

УДК 546:027(42)+551.7(8)

## ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ СТРОНЦИЯ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ И РУДАХ ПОРОЖИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

© 2022 г. В. Н. Кулешов<sup>a, \*</sup>, М. И. Буюкайте<sup>a, \*\*</sup>,  
Н. Б. Кузнецов<sup>a, b, \*\*\*</sup>, Л. И. Свиридов<sup>c, \*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Геологический институт РАН,  
Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

<sup>b</sup>Институт Земной коры СО РАН,  
ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

<sup>c</sup>Сибирский федеральный университет (Институт нефти и газа),  
Свободный просп., 82, стр. 6, корпус № 25, Красноярск, 660041 Россия

\*e-mail: vnkuleshov@mail.ru

\*\*e-mail: buyakaite@ginras.ru

\*\*\*e-mail: kouzniebor@mail.ru

\*\*\*\*e-mail: Sviridov@sfu-kras.ru

Поступила в редакцию 17.03.2021 г.

После доработки 05.06.2021 г.

Принята к публикации 29.04.2022 г.

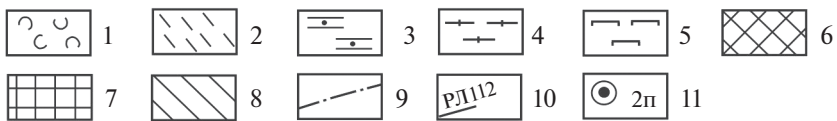
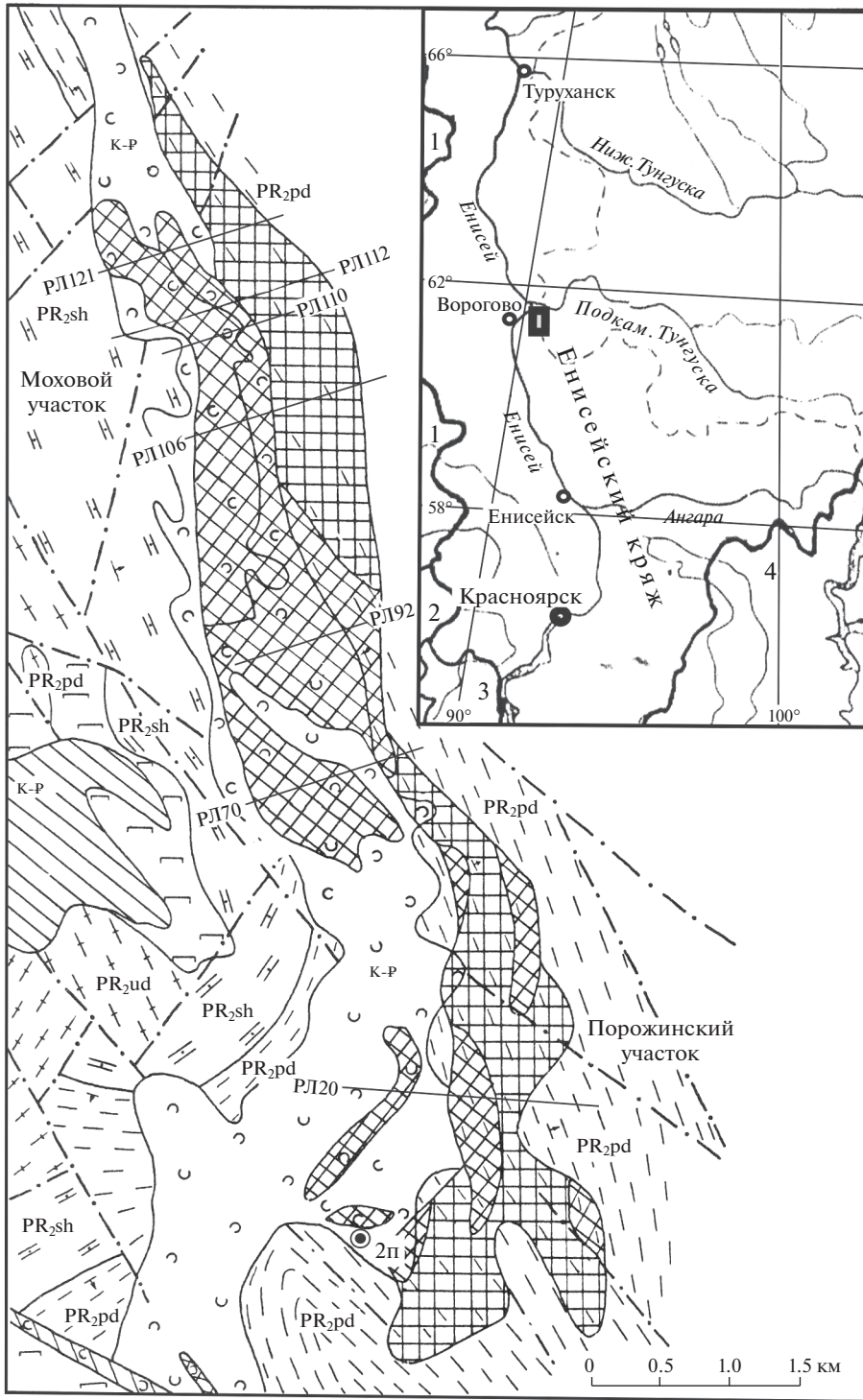
В марганцевых рудах и карбонатных породах Порожинского месторождения, относимых к подъемской свите, установлены довольно широкие вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70825–0.70924), которые вместе с вариациями изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  – 14.6...2.0‰, PDB) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  19.4...28.3‰, SMOW) свидетельствуют о разных условиях образования изученных пород. Величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах Порожинского месторождения, по сравнению с величинами  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах (доломиты, известняки) подъемской свиты разреза по р. Чапа, существенно выше. Положение значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  доломитов Порожинского месторождения на обобщенной кривой вариаций этого отношения для позднего протерозоя (по [Кузнецов и др., 2014]) позволяет предположить более молодой возраст карбонатных пород, относимых на Порожинском месторождении к подъемской свите, по сравнению с карбонатами подъемской свиты в разрезе по р. Чапа. Величины Mn/Sr, которые обычно принимают в качестве критерия степени измененности карбонатов вторичными процессами (при интерпретации вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и обсуждении вопросов возможности использования материала для хемотратиграфических построений), не пригодны для пород, образовавшихся в марганцеворудных осадочных бассейнах.

