклады РАН. – 1996. – Т. 351. – № 1. – С. 109–111.
4. Шварцев С.Л. Химический состав и изотопы стронция рассолов Тунгусского бассейна в связи с проблемой их формирования // Геохимия. – 2000. – № 11. – С. 1170–1184.
5. Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы / С.В. Алексеев, Л.П. Алексеева, В.Н. Борисов, О. Шоуакар-Сташ, Ш. Фрейп, Ф. Шабо, А.М. Кононов // Геология и Геофизика. – 2007. – Т. 48. – № 3. – С. 291–304.
6. Алексеева Л.П., Алексеев С.В. Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов Западной Якутии. – Новосибирск: Изд-во «Гео», 2019. – 214 с.
7. Geochemistry and stable isotopic signatures, including chlorine and bromine isotopes, of the deep groundwaters of the Siberian Platform, Russia / O. Shouakar-Stash, S.V. Alexeev, S.K. Frapе, L.P. Alexeeva, R.J. Drimmie // Applied Geochemistry. – 2007. – V. 22. – Iss. 3. – P. 589–605.
8. Алексеева Л.П., Алексеев С.В., Кононов А.М. Изотопное стронциевое отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в подземных льдах и водах Оленекского артезианского бассейна (западная Якутия) // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2014. – № 6 (49). – С. 97–103.
9. Изотопы хлора и брома в рассолах Западной Якутии / Л.П. Алексеева, С.В. Алексеев, А.М. Кононов, М. Тенг, Л. Юнде // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. – 2015. – Т. 13. – С. 19–30.
10. Pelechaty S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P. Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasinal correlation: Vendian strata of northeast Siberia // Bulletin of the Geological Society of America. – 1996. – V. 108. – Iss. 8. – P. 992–1003.
11. Костровицкий С.И. Геохимические особенности кимберлитов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 263 с.
12. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia / R. Maas, M.B. Kamenetsky, A.V. Sobolev, V.S. Kamenetsky, N.V. Sobolev // Geology. – 2005. – V. 33. – Iss. 7. – P. 549–552.
13. Изотопный состав углерода и кислорода магматических кальцитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, Якутия / А.А. Томиленко, Ю.В. Дублянский, Д.В. Кузьмин, Н.В. Соболев // Доклады Академии Наук. – 2017. – Т. 475. – № 3. – С. 316–319.
14. Local variations in carbon isotopes and nitrogen contents in diamonds from placers of the northeastern portion of the Siberian Platform / V.S. Shatskii, D.A. Zedgenizov, A.L. Ragozin, V.V. Kalinina, V.N. Reutskii // Doklady Earth Sciences. – 2011. – V. 440. – Iss. 1. – P. 1282–1286.
15. Перидотиты кимберлитовой трубки Удачная: «немантийные» изотопные отношения кислорода в гранатах / М.А. Горнова, А.Г. Полозов, А.В. Игнатев, Т.А. Веливецкая // Доклады Академии Наук. – 2007. – Т. 415. – № 1. – С. 91–95.
16. Геохимия рассолов и нефтепроявлений кимберлитовой трубки Удачная (Сибирская платформа) / Д.А. Новиков, А.В. Ильин, В.А. Каширцев, А.В. Черных, А.Н. Пыряев, Ф.Ф. Дульцев, А.А. Максимова, И.Н. Зуева, О.Н. Чалая // Геология и геофизика. – 2021. DOI: 10.15372/GiG2021115
17. Гидрогеохимия венда Сибирской платформы / Д.А. Новиков, А.В. Черных, Л.Н. Константинова, Ф.Ф. Дульцев, И.И. Юрчик // Геология и геофизика. – 2021. DOI: 10.15372/GiG2021115
18. Effect of trap magmatism on the geochemistry of gases in the North-Western regions of the Siberian Platform / A.O. Gordeeva, D.A. Novikov, F.F. Dultsev, A.V. Chernykh // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2021. – V. 666. – № 5. – article 052055.
19. Влияние траппового магматизма на геохимию рассолов нефтегазоносных отложений западных районов Курейской синеклизы (Сибирская платформа) / Д.А. Новиков, А.О. Гордеева, А.В. Черных, Ф.Ф. Дульцев, Л.М. Житова // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 6. – С. 861–881.
20. Прямые признаки нефтегазоносности и нефтематеринские отложения Суханского осадочного бассейна Сибирской платформы / В.А. Каширцев, Т.М. Парфенова, С.А. Моисеев, А.В. Черных, Д.А. Новиков, Л.М. Бурштейн, К.В. Долженко, В.И. Рогов, Д.С. Мельник, И.Н. Зуева, О.Н. Чалая // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60. – № 10. – С. 1472–1487.
21. Primary data on the impact from trap magmatism on the hydrogeochemistry of brines in the southwestern part of the Kureyka syncline (Siberian Platform) / D.A. Novikov, L.M. Zhitova, F.F. Dultsev, A.V. Chernykh // E3S Web of Conferences. – 2019. – V. 98. – article 08017.
22. Novikov D.A., Chernykh A.V., Dultsev F.F. Geochemistry of brines in Vendian deposits of the Siberian platform // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – V. 193. – article 012052.