**Ключевые слова:** месторождения марганца, марганцевые руды, геохимия изотопов, стронций, доломиты, неопротерозой, Енисейский кряж.

**DOI:** 10.31857/S0024497X22050020

Порожинское месторождение марганца расположено на юге Туруханского района Красноярского края, в северо-западной части Енисейского кряжа, в 650 км к северу от г. Красноярска (рис. 1). Это месторождение является одним из наиболее крупных марганцевых месторождений в России. Его общие запасы составляют 29.46 млн т [Государственный ..., 2019]. В геологическом отношении месторождение расположено в пределах Вороговского прогиба, который был заложен в неопротерозое [Мстиславский, Потконен, 1990; Sovetov, Le Heron, 2016; Вишневская и др., 2017].

Впервые ореолы марганцевого оруденения в пределах Вороговского прогиба были выявлены в 1974 г. В ходе поисковых работ на марганец (1976–1982 гг.) было намечено несколько рудных участков, в том числе Моховой и Порожинский, на которых в 1982–1984 гг. были проведены предварительные разведочные работы. Ранее нами было отмечено [Кулешов, 2018; Кулешов и др., 2021], что к настоящему времени уже накоплен обширный фактический материал по геологии, минералогии и геохимии руд марганца этого месторождения. В то же время некоторые особенно-



сти пород Порожинского месторождения, важные для интерпретации времени и условий его образования, изучены далеко не полно. Это касается исследований изотопного состава стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), которые здесь до сих пор проведены не были.

В настоящей работе приведены новые данные по изотопному составу стронция для карбонатов марганца карстовых депрессий и вмещающих доломитов, относимых на Порожинском и Моховом участках Порожинского месторождения к подъемской свите чапской серии верхнего неопротерозоя Вороговского прогиба. Характер распределения значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в совокупности с данными по изотопному составу углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ), а также содержанию некоторых химических компонентов (Rb, Sr, Mg/Ca,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  и др.) позволяют выяснить особенности образования пород и руд рассматриваемого месторождения, приблизительно оценить их возраст, а также возраст вмещающей оруденение карбонатной толщи.

## ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Геологическое строение Порожинского месторождения в целом хорошо изучено. Здесь были проведены детальные работы на поиски и разведку залежей руд марганца с подсчетом запасов и обоснования технико-экономических кондиций (1978–1990 гг. – Порожинской поисковой партией, ГСЭ ПГО “Красноярскгеология”; 1995–1998 гг. – ГРК “Плутон”) в рамках программы подготовки этого месторождения к освоению.

Результаты проведенных на Порожинском месторождении геологоразведочных работ и научных исследований изложены в фондовых материалах и ряде научных публикаций [Мкртычян и др., 1980; Головкин, Наседкина, 1982; Головкин и др., 1982; Усталов, 1982; Мстиславский, Потконен, 1990; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012; Горшков, 1994; Кулешов, 2018; Кулешов и др., 2021а и др.]. По этой причине в настоящем сообщении мы приведем лишь кратко общую характеристику строения месторождения, а также геологического положения развитых здесь пород и руд.

В структурном отношении Порожинское месторождение приурочено к Порожинской синклинали, осложняющей строение Михеевской впадины Вороговского прогиба. Наиболее древние породы

в районе месторождения отнесены к нижнему протерозою и представлены тремя свитами: порожинской (двуслюдяные гранатовые плагиогнейсы, гранатовые амфиболиты, кальцифиры, кварциты), свитой хребта Карпинского (гнейсы, кварциты, кварц-гранат-двуслюдяные сланцы, мраморы, амфиболиты) и печенгской (кристаллосланцы, кварциты, мраморы) [Цыкин, Свиридов, 2012]. Выше с несогласием залегают породы, относимые к сухопитской серии нижнего–среднего рифея, представленной кристаллическими сланцами разного состава, кварцитами и мраморами. Все эти образования участвуют в строении структурного основания Вороговского прогиба и расположенного в более восточных районах северной части Енисейского кряжа Чапско-Тейского прогиба, сложенных позднепротерозойскими образованиями.

В Вороговском прогибе верхи неопротерозойского разреза представлены вороговской серией и перекрывающей ее карбонатной толщей. Вороговская серия расчленена на северореченскую, мутнинскую и сухореченскую свиты, представленные терригенными и карбонатными породами в разном соотношении [Кириченко, 1965; Советов, Благовидов, 1996; Хоментовский, 2015; Вишневецкая и др., 2017; Кузнецов и др., 2017]. На этом или близком стратиграфическом уровне в юго-западных частях Чапско-Тейского прогиба выделяют чингасанскую серию, расчлененную на лопатинскую, карьерную (вандадакскую) и чивдинскую, сложенные преимущественно терригенными обломочными и глинистыми образованиями [Семихатов, 1962; Хоментовский и др., 1972; Ножкин и др., 2007; Хоментовский, 2015; Шацкило и др., 2015; Кузнецов и др., 2018; Priyatkin et al., 2016]. Распространенные в северо-восточных частях Чапско-Тейского прогиба позднепротерозойские образования рассматривают как чапскую серию, занимающую более высокое стратиграфическое положение по отношению к чингасанской серии [Семихатов, 1962, Хоментовский, 2015, Priyatkin et al., 2016]. Чапскую серию принято расчленять на суворовскую свиту (сложена конгломератами, распространенными локально и, по-видимому, слагающими выполнение эрозионных карманов), существенно карбонатную подъемскую свиту и перекрывающую ее немчанскую свиту, сложенную красноцветными терригенными породами [Советов, 1977; Советов, Благовидов, 2004; Хоментовский, 2015]. По

**Рис. 1.** Схема геологического строения Мохового и Порожинского участков (по [Горшков, 1994] с дополнениями). 1 – образования кор выветривания; 2 – вулканогенно-осадочные породы подъемской свиты; 3 – карбонатные отложения сухореченской свиты; 4 – сланцы удерейской свиты; 5 – гипербазиты; 6–8 – площади распространения руд: 6 – оксидные марганцевые, 7 – карбонатные марганцевые, 8 – силикатные и никелевые в корях выветривания гипербазитов; 9 – разрывные нарушения; 10 – разведочные профили; 11 – положение разведочной скважины 2п. На врезке – положение Порожинского месторождения марганца (черный четырехугольник, вне масштаба). Цифры на врезке: 1 – Томская обл., 2 – Кемеровская обл., 3 – Республика Хакасия, 4 – Иркутская обл.

аналогии с доминирующими представлениями о строении сводного разреза Чапско-Тейского прогиба верхние элементы непротерозойской последовательности в Вороговском прогибе, представленные, в основном, карбонатными породами, также выделяют как подъемскую свиту. Как в Чапско-Тейском, так и Вороговском прогибах стратиграфически выше неопротерозойских образований залегают породы лебяжинской свиты нижнего кембрия [Усталов, 1982; Хоментовский, 2015; Priyatkina et al., 2016; Вишневская и др., 2017; Кузнецов и др., 2017].

В Вороговском прогибе и, в частности, в районе Порожинского месторождения (центральная часть Вороговского прогиба) карбонатные породы, относимые к подъемской свите, марганценосны; в разрезе карбонатной толщи выделены две подсвиты: нижняя и верхняя. Первая из них хорошо выдержана по составу и мощности; в основном представлена доломитами, и только вблизи ее кровли появляются прослои аргиллитов и известняков. Полная мощность подсвиты 360–400 м. Для пород, относимых на Порожинском месторождении к верхнеподъемской подсвите, характерны повышенная марганценодность и присутствие (вплоть до преобладания) туфогенных и туфогенно-кремнистых пород [Усталов, 1982; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012]. Толща этих пород подразделяется на 6 пачек (вулканогенно-терригенную марганценосную, туфосилицитовую, алевролитно-туфоалевролитовую, карбонатно-туфогенно-терригенную, алевро-песчанистую с линзами строматолитовых известняков, известково-песчанистую), внутреннее строение которых весьма изменчиво [Цыкин, Свиридов, 1993, 2012]. Основной продуктивной пачкой на марганец является первая (нижняя) пачка, включающая стратиформные родохрозитовые туфоалевролиты, псаммитовые туфы и туффиты со средним содержанием марганца 8–10%, иногда выше [Головко и др., 1982]. В составе туфов установлено значительное количество конкреционных доломит-родохрозитовых и родохрозитовых стяжений и обломков того же состава, которые в отдельных разрезах слагают 20–60% объема всего кластического материала и локализованы в виде стратиформных рудных слоев.

Несколько повышенное содержание марганца характерно также и для верхних пачек подсвиты, в составе которых присутствуют горизонты известняков; отдельные прослои известняков содержат примесь органического вещества в виде битумов и углисто-графитистых включений. Мощность толщи, относимой на Порожинском месторождении к верхнеподъемской подсвите, на разных его участках изменяется от 800 до 1200 м.

На верхнеподъемской подсвите согласно залегают толща переслаивающихся аргиллитов, алевро-

литов и песчаников разной зернистости, которую обычно [Хоментовский, 2015] сопоставляют с немчанской свитой чапской серии Чапско-Тейского прогиба, относимой к нижнему венду [Покровский и др., 2012] или к верхам верхнего венда (эдиакария) [Priyatkina et al., 2016].

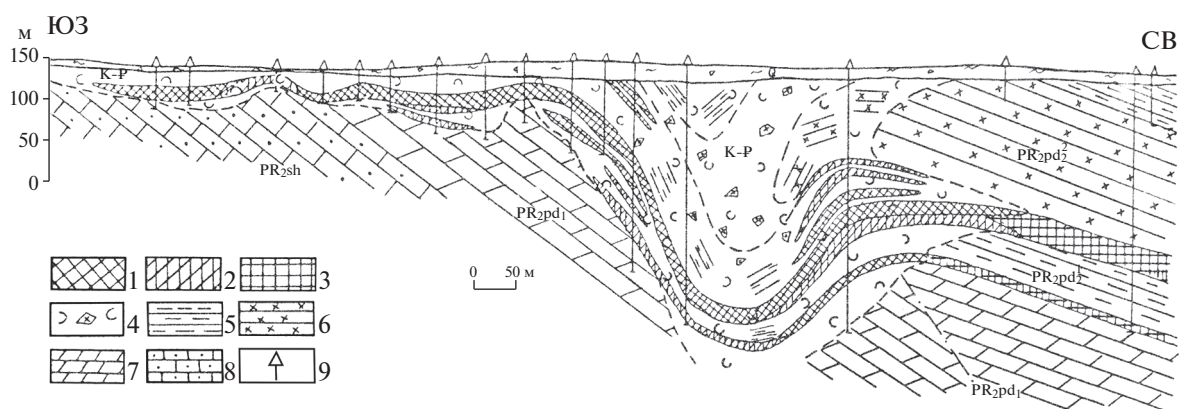
Фанерозойские толщи в районе месторождения представлены нижнепалеозойскими, мезозойско-раннекайнозойскими породами и рыхлыми четвертичными отложениями. К нижнему палеозою отнесены фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские, преимущественно карбонатные породы лебяжинской свиты. В пределах Вороговского прогиба (как и в Чапско-Тейском прогибе) эта свита залегают на породах верхней части немчанской свиты, а в некоторых других частях Енисейского кряжа (например, в бассейне верхнего течения р. Вороговка) на более древних образованиях. В разрезе лебяжинской свиты преобладают доломиты, присутствуют единичные горизонты алевролитов, аргиллитов и гипса [Усталов, 1982; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012].

Мезозойско-раннекайнозойские образования имеют континентальное происхождение и слагают, в основном, площадные и линейные коры выветривания [Мкртычян и др., 1980; Головко, Наседкина, 1982; Головко и др., 1982; Усталов, 1982; Мстиславский, Потконен, 1990; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012; Горшков, 1994]. Во многих случаях эти образования выполняют полости карстовых депрессий, развитых в карбонатных породах, относимых к подъемской свите. Присутствуют также фрагментарно сохранившиеся угленосно-терригенные и терригенные породы средней-верхней юры, нижнего мела и палеогена, а также продукты их выветривания [Цыкин и др., 1987].

Порожинское месторождение объединяет 7 участков (Кожевенский, Моховой, Порожинский, Центральный, Хребтовый, Северный и Михево-Мутнинский), границы которых проведены условно [Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 2012]. Наиболее крупными по запасам марганцевых руд являются Моховой и Порожинский участки [Горшков, 1994].

Первичные марганцевые и марганецсодержащие породы на Порожинском месторождении приурочены к толще, относимой к верхней подсвите подъемской свиты верхнего венда. Это карбонатные породы (марганцовистый доломит и др.) с повышенным содержанием марганца (до 6% MnO и выше). Вторичные (гипергенные, наложенные) марганцевые руды связаны с мезозойско-раннекайнозойскими корами выветривания и представлены преимущественно оксидными рудами, а также в небольшом количестве (до 3%) – карбонатами марганца.