23. Novikov D.A. Genetic classification of subsurface waters and brines of Arctic regions of Siberia // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2018. – V. 193. – article 012049.
24. Novikov D.A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Petroleum Exploration and Development. – 2017. – V. 44. – № 5. – P. 780–786.
25. Novikov D.A., Trifonov N.S. Hydrogeologic implications of industrial effluent disposal of the Yurubcheno-Tokhomo field (Siberian Craton, Russia) // Arabian Journal of Geosciences. – 2016. – V. 9. – № 1. – article 63.
26. Stable water isotope modeling reveals spatio-temporal variability of glacier meltwater contributions to Ganges River headwaters / S. Boral, I.S. Sen, D. Ghosal, B. Peucker-Ehrenbrink, J.D. Hemingway // Journal of Hydrology. – 2019. – V. 577. – article 123983.
27. Wenninger J., Beza D.T., Uhlenbrook S. Experimental investigations of water fluxes within the soil–vegetation–atmosphere system: stable isotope mass-balance approach to partition evaporation and transpiration // Physics and Chemistry of the Earth. – 2010. – V. 35. – P. 565–570.
28. Sources and sinks of dissolved inorganic carbon in an urban tropical coastalbay revealed by $\delta^{13}\text{C}$ -DIC signals / L.C. Cotovicz Jr., B.A. Knoppers, L. Deirmendjian, G. Abril // Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2019. – V. 220. – P. 185–195.
29. Specifying recharge zones and mechanisms of the transitional geothermal field through hydrogen and oxygen isotope analyses with consideration of water-rock interaction / R.M. Shoedarto, Y. Tada, K. Kashiwaya, K. Koike // Geothermics. – 2020. – V. 86. – article 101797.
30. Isotope (δD , $\delta^{18}\text{O}$, 3H , $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C) and chemical (B, Cl) constrains on water origin, mixing, water-rock interaction and age of low-temperature geothermal water / A. Stefánsson, S. Arnórsson, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. Heinemaier, H. Kristmannsdóttir // Applied Geochemistry. – 2019. – V. 108. – article 104380.
31. Aydin H., Karakuş H., Mutlu H. Hydrogeochemistry of geothermal waters in eastern Turkey: Geochemical and isotopic constraints on water-rock interaction // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 2020. – V. 390. – article 106708.
32. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. 8th ed. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. – Cham: Springer International Publishing AG, part of Springer Nature, 2018. – 460 p.
33. Using H, O, Rn isotopes and hydrometric parameters to assess the surface water-groundwater interaction in coastal wetlands associated to the marginal forest of the Río de la Plata / L. Santucci, R. Sanci, E. Carol, E. Villalba, H. Panarello // Continental Shelf Research. – 2019. – V. 186. – P. 104–110.
34. O, H, C isotope geochemistry of carbonated mineral springs in central Victoria, Australia: sources of gas and water-rock interaction during dying basaltic volcanism / I. Cartwright, T. Weaver, S. Tweed, D. Ahearne, M. Cooper, C. Czapiuk, J. Tranter // Journal of Geochemical Exploration. – 2000. – V. 257–26. – P. 69–70.
35. Stream water age distributions controlled by storage dynamics and nonlinear hydrologic connectivity: modeling with high-resolution isotope data / C. Soulsby, C. Birkel, J. Geris, J. Dick, C. Tunaley, D. Tetzlaff // Water Resour. Res. – 2015. – V. 51. – P. 7759–7776.
36. Environmental controls on the carbon and water (H and O) isotopes in peatland Sphagnum mosses / Z. Xia, Y. Zheng, J.M. Stelling, J. Loisel, Y. Huang, Z. Yu // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2020. – V. 277. – P. 265–284.
37. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. – 1961. – V. 133. – P. 1702–1703.
38. Spatial distribution and controlling factors of surface water stable isotope values ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) across Kazakhstan, Central Asia / H. Wu, J. Wu, F. Song, J. Abuduwaili, A.S. Saparov, X. Chen, B. Shen // Science of the Total Environment. – 2019. – V. 678. – P. 53–61.
39. Hydrochemical and isotopic characterization of groundwater in the Ghis-Nekor plain (northern Morocco) / D. Chafouq, A. El Mandour, M. Elgettafi, M. Himi, I. Chouikri, A. Casas // Journal of African Earth Sciences. – 2018. – V. 139. – P. 1–13.