Наложное карбонатное омарганцевание проявлено в виде псевдоморфного метасоматическо-



**Рис. 2.** Геологический разрез по профилю 112 Мохового участка Порожинского месторождения [Горшков, 1994]. 1–3 – руды: 1 – оксидные, 2 – оксидно-карбонатные, 3 – карбонатные; 4 – щебнисто-глинистые образования (кора выветривания); 5 – алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники; 6 – силициты, фтаниты; 7 – доломиты; 8 – известняки песчанистые; 9 – положение буровых скважин.

го замещения доломита родохрозитом и манганокальцитом, а также прожилков и гнезд родохрозита. Эти процессы обусловлены инфильтрацией обогащенных марганцем подземных вод сквозь трещиноватые кавернозные доломиты и метасоматозом последних с образованием гипергенных родохрозита и манганокальцита [Цыкин и др., 1987; Головки и др., 1982; Цыкин, 1984, 1992; Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 2012].

Марганцевые руды в карстовых депрессиях на месторождении слагают серию субпараллельных пластообразных и линзовидных тел субгоризонтального и наклонного залегания, осложненных локальными выступами и прогибаниями. В этих пластообразных и линзовидных рудных телах часты “включения” безрудных интервалов (“окон”). Рудные тела конформны горизонтам глинистых пород мезозойско-кайнозойских площадных и линейных кор выветривания [Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 2012].

Формирование марганцевых пород и руд Порожинского месторождения связано с рядом геологических процессов, протекавших в разных условиях на протяжении длительного геологического времени – с венда и до мела–палеогена. Первичное концентрирование марганца, в соответствии с распространенной точкой зрения [Усталов, 1982; Горшков, 1994; Цыкин, Свиридов, 1993, 2012 и др.], происходило в форме карбонатов (марганцовистого доломита, родохрозита, манганокальцита, манганосидерита), характерных для толщи, относимой к верхнеподъемской подсвите верхнего венда. В карстовых образованиях мела–палеогена, развитых преимущественно по породам, относимым к верхнеподъемской подсвите, которые служили источником марганца для руд месторождения, высокие концентрации марганца связаны, в основном, с оксидами (псиломеланом, пиролюзитом, вернадитом, ран-

сьситом, бёрнесситом и др.; а на глубинах более 200 м – также и с манганитом). Образование вторичных (гипергенных) карбонатов марганца (родохрозита, манганокальцита, кутнагорита) также широко проявлено; происходило в мезозое–кайнозое неоднократно [Головки и др., 1982; Цыкин, 1984, 1992; Цыкин и др., 1987].

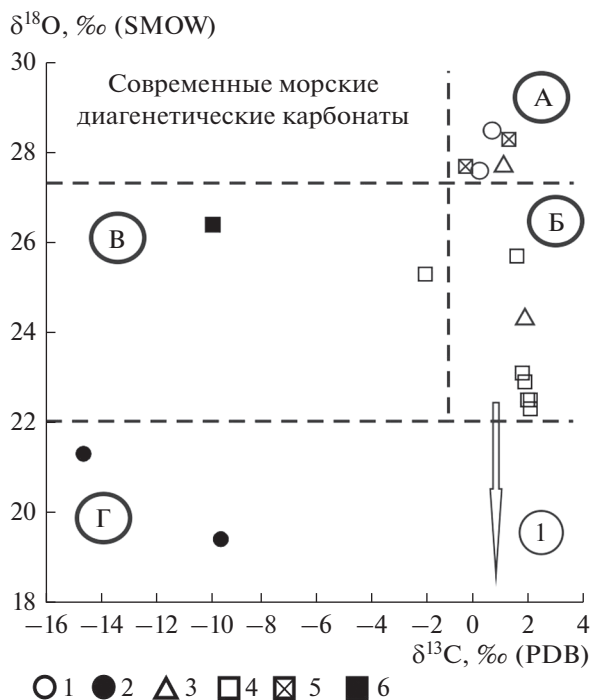
Следует отметить, что дно карстовых депрессий обычно сложено доломитами, относимыми к нижнеподъемской подсвите (рис. 2), которые часто характеризуются повышенным содержанием марганца и, возможно, также могут служить источником марганца для рудных залежей карстовых депрессий [Кулешов и др., 2021a].

Таким образом, условия образования карбонатов марганца и вмещающих пород Порожинского месторождения в целом и в отдельных его участках были принципиально различными на разных этапах формирования месторождения: морскими – в позднем венде и континентальными (связанными с процессами образования карстовых депрессий) – в позднем мезозое и раннем кайнозое. Это, как можно полагать, должно было отразиться в изотопных (стронций, углерод, кислород) системах образования пород и руд месторождения.

## МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Материал

Изученный набор проб (16 образцов) определен доступностью (наличием в частных коллекциях и в коллекциях геологических организаций) материала и представлен карбонатными и оксидными рудами марганца и вмещающими их доломитами. Этот материал преимущественно был отобран из керна разведочных и поисковых сква-



**Рис. 3.**  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в породах и рудах Порожинского месторождения марганца.

А – область современных осадочных морских карбонатов, Б – предполагаемая область позднекембрийских–раннепалеозойских осадочных морских карбонатов Вороговского прогиба, В – предполагаемая область позднекембрийских–раннепалеозойских диагенетических морских карбонатов Вороговского прогиба, Г – область карбонатов зоны гипергенеза. Стрелка 1 – направление изменения величин  $\delta^{18}\text{O}$  под воздействием вторичных процессов в условиях гипергенеза.

1–3 – Порожинский участок: 1 – доломиты нижнеподъемской подсвиты, 2 – карбонаты марганца (руда) карстовой депрессии, 3 – доломиты карстовой депрессии (верхнеподъемская(?) подсвита); 4–6 – Моховой участок: 4 – доломиты из разведочных канав (верхнеподъемская(?) подсвита), 5 – доломит из скважин (нижнеподъемская подсвита), 6 – карбонат марганца.

жин, расположенных на участках Порожинский и Моховой, а также из технологических проб. Положение изученных образцов привязано к геологоразведочным скважинам (керна: профиль, номер скважины, глубина отбора), разведочным канавам и траншеям (разведочный профиль, пикеты). В стратиграфическом отношении изученные доломиты скоррелировать не представляется возможным (по глубине залегания изученных проб можно оценить только их относительное положение – выше или ниже по разрезу).