40. Newman C.P., Poulson S.R., Hanna B. Regional isotopic investigation of evaporation and water-rock interaction in mine pit lakes in Nevada, USA // Journal of Geochemical Exploration. – 2020. – V. 210. – article 106445.
41. Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of South China Sea: Clues from hydrochemistry and stable isotopes (D , ^{18}O , ^{37}Cl and ^{81}Br) / H. Yu, T. Ma, Y. Du, L. Chen // Journal of Geochemical Exploration. – 2019. – V. 196. – P. 57–65.
42. Алексеева Л.П., Алексеев С.В. Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов криоартезианских бассейнов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. – 2018. – № 2 (59). – С. 183–197.
43. Truesdell A.H., Hulston J.R. Isotopic evidence on environments of geothermal systems. Handbook of Environmental Isotope Chemistry. – New York: Elsevier, 1980. – V. 1. – P. 179–226.
44. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain) / B. Andreo, C. Linan, F. Carrasco, C. Jimenez de Cisneros, F. Caballero, J. Mudry // Applied Geochemistry. – 2004. – V. 19. – P. 561–574.
45. Chemo-isotopes (^{18}O & ^2H) signatures and HYSPLIT model application: clues to the atmospheric moisture and air mass origins / R. Bagheri, F. Bagheri, G.H. Karami, H. Jafari // Atmospheric Environment. – 2019. – V. 215. – article 116892.
46. Stable isotopic composition in snowpack along the traverse from a coastal location to Dome A (East Antarctica): results from observations and numerical modeling / T. Ma, L. Li, Y. Li, C. An, J. Yu, H. Ma, S. Jiang // Polar Science. – 2020. – V. 24. – article 100510.
47. McCall G.J.H. The Vendian (Ediacaran) in the geological record: enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion // Earth-Science Reviews. – 2006. – V. 77. – P. 1–229.
48. Соколов Б.С., Федонкин М.А. Вендская система. Т. 2. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы. – М.: Наука, 1985. – 246 с.
49. Das A., Krishnaswami S., Bhattacharya S.K. Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: Sources of DIC and their magnitudes // Earth and Planetary Science Letters. – 2005. – V. 236. – Iss. 1–2. – P. 419–429.
50. Liu Z., Dreybrodt W., Wang H. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO₂ budget: considering the combined action of carbonate dissolution, the global water cycle and photosynthetic uptake of DIC by aquatic organisms // Earth-Science Reviews. – 2010. – V. 99. – № 3–4. – P. 162–172.
51. Zhang J., Quay P.D., Wilbur D.O. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO₂ // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1995. – V. 59. – Iss. 1. – P. 107–114.
52. Carbon isotope signature of dissolved inorganic carbon (DIC) in precipitation and atmospheric CO₂ / M. Górka, P.E. Sauer, D. Lewicka-Szczepak, M.-O. Jędrzysek // Environmental Pollution Volume. – 2011. – V. 159. – № 1. – P. 294–301.
53. Simultaneous determination of dissolved inorganic carbon (DIC) concentration and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ -DIC) by Cavity Ring-Down Spectroscopy: application to study carbonate dynamics in the Chesapeake Bay / J. Su, W.-J. Cai, N. Hussain, J. Brodeur, B. Chen, K. Huang // Marine Chemistry. – 2019. – V. 215. – article 103689.
54. Emrich K., Ehhalt D.H., Vogel J.C. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate // Earth and Planetary Science Letters. – 1970. – V. 8. – Iss. 5. – P. 363–371.
55. Keith M.L., Weber J.N. Isotopic composition and environmental classification of selected limestone and fossils // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1964. – V. 28. – P. 1787–1816.
56. Sage R.F., Stata M. Photosynthetic diversity meets biodiversity: the C₄ plant example // Journal of Plant Physiology. – 2015. – V. 172. – P. 104–119.
57. Stable carbon isotope fractionation, carbon flux partitioning and priming effects in anoxic soils during methanogenic degradation of straw and soil organic matter / R. Conrad, M. Klose, Q. Yuan, Y. Lu, A. Chidthaisong // Soil Biology and Biochemistry. – 2012. – V. 49. – P. 193–199.
58. Factors controlling the carbon isotope composition of dissolved inorganic carbon and methane in marine porewater: an evaluation by reactiontransport modelling / P. Meister, B. Liu, A. Khalili,

- M.E. Böttcher, B.B. Jørgensen // Journal of Marine Systems. – 2019. – V. 200. – article 103227.
59. Assessing sulfate reduction and methane cycling in a high salinity pore water system in the northern Gulf of Mexico / J.W. Pohlman, C. Ruppel, D.R. Hutchinson, R. Downer, R.B. Coffin // Marine and Petroleum Geology. – 2008. – V. 25. – P. 942–951.
60. Stable carbon isotope fractionation between substrates and products of *Methanosarcina barkeri* / K.L. Londry, K.G. Dawson, H.D. Grover, R.E. Summons, A.S. Bradley // Organic Geochemistry. – 2008. – V. 39. – P. 608–621.
61. Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // Earth-Sci. Rev. – 2004. – V. 65. – Iss. 3–4. – P. 141–194.
62. McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. The geologic time scale. Ch. 7. Strontium Isotope Stratigraphy. – Amsterdam: Elsevier, 2012. 18 p.
63. Alexeev S., Alexeeva L., Shouakar-Stash O. Strontium isotopic ratio in brines from the north-east of the Angara-Lenskiy artesian basin // E3S Web of Conferences. – 2019. – V. 98. – article 12001.

Поступила 26.08.2020 г.

Информация об авторах

Новиков Д.А., кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН; доцент кафедры геологии месторождений нефти и газа и кафедры общей и региональной геологии Новосибирского национального исследовательского государственного университета.

Пыряев А.Н., кандидат химических наук, научный сотрудник лаборатории изотопно-аналитической геохимии Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; старший преподаватель кафедры химической и биологической физики Новосибирского национального исследовательского государственного университета.

Черных А.В., научный сотрудник лаборатории гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук.

Дульцев Ф.Ф., научный сотрудник лаборатории гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук.

Ильин А.В., главный гидрогеолог, Октябрьская геологоразведочная партия, Вилуйская геологоразведочная экспедиция, АК «АЛРОСА» (ПАО).

Чертовских Е.О., руководитель службы нефтепромысловой химии и контроля качества УВС – руководитель проекта, проектный офис «Рассолы», ООО «Иркутская Нефтяная Компания».

UDK 553.76 (571.5)

NEW DATA ON THE ISOTOPIC COMPOSITION ($\delta^{13}\text{C}$, δD , $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ AND $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) OF THE SIBERIAN PLATFORM BRINES

Dmitry A. Novikov^{1,2},
NovikovDA@ipgg.sbras.ru

Aleksandr N. Pyrayev^{3,2},
pyrayev@igm.nsc.ru

Anatoliy V. Chernykh¹,
ChernykhAV@ipgg.sbras.ru

Fedor F. Dultsev¹,
DultsevFF@ipgg.sbras.ru

Alexander V. Ilyin⁴,
IlyinAV@alrosa.ru

Evgeny O. Chertovskikh⁵,
chertovskih_eo@irkutskoil.ru

¹ Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of SB RAS,
3/6, Koptyug avenue, Novosibirsk, 630090, Russia.

² Novosibirsk State University,
1, Pirogov street, Novosibirsk, 630090, Russia.

³ Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS,
3, Koptyug avenue, Novosibirsk, 630090, Russia.

⁴ Oktyabrskaya Exploration Party, Vilyuyskaya Exploration Expedition, PJSC ALROSA,
6, Lenin street, Mirny, 678170, Russia.

⁵ Project office «Brines», Irkutsk Oil Company LLC,
4, Bolshoi Liteiny avenue, Irkutsk, 664007, Russia.

The relevance of the study is caused by obtaining new isotope-geochemical data for the Siberian platform brines.

The aim of the research is to reveal the genesis of the brines and dissolved inorganic carbon as well as investigation of the water–environment interactions.

Methods. Field sampling was carried out using common methods. Chemical analysis of brines was carried out by titrimetry, ion chromatography and inductively coupled plasma mass spectrometry. The analysis of the stable isotope composition (δD , $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{13}\text{C}$) was carried out using the Isotope Ratio Mass Spectrometer Finnigan TM MAT 253 equipped with H/Device (for δD analysis) and GasBench II (for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ analysis). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratios were studied using the MI 1201T mass spectrometer in a two-strip mode with registration on one collector.