#### Аналитические методы

Карбонатная часть (кальцит, родохрозит, доломит) для Sr-изотопного анализа была выделена

растворением в 1 N соляной кислоте. Образцы предварительно были отмыты 0.1 N соляной кислотой, затем ультрачистой водой Milli-Q. Изотопный состав стронция, содержания рубидия и стронция были определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{84}\text{Sr}$ . Измерения изотопного состава стронция и рубидия проведены на масс-спектрометре MAT-260 в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН. Ошибка измерения величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  составляла  $\pm 0.00008$ , ошибка определения отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  не превышала 1.5% и контролировалась измерением стандарта ИСГ по методике [Виноградов, Чернышев, 1987].

Разложение проб карбонатов и стандартов КН-2, С-О-1 и NBS-19 для масс-спектрометрических измерений проведено в ортофосфорной кислоте ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) при  $50^\circ\text{C}$ . Определения изотопного состава углерода и кислорода выполнены с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  приведены в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения  $\delta^{18}\text{O}$  – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  попадает в пределы  $\pm 0.2\text{‰}$  и  $\pm 0.1\text{‰}$  соответственно.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты определения химического и изотопного состава ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) изученных пород и руд приведены в табл. 1 и 2. Обращает на себя внимание широкий общий диапазон величин стронциевого отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , варьирующих от 0.70822 до 0.70924, а также изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ :  $-14.6\text{‰}$ ... $2.0\text{‰}$ , PDB) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$   $+19.4\text{‰}$ ... $+28.3\text{‰}$ , SMOW). Это свидетельствует о разных условиях образования (или, возможно, преобразования) и разных источниках вещества изученных пород.

**Изотопный состав углерода и кислорода.** Полученные данные по изотопному составу углерода и кислорода приведены на рис. 3. На нем видно, что изотопные характеристики изученных пород соответствуют разным генетическим типам карбонатного вещества. Наиболее высокие ( $\delta^{13}\text{C} \approx -1\text{‰}$ ... $2\text{‰}$ ) значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  соответствуют доломитам, образованным в морских условиях (области “А” и “Б”). Карбонаты марганца, как и следовало ожидать, характеризуются наиболее легким изотопным составом углерода ( $\delta^{13}\text{C} -14.6\text{‰}$ ... $-9.5\text{‰}$ ). Это свидетельствует о том, что они были образованы при активном участии окисленного углерода органического вещества как в исходных осадках зоны раннего диагенеза (область “В”),

**Таблица 1.** Изотопный состав ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\text{Mn}/\text{Sr}$  и содержание  $\text{MnO}$  (%) в карбонатных породах и рудах подьемской свиты Порожнинского месторождения марганца (Енисейский край, Красноярский край)

№ ан.	Номер образца	Характеристика образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Начальн. 550 млн лет	Sr, ppm	Rb, ppm	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ PDB	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW	MnO, %	Mn/Sr	Ce/*Ce <sub>xx</sub>	Mg/Ca	SiO <sub>2</sub> , %
7325	2п-2/45.0	Участок Порожинский, карстовая депрессия, куст скважин; скв. 2п-2, гл. 45.0 м.	0.70851	0.06	0.70800	40.0	0.82	1.8	24.3	1.07	207.5	1.94	0.554	0.25
7319	2п-3/50.0	Марганцовистый доломит. Там же, скв. 2п-3, гл. 50.0 м.	0.70924	0.15 <sup>x</sup>	0.70807	32.4	1.74	-14.6	21.3	28.20	6697.5	1.03	0.263	13.0
7332	2п-4/5.4	Карбонатная марганцевая руда. »; скв. 2п-4, гл. 5.4 м.	0.70862	0.05	0.70823	28.6	0.49	-9.5	19.4	36.60	9853.2	0.98	0.375	18.7
7334	2п-5/34.3-35.3	Карбонатная марганцевая руда, песчанистая. »; скв. 2п-5, гл. 34.3–35.3 м.	0.70855	0.0005	0.70854	52.1	0.17	1.0	27.7	6.10	959.7	–	0.507	1.57
7425	019/278.2	Марганцовистый доломит. »; пр. 20, скв. 19, гл. 278.2 м.	0.70826	0.020	0.70810	72.9	0.24	0.6	28.5	0.51	57.6	1.02	0.576	3.47
7428	021/200.0	Доломит. »; пр. 20, скв. 21, гл. 200.0 м.	0.70854	0.007	0.70848	46.4	0.12	0.1	27.6	0.16	84.1	1.07	0.572	1.88
7322	110/30.50-2	Доломит. Участок Моховой, РЛ*110, проба ПК** 30.50-2.	0.70858	0.22 <sup>x</sup>	0.70686	28.3	2.15	1.7	23.1	1.06	289.8	–	0.558	0.86
7323	110/30.50-3	Марганцовистый доломит. Там же, РЛ 110, проба ПК 30.50-3.	0.70839	0.021	0.70822	30.6	0.23	1.5	25.7	1.57	395.4	–	0.537	3.0
7324	110/30.50-4	Марганцовистый доломит. »; РЛ 110, проба ПК 30.50-4.	0.70859	0.019	0.70844	25.7	0.17	1.9	22.5	0.40	120.6	–	0.537	0.22
7329	В-11012/30.19	Доломит. »; РЛ 110, проба В-11012, ПК 30.19.	0.70864	0.051	0.70824	42.1	0.74	2.0	22.3	0.83	152.0	–	0.535	0.17
7330	В-11012/30.33	Доломит. »; РЛ110, проба В-11012, 30.33.	0.70900	0.008	0.70894	33.3	0.09	2.0	22.5	2.70	624.6	0.99	0.516	0.17
7331	В-11012/30.50	Марганцовистый доломит. »; РЛ110, проба В-11012, ПК 30.50.	0.70847	0.005	0.70843	36.9	0.061	1.8	22.9	0.35	73.2	–	0.565	0.09
7336	РЛ92/ТП-1-4	Доломит. »; РЛ92, проба ТП*** 1-4.	0.70840	0.027	0.70817	37.3	0.35	-1.9	25.3	0.15	32.2	2.34	0.554	0.76
7430	10614/190.9	Доломит. »; пр. 106, скв. 14, гл. 190.9 м.	0.70822	0.029	0.70800	239.4	2.4	-9.8	26.4	15.38	494.6	1.0	0.249	46.11
7432	12105/301.4	Оксидно-карбонатная руда; редкие зерна кварца. »; пр. 121, скв. 5, гл. 301.4 м.	0.70825	0.006	0.70820	41.2	0.08	1.2	28.3	0.31	58.3	1.02	0.580	4.75
7436	7001/249.0	Доломит. Там же; пр. 70, скв. 1, гл. 249.0 м.	0.70827	0.007	0.70821	63.8	0.15	-0.4	27.7	0.43	52.4	1.07	0.386	1.09

Примечание. \* – высокие значения отношения  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  обусловлены, по-видимому, более поздним загрязнением образцов; \*\* – см. [Кулешов и др., 2021].