Results. The new isotope-geochemical data on the Siberian platform supersaturated brines of a wide stratigraphic range (from Riphean to Ordovician) are presented. There is a wide range of oxygen and hydrogen stable isotope composition in the studied brines: from -133 to $-17,5$ ‰ for δD and from $-17,0$ to $-2,5$ ‰ for $\delta^{18}\text{O}$. The δD and $\delta^{18}\text{O}$ values point on the sedimentation-metamorphic genesis of the brines. The carbon isotope composition of the DIC in brines range from -31 to $+12,7$ ‰. It is supposed that DIC has the biogenic (bacterial) origin. The youngest brine DIC has the heaviest carbon isotope composition whereas the oldest brine DIC has the biggest concentration of ^{12}C . The strontium ratios of the studied brines divide them into two groups: with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, close to those of the modern ocean waters, and brines with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values significantly exceeding modern ocean strontium ratios. It is assumed that the burial of the brines of the second group took place in the presence of clastic material of the continental crust, with a high content of radioactive ^{87}Rb .

Key words:

Brines, stable isotope composition $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD , isotopic ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, water–rock interaction, methanogenesis, SMT processes, Siberian platform, Arctic.

The research was financially supported by the FSR no. 0331-2019-0025 and the Russian Foundation for Basic Research as part of the scientific project no. 18-05-70074 «Arctic Resources».

REFERENCES

1. Brandt S.B., Borisov V.N., Lepin V.S., Lomonosov I.S., Pinneker E.V. *Izotopnye otnosheniya strontsiya v nekotorykh prirodnykh vodakh Sibiri* [Isotope ratios of strontium in some natural waters of Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1976. 169 p.
2. Pinneker E.V., Borisov V.N., Kustov Yu.I., Brandt S.S., Dnieper L.V. New data on the isotopic composition of oxygen and brines of the Siberian platform. *Water Resources*, 1987, no. 3, pp. 105–115. In Rus.
3. Pinneker E.V., Shvaptsev S.L. Isotopes of strontium in the waters of the Siberian. *Doklady Akademii Nauk*, 1996, vol. 351, no. 1, pp. 109–111. In Rus.