**Таблица 2.** Химический состав главных компонентов (мас. %) карбонатных пород месторождений Енисейского кряжа

Компонент	Номер образца															
	7319	7322	7323	7324	7325	7329	7330	7331	7332	7334	7336	7425	7428	7430	7432	7436
SiO <sub>2</sub>	13.0	0.86	3.0	0.22	0.25	0.17	0.17	0.09	18.7	1.57	0.76	3.47	1.88	46.11	4.75	1.09
TiO <sub>2</sub>	0.33	0.13	0.028	0.006	0.011	0.009	0.007	0.005	0.19	0.032	0.006	0.04	0.01	0.25	0.02	<ПО
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.7	0.43	0.95	0.13	0.14	0.13	0.11	0.079	4.2	0.79	0.30	1.42	0.71	6.08	0.94	0.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>общ</sup>	13.8	0.41	0.47	0.14	0.47	0.23	0.63	0.16	6.2	1.21	0.12	1.36	0.67	3.66	1.10	1.14
MnO <sup>общ</sup>	28.2	1.06	1.57	0.40	1.07	0.87	2.70	0.35	36.6	6.1	0.15	0.51	0.16	15.38	0.31	0.43
MgO	1.40	20.4	19.6	20.6	20.5	20.4	19.5	21.3	1.96	17.7	20.9	19.20	20.29	2.95	19.33	15.85
CaO	4.5	30.9	30.8	32.4	31.3	32.2	31.9	31.8	4.2	29.5	31.9	28.19	29.98	10.00	28.19	34.65
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.042	0.954	0.051	0.045	0.046	0.048	0.038	0.040	0.046	0.038	0.09	0.08	0.60	0.07	0.05
K <sub>2</sub> O	0.8	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	<0.03	0.54	<0.03	<0.03	0.31	0.18	0.81	0.17	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.91	0.028	0.033	0.038	0.042	0.029	0.040	0.022	0.58	0.039	0.019	0.06	0.05	0.31	0.08	0.29
S	0.24	0.01	0.06	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.84	0.01	0.01	0.024	0.012	<0.01	<0.01	<0.01
П.п.п.	27.47	45.33	44.52	45.66	45.5	45.71	44.78	45.84	24.66	42.93	45.39	45.28	45.94	13.50	44.97	45.83
Сумма	99.8	99.5	101.98	99.6	99.3	99.7	99.8	99.7	99.9	100.0	99.6	99.95	99.97	99.71	99.98	99.96

Примечание. <ПО – ниже предела обнаружения.

так и в экзогенных (карстовые депрессии) условиях (см. рис. 3, область “Г”; полная сводка величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в карбонатах Порожинского месторождения приведена в работах [Кулешов, 2018; Кулешов и др., 2021a]).

Обращает на себя внимание достаточно широкие пределы вариаций величин  $\delta^{18}\text{O}$  в доломитах (22.3...28.5‰), в то время как изотопный состав углерода в них в целом остается довольно стабильным ( $\delta^{13}\text{C} \approx -1...2‰$ ) и соответствует значениям в осадочных карбонатах морского генезиса [Дегенс, 1967, 1971].

Так, наиболее высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  (27.6...28.5‰) характерны для доломитов, отобранных из наиболее глубокозалегающих (глубины 200 м и ниже) горизонтов, относимых здесь к нижне-подъемской подсвите. На графике рис. 3 фигуративные точки, соответствующие этим значениям, занимают область “А”. В то же время значительная часть доломитов характеризуется более легким изотопным составом кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  22...26‰) и занимает условную область “Б”. Близкое значение  $\delta^{18}\text{O}$  имеет также и карбонат марганца (родохрозит) из разрезов, относимых к нижне-подъемской подсвите ( $\delta^{18}\text{O} = 26.4‰$ , см. табл. 1). Этот карбонат марганца был образован, по-видимому, в зоне раннего диагенеза, когда в бассейне седиментации еще происходил обмен придонных и иловых вод (см. рис. 3, область “В”) [Кулешов и др., 2021a].

Таким образом, можно полагать, что доломиты, относимые на Порожинском месторождении

(Михеевская впадина Вороговского прогиба) к подъемской свите, были образованы в разных изотопно-геохимических условиях, обусловленных, по-видимому, разными палеофациальными обстановками с отличавшимися температурами образования и изотопным составом кислорода морской воды, которые могли варьировать как в пространстве (по площади), так и во времени.

Следует также отметить, что широкие вариации изотопного состава кислорода в доломитах позднего неопротерозоя в целом характерны для разрезов как прилегающих территорий к Вороговскому прогибу, так и многих районов Сибири. Например, в доломитах подъемской свиты разреза по р. Чапа значения  $\delta^{18}\text{O}$  составляют 23.1...25.6‰, а в известняках – 21.0...22.1‰ [Покровский и др., 2012]. Широкие вариации изотопного состава ( $\delta^{18}\text{O} = 25.3...28.1‰$ ) характерны и для доломитов тасеевской свиты эдиакария юга Енисейского кряжа [Кочнев и др., 2020]. Это же отмечено и в доломитах переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию (дикимдинская свита) на западном склоне Алданского щита (р. Олекма). Значения  $\delta^{18}\text{O}$  здесь также варьируют в довольно широком интервале – от 24.9 до 28.3‰ [Покровский и др., 2020].