4. Shvaptsev S.L. The chemical composition and isotopes of the solids of the Tunguska Bassein in connection with the problem of their formation. *Geokhimiya*, 2000, no. 11, pp. 1170–1184. In Rus.
5. Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Borisov V.N., Shouakar-Stash O., Frapè S.K., Chabaux F., Kononov A.M. Isotopic composition (H, O, Cl, Sr) of ground brines of the Siberian Platform. *Russian Geology and Geophysics*, 2007, vol. 48, no. 3, pp. 291–304. In Rus.
6. Alexeeva L.P., Alexeev S.V. *Geokhimiya podzemnykh ldov, solenyykh vod i rassolov Zapadnoy Yakutii* [Geochemistry of ground ice, salt water and brines in Western Yakutia]. Novosibirsk, Geo Publ. house, 2019. 214 p.
7. Shouakar-Stash O., Alexeev S.V., Frapè S.K., Alexeeva L.P., Drimmie R.J. Geochemistry and stable isotopic signatures, including chlorine and bromine isotopes, of the deep groundwaters of the Siberian Platform, Russia. *Applied Geochemistry*, 2007, vol. 22, Iss. 3, pp. 589–605.
8. Alexeeva L.P., Alexeev S.V., Kononov A.M. Isotopic strontium ratio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) in ground ice and waters of the Olenek artesian basin (western Yakutia). *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya RAYEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy*, 2014, no. 6 (49), pp. 97–103. In Rus.
9. Alexeeva L.P., Alexeev S.V., Kononov A.M., Teng M., Yunde L. Chlorine and Bromine Isotops in Brines of the Western Yakutia. *Bulletin of the Irkutsk State University. Series: Earth Sciences*, 2015, vol. 13, pp. 19–30. In Rus.
10. Pelechaty S.M., Kaufman A.J., Grotzinger J.P. Evaluation of $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy for intrabasin correlation: Vendian strata of northeast Siberia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 1996, vol. 108, Iss. 8, pp. 992–1003.
11. Kostrovitsky S.I. *Geokhimicheskie osobennosti kimberlitov* [Geochemical features of kimberlites]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1986. 263 p.
12. Maas R., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S., Sobolev N.V. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia. *Geology*, 2005, vol. 33, Iss. 7, pp. 549–552.
13. Tomilenko A.A., Dublyansky Yu.V., Kuzmin V., Sobolev N.V. Isotope compositions of C and O of magmatic calcites from the Udachnaya-East pipe kimberlite, Yakutia. *Doklady Earth Sciences*, 2017, vol. 475, Iss. 1, pp. 828–831. In Rus.
14. Shatskii V.S., Zedgenizov D.A., Ragozin A.L., Kalinina V.V., Reutskii V.N. Local variations in carbon isotopes and nitrogen contents in diamonds from placers of the northeastern portion of the Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences*, 2011, vol. 440, Iss. 1, pp. 1282–1286.
15. Gornova M.A., Polozov A.G., Ignatev A.V., Velivetskaya T.A. Peridotite nodules from the Udachnaya kimberlite pipe: «Nonmantle» oxygen isotope ratios in garnets. *Doklady Earth Sciences*, 2007, vol. 415, Iss. 5, pp. 777–781. In Rus.
16. Novikov D.A., Ilyin A.V., Kashirtsev V.A., Chernykh A.V., Pyryaev A.N., Dultsev F.F., Maksimova A.A., Zueva I.N., Chalaya O.N. Geochemistry of brines and petroleum occurrences in the Udachnaya kimberlite pipe (Siberian platform). *Russian Geology and Geophysics*, 2021. DOI: 10.15372/GiG2021115.
17. Novikov D.A., Chernykh A.V., Konstantinova L.N., Dultsev F.F., Yurchik I.I. Hydrogeochemistry of Vendian sequences of the Siberian platform. *Russian Geology and Geophysics*, 2021. DOI: 10.15372/GiG2021115.
18. Gordeeva A.O., Novikov D.A., Dultsev F.F., Chernykh A.V. Effect of Trap Magmatism on the Geochemistry of Gases in the North-Western Regions of the Siberian Platform. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2021. vol. 666, no. 5, article 052055.
19. Novikov D.A., Gordeeva A.O., Chernykh A.V., Dultsev F.F., Zhitova L.M. The influence of trap magmatism on the geochemical composition of brines of petroliferous deposits in the Western areas of the Kureika syncline (Siberian Platform). *Russian Geology and Geophysics*, 2021, vol. 62, no. 6, pp. 701–719.
20. Kashirtsev V.A., Parfenova T.M., Moiseev S.A., Chernykh A.V., Novikov D.A., Burshtein L.M., Dolzhenko K.V., Rogov V.I., Melnik D.S., Zueva I.N., Chalaya O.N. The Sukhana Sedimentary Basin, Siberian Platform: Source Rock Characterization and Direct Evidence of Oil and Gas Presence. *Russian Geology and Geophysics*, 2019, vol. 60, no. 10, pp. 1175–1187.