Широкие вариации величин  $\delta^{18}\text{O}$  в доломитах позднего неопротерозоя характерны и для других районов Сибири. Так, в разных литологических подтипах (глинистые, известковистые, ангидритистые, соленосные и др.) доломитов венда центральных районов Сибирской платформы также



отмечен достаточно широкий интервал вариаций этих величин. Например, для усунской свиты он составляет 24.4...25.4‰ (скв. Западно-Батуобинская-362-0), 25.6...27.3‰ (скв. Сохолохская-706); в бюксской свите тирского горизонта — 27.6...29.6‰ (скв. Айхальская-707), 28.7...30.9‰ (скв. Западно-Батуобинская-362-0), 30.3...31.3 (скв. Онкучахская-286-1), 28.5...31.8‰ (скв. Сохолохская-706), 28.6...32.0‰ (скв. Ханнинская-322-0), 29.1...30.2‰ (скв. Шеинская-471); в харыстанской свите непского горизонта — 25.7...28.7‰ (скв. Ханнинская-322-0). В паршинской свите непского горизонта значения  $\delta^{18}\text{O}$  в доломитах немного ниже и составляют 24.6...25.2‰ (скв. Чайкинская-279), 21.6...26.2‰ (скв. Чайкинская-367). В то же время в ынахской свите непского горизонта эти значения более высокие 29.0...30.8‰ (скв. Шеинская-471) [Кочнев и др., 2018]. Такие же широкие вариации изотопного состава кислорода характерны, как будет показано ниже, и для карбонатных пород эдиакария разных районов мира.

Следует отметить, что в указанных работах не уделено должного внимания интерпретации широких вариаций величин  $\delta^{18}\text{O}$ . Однако эти данные заключают в себе важную информацию об условиях образования (седиментации) карбонатов, поскольку отражают изменения как температурных условий, так и изотопного состава кислорода воды бассейна седиментации (например, вариации величин  $\delta^{18}\text{O}$  в пределах 10‰ могут свидетельствовать об изменениях температур до 40°–50° или о вариациях величин  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды, или о параллельном воздействии указанных факторов [Friedman, O'Neil, 1977]).

Резкие смещения величин  $\delta^{18}\text{O}$  часто можно наблюдать даже в пределах одного разреза. Например, в карбонатах опорного разреза венда Уринского поднятия (северо-восточная часть Патомского прогиба) наблюдаемые резкие смещения (на 3–4‰) на контакте известняков и доломитов авторы сообщения [Покровский, Буякайте, 2015, стр. 165] связывают с "... существенным изменением условий седиментации и наличием перерыва".

Довольно резкие смещения величин  $\delta^{18}\text{O}$  (до 8–10‰) при переходе от доломитов к известнякам характерны также и для разных разрезов переходных толщ от венда к кембрию — цаганоломской и баянгольской свит Дзобханского бассейна (Западная Монголия): в разрезах по руч. Баян-гол, хр. Хевте-цахир-нуру и руч. Цаган-гол [Кулешов, Жегалло, 1997], что было обусловлено, по-видимому, не только вторичными преобразованиями, но и первичными причинами — сменой условий седиментации (температурный фактор и опреснение палеоводоема).

Таким образом, можно полагать, что, согласно нашим наблюдениям (породы Порожинского ме-

сторождения) и данным, приведенным в цитированных работах, образование доломитов в неопротерозое происходило в морских бассейнах с разными условиями седиментации, при которых были образованы как изотопно-тяжелые по кислороду доломиты (27...30‰), так и доломиты с более легким изотопным составом (22–24...27‰); последние были сформированы, по-видимому, из морских вод с более легким изотопным составом кислорода относительно современного океана и, возможно, при более высоких температурах [Кулешов и др., 2021a].

В то же время, часть изученных нами доломитов с наиболее легким изотопным составом кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$  22‰ и ниже) могла претерпеть вторичные преобразования с участием изотопно-легких по кислороду пропитывающих флюидов (не исключено — метеорного генезиса), — в результате изотопного обмена кислородом воды и доломитов, приведшего к обогащению последних легким изотопом  $^{16}\text{O}$  (см. рис. 3, стрелка 1). В этом случае пропитывающие растворы не должны были содержать растворенную углекислоту с низкими величинами  $\delta^{13}\text{C}$ .

Если пропитывающие растворы были обогащены углекислотой с легким изотопным составом углерода за счет присутствия  $\text{CO}_2$ , образованной в результате окисления углерода органического вещества, тогда были сформированы карбонаты с наиболее низкими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  (см. рис. 3, область "Г"), как это происходит при образовании карбонатов марганца в карстовых депрессиях и вторичной карбонатизации (тонко рассеянной по породе и в виде секущих прожилков) [Кулешов и др., 2021].

**Изотопный состав стронция.** Результаты изучения Sr-изотопной системы в рудных и нерудных карбонатах Порожинского месторождения представлены в табл. 1. Если исходить из предположения о разных условиях образования карбонатов (рудных и нерудных) изучаемого месторождения, что следует из данных по изотопному составу кислорода, приведенных как в настоящей работе (см. табл. 1), так и ранее [Кулешов и др., 2021], мы вправе были ожидать существенных различий в изотопном составе стронция изученных пород. Действительно, величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них варьируют в достаточно широком интервале — от 0.70825 до 0.70924. При этом самые низкие стронциевые отношения (0.70825–0.70827) свойственны доломитам, отобранном из керна скважин из наиболее глубоких горизонтов ниже-подъемской подсвиты (250–300 м); наиболее высокие (0.70862–0.70924) — характерны для карбонатов марганца карстовой депрессии, а отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах неглубокого современного залегания (вскрытых разведочными канавами и буровыми скважинами в карстовой

депрессии) занимают промежуточное положение (0.70839–0.70864) (см. табл. 1). Причиной вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изученных породах могли служить как меняющийся в геологическом времени изотопный состав стронция морских вод, так и вторичные процессы, приводящие к загрязнению (привнесу в Sr-изотопную систему породы) радиогенного изотопа  $^{87}\text{Sr}$ .

Прежде, чем приступить к обсуждению изотопных данных по стронцию, необходимо рассмотреть вопрос о представительности полученных аналитических данных, т.е. о сохранности первичного изотопного состава стронция в карбонатах и степени измененности изученных пород в результате вторичных преобразований. Особенности Sr изотопной системы доломитов обусловлены, прежде всего, тем, что для изученных доломитов характерны крайне низкие содержания стронция (25.7–72.7 ppm, см. табл. 1); содержание рубидия также в целом не высокое (0.061–0.82 ppm), хотя отмечаются и довольно высокие его концентрации (до 1.74–2.40 ppm, см. табл. 1). Однако, отсутствие тренда в координатах  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. ниже в тексте) говорит в пользу отсутствия контаминации силикатной компонентой. В этой связи мы предполагаем, что в образцы с высоким содержанием рубидий попал на поздних стадиях эволюции породы. Поэтому мы не вводим в изотопные отношения стронция поправку на возраст. Однако в иллюстративных целях мы приводим эту поправку в таблице.