21. Novikov D.A., Zhitova L.M., Dultsev F.F., Chernykh A.V. Primary data on the impact from trap magmatism on the hydrogeochemistry of brines in the southwestern part of the Kureika syncline (Siberian Platform). *E3S Web of Conferences*, 2019, vol. 98, article 08017.
22. Novikov D.A., Chernykh A.V., Dultsev F.F. Geochemistry of brines in Vendian deposits of the Siberian platform. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2018, vol. 193, article 012052.
23. Novikov D.A. Genetic classification of subsurface waters and brines of Arctic regions of Siberia. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2018, vol. 193, article 012049.
24. Novikov D.A. Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins. *Petroleum Exploration and Development*, 2017, vol. 44, no. 5, pp. 780–786.
25. Novikov D.A., Trifonov N.S. Hydrogeologic implications of industrial effluent disposal of the Yurubcheno-Tokhomo field (Siberian Craton, Russia). *Arabian Journal of Geosciences*, 2016, vol. 9, no. 1, article 63.
26. Boral S., Sen I.S., Ghosal D., Peucker-Ehrenbrink B., Hemingway J.D. Stable water isotope modeling reveals spatio-temporal variability of glacier meltwater contributions to Ganges River headwaters. *Journal of Hydrology*, 2019, vol. 577, article no. 123983.
27. Wenninger J., Beza D.T., Uhlenbrook S. Experimental investigations of water fluxes within the soil-vegetation-atmosphere system: stable isotope mass-balance approach to partition evaporation and transpiration. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2010, vol. 35, pp. 565–570.
28. Cotovicz Jr. L.C., Knoppers B.A., Deirmendjian L., Abril G. Sources and sinks of dissolved inorganic carbon in an urban tropical coastal bay revealed by $\delta^{13}\text{C}$ -DIC signals. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2019, vol. 220, pp. 185–195.
29. Shoedarto R.M., Tada Y., Kashiwaya K., Koike K. Specifying recharge zones and mechanisms of the transitional geothermal field through hydrogen and oxygen isotope analyses with consideration of water-rock interaction. *Geothermics*, 2020, vol. 86, article no. 101797.
30. Stefánsson A., Arnórsson S., Sveinbjörnsdóttir A.E., Heinemaier J., Kristmannsdóttir H. Isotope (δD , $\delta^{18}\text{O}$, 3H , $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C) and chemical (B, Cl) Constrains on water origin, mixing, water-rock interaction and age of low-temperature geothermal water. *Applied Geochemistry*, 2019, vol. 108, article no. 104380.
31. Aydın H., Karakuş H., Mutlu H. Hydrogeochemistry of geothermal waters in eastern Turkey: Geochemical and isotopic constraints on water-rock interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2020, vol. 390, article no. 106708.
32. Hoefs J. Stable isotope geochemistry. *Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment*. Cham, Springer International Publishing AG, part of Springer Nature, 2018. 460 p.
33. Santucci L., Sancì R., Carol E., Villalba E., Panarello H. Using H, O, Rn isotopes and hydrometric parameters to assess the surface water-groundwater interaction in coastal wetlands associated to the marginal forest of the Río de la Plata. *Continental Shelf Research*, 2019, vol. 186, pp. 104–110.
34. Cartwright I., Weaver T., Tweed S., Ahearne D., Cooper M., Czapnik C., Tranter J. O, H, C isotope geochemistry of carbonated mineral springs in central Victoria, Australia: sources of gas and water-rock interaction during dying basaltic volcanism. *Journal of Geochemical Exploration*, 2000, vol. 257–26, pp. 69–70.
35. Soulsby C., Birkel C., Geris J., Dick J., Tunaley C., Tetzlaff D. Stream water age distributions controlled by storage dynamics and nonlinear hydrologic connectivity: modeling with high-resolution isotope data. *Water Resources Research*, 2015, vol. 51, pp. 7759–7776.
36. Xia Z., Zheng Y., Stelling J.M., Loisel J., Huang Y., Yu Z. Environmental controls on the carbon and water (H and O) isotopes in peatland Sphagnum mosses. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020, vol. 277, pp. 265–284.
37. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 1961, vol. 133, pp. 1702–1703.
38. Wu H., Wu J., Song F., Abuduwaili J., Saparov A.S., Chen X., Shen B. Spatial distribution and controlling factors of surface water stable isotope values ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) across Kazakhstan, Central Asia. *Science of the Total Environment*, 2019, vol. 678, pp. 53–61.

39. Chafouq D., El Mandour A., Elgettafi M., Himi M., Choukri I., Casas A. Hydrochemical and isotopic characterization of groundwater in the Ghis-Nekor plain (northern Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 2018, vol. 139, pp. 1–13.
40. Newman C.P., Poulson S.R., Hanna B. Regional isotopic investigation of evaporation and water-rock interaction in mine pit lakes in Nevada, USA. *Journal of Geochemical Exploration*, 2020, vol. 210, article no. 106445.
41. Yu H., Ma T., Du Y., Chen L. Genesis of formation water in the northern sedimentary basin of South China Sea: clues from hydrochemistry and stable isotopes (D, ^{18}O , ^{37}Cl and ^{81}Br). *Journal of Geochemical Exploration*, 2019, vol. 196, pp. 57–65.
42. Alexeeva L.P., Alexeev S.V. Geochemistry of ground ice, saline groundwater, and brines in the cryoartesian basins of the north-eastern Siberian Platform. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, vol. 59, pp. 144–156.
43. Truesdell A.H., Hulston J.R. *Isotopic evidence on environments of geothermal systems. Handbook of Environmental Isotope Chemistry*. New York, Elsevier Publ., 1980. Vol. 1, pp. 179–226.
44. Andreo B., Linan C., Carrasco F., Jimenez de Cisneros C., Caballero F., Mudry J. Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (^{18}O and ^2H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S Spain). *Applied Geochemistry*, 2004, vol. 19, pp. 561–574.
45. Bagheri R., Bagheri F., Karami G.H., Jafari H. Chemo-isotopes (^{18}O & ^2H) signatures and HYSPLIT model application: clues to the atmospheric moisture and air mass origins. *Atmospheric Environment*, 2019, vol. 215, article no. 116892.
46. Ma T., Li L., Li Y., An C., Yu J., Ma H., Jiang S. Stable isotopic composition in snowpack along the traverse from a coastal location to Dome A (East Antarctica): Results from observations and numerical modeling. *Polar Science*, 2020, vol. 24, article no. 100510.
47. McCall G.J.H. The Vendian (Ediacaran) in the geological record: enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion. *Earth-Science Reviews*, 2006, vol. 77, pp. 1–229.
48. Sokolov B.S., Fedonkin M.A. *Vendская система. Том 2. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы* [Vendian system. Vol. 2. Historical, geological and paleontological substantiation. Stratigraphy and geological processes]. Moscow, Nauka Publ., 1985, 246 p.
49. Das A., Krishnaswami S., Bhattacharya S.K. Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: sources of DIC and their magnitudes. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, vol. 236, Iss. 1–2, pp. 419–429.
50. Liu Z., Dreybrodt W., Wang H. A new direction in effective accounting for the atmospheric CO_2 budget: considering the combined action of carbonate dissolution, the global water cycle and photosynthetic uptake of DIC by aquatic organisms. *Earth-Science Reviews*, 2010, vol. 99, Iss. 3–4, pp. 162–172.
51. Zhang J., Quay P.D., Wilbur D.O. Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO_2 . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, vol. 59, Iss. 1, pp. 107–114.
52. Górka M., Sauer P.E., Lewicka-Szczębak D., Jędrysek M.-O. Carbon isotope signature of dissolved inorganic carbon (DIC) in precipitation and atmospheric CO_2 . *Environmental Pollution Volume*, 2011, vol. 159, Iss. 1, pp. 294–301.
53. Su J., Cai W.-J., Hussain N., Brodeur J., Chen B., Huang K. Simultaneous determination of dissolved inorganic carbon (DIC) concentration and stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$ -DIC) by Cavity Ring-Down Spectroscopy: application to study carbonate dynamics in the Chesapeake Bay. *Marine Chemistry*, 2019, vol. 215, article no. 103689.
54. Emrich K., Ehhalt D.H., Vogel J.C. Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*, 1970, vol. 8, Iss. 5, pp. 363–371.
55. Keith M.L., Weber J.N. Isotopic composition and environmental classification of selected limestone and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, vol. 28, pp. 1787–1816.
56. Sage R.F., Stata M. Photosynthetic diversity meets biodiversity: the C4 plant example. *Journal of Plant Physiology*, 2015, vol. 172, pp. 104–119.
57. Conrad R., Klose M., Yuan Q., Lu Y., Chidthaisong A. Stable carbon isotope fractionation, carbon flux partitioning and priming effects in anoxic soils during methanogenic degradation of straw and soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 2012, vol. 49, pp. 193–199.
58. Meister P., Liu B., Khalili A., Böttcher M.E., Jørgensen B.B. Factors controlling the carbon isotope composition of dissolved inorganic carbon and methane in marine porewater: An evaluation by reaction-transport modelling. *Journal of Marine Systems*, 2019, vol. 200, article no. 103227.
59. Pohlman J.W., Ruppel C., Hutchinson D.R., Downer R., Coffin R.B. Assessing sulfate reduction and methane cycling in a high salinity pore water system in the northern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 2008, vol. 25, pp. 942–951.
60. Londry K.L., Dawson K.G., Grover H.D., Summons R.E., Bradley A.S. Stable carbon isotope fractionation between substrates and products of *Methanosarcina barkeri*. *Organic Geochemistry*, 2008, vol. 39, pp. 608–621.
61. Banner J.L. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Sci. Rev.*, 2004, vol. 65, Iss. 3–4, pp. 141–194.
62. McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. *The Geologic Time Scale. Ch. 7. Strontium Isotope Stratigraphy*. Amsterdam, Elsevier, 2012, 18 p.
63. Alexeev S., Alexeeva L., Shouakar-Stash O. Strontium isotopic ratio in brines from the north-east of the Angara-Lenskiy artesian basin. *E3S Web of Conferences*, 2019, vol. 98, article no. 12001.

Received: 26 August 2020.

Information about the authors

Dmitry A. Novikov, Cand. Sc., head of the laboratory, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics; associate professor, Novosibirsk State University.

Aleksandr N. Pyrayev, Cand. Sc., Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences; senior lecturer, Novosibirsk State University.

Anatoliy V. Chernykh, research associate, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences.

Fedor F. Dultsev, research associate, Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences.

Alexander V. Ilyin, chief hydrogeologist, Oktyabrskaya Exploration Party, Vilyuyskaya Exploration Expedition, PJSC ALROSA.

Evgeny O. Chertovskikh, head of the oilfield chemistry and quality control service of hydrocarbons, project manager, project office «Brines», Irkutsk Oil Company LLC.