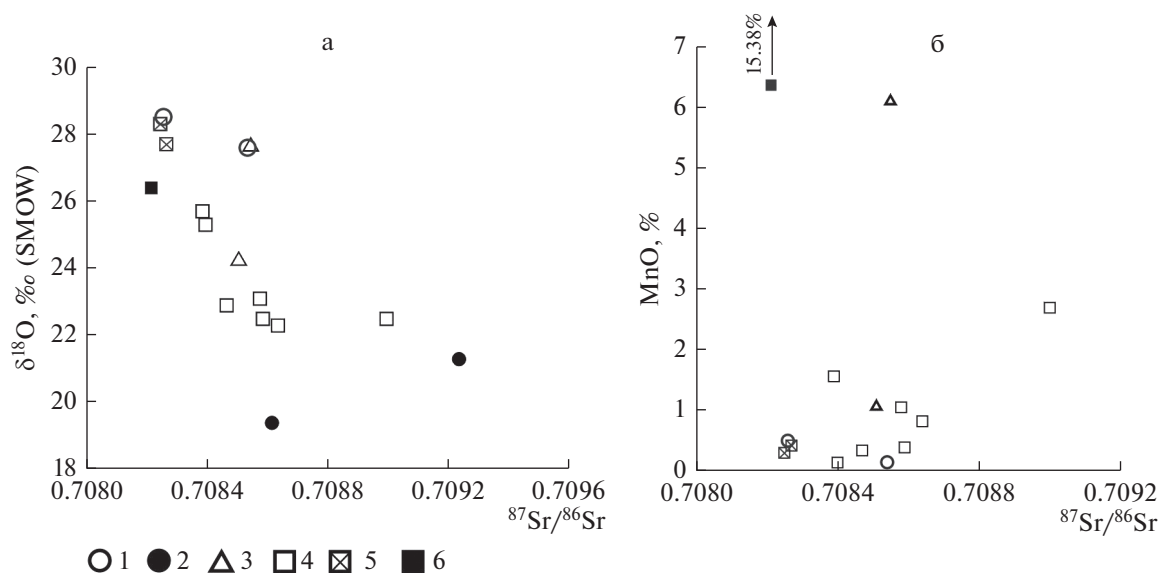
Одним из важнейших критериев степени преобразованности карбонатов обычно принято считать отношение весовых значений Mn и Sr – в наименее измененных доломитах оно не должно превышать 10 [Kaufman et al., 1996; Подковыров и др., 1998; Семихатов и др., 2004, 2009; Хабаров, Изох, 2014; Кузнецов и др., 2014]. В изученных нами доломитах, относимых на Порожинском месторождении к подъемской свите, значения Mn/Sr существенно выше указанной величины, превышение составляет от 3–5 до 900 раз (см. табл. 1). Из этого следует, что для карбонатов марганцеворудных осадочных бассейнов отношение весовых значений Mn и Sr не пригодно в качестве критерия первичности (неизменности) пород. Это, по-видимому, обусловлено тем, что для марганцеворудных бассейнов седиментации изначально были характерны повышенные концентрации марганца в морской воде (в результате материкового стока или поступления Mn с гидротермами); осадки таких бассейнов, в том числе и карбонатные, имели высокие содержания марганца, существенно превышающие кларк этого элемента в земной коре.

О незначительной степени преобразования изученных доломитов Порожинского месторож-

дения могут свидетельствовать также и данные по изотопному составу кислорода; в изученных доломитах значения  $\delta^{18}\text{O}$  в целом высокие и составляют 22...28‰. При этом не отмечена зависимость величин  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , что также, согласно существующим представлениям [Kaufman, Knoll, 1995; Подковыров и др., 1998; Семихатов и др., 2004; Покровский и др., 2012, 2020; Кочнев и др., 2018, 2020], может служить доказательством незначительных постседиментационных изменений.

В то же время, в химическом составе изученных доломитов наблюдаются интересные закономерности, свидетельствующие об особенностях их образования. Например, наблюдается отчетливая отрицательная зависимость между величинами  $\delta^{18}\text{O}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (рис. 4а) – карбонаты с высоким стронциевым отношением характеризуются относительно более легким изотопным составом кислорода (наиболее низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ ). При этом наиболее низкие величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и наиболее высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  характерны для доломитов, отобранных из самых глубоких горизонтов карбонатной толщи, относимой на Порожинском месторождении к нижнеподъемской подсвите, а в карбонатах марганца из карстовой депрессии, наоборот, отмечены высокие величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и легкий изотопный состав кислорода (наиболее низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ ). Доломиты неглубокого современного залегания (вскрытые разведочными канавами и буровыми скважинами в карстовой депрессии) занимают промежуточное положение. Здесь обращает на себя внимание слабо выраженный “тренд” (или “зависимость”) в распределении величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. рис. 4а), а именно – для наиболее тяжелых по изотопному составу кислорода доломитов, в целом, характерны наиболее низкие отношения изотопов стронция, и наоборот. Обычно такие зависимости интерпретируют как линии смещения вещества из двух источников с противоположными изотопными и химическими характеристиками или как следствие “загрязнения” первичного вещества (доломитов, относимых на Порожинском месторождении к нижнеподъемской подсвите) наложенными процессами – преобразованием исходных доломитов поверхностными водами метеорного (атмосферного) происхождения, для которых характерен легкий изотопный состав кислорода (низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$ ), и которые были обогащены радиогенным стронцием (контаминация коровым веществом).

Если считать, что увеличение значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  связано с постседиментационными изменениями доломитов в условиях близповерхностного залегания, то в этом случае мы должны были бы видеть также и облегчение изотопного состава углерода в доломитах (уменьшение вели-



**Рис. 4.** Характер распределения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  относительно  $\delta^{18}\text{O}$  (а) и содержания  $\text{MnO}$  (б) в породах и рудах Порожинского месторождения марганца.

1–3 – Порожинский участок: 1 – доломиты нижнеподъемской подсвиты, 2 – карбонаты марганца (руда) карстовой депрессии, 3 – доломиты карстовой депрессии (верхнеподъемская(?) подсвиты); 4–6 – Моховой участок: 4 – доломиты из разведочных канав (верхнеподъемская(?) подсвиты), 5 – доломит из скважин (нижнеподъемская подсвиты), 6 – карбонат марганца (диагенетический).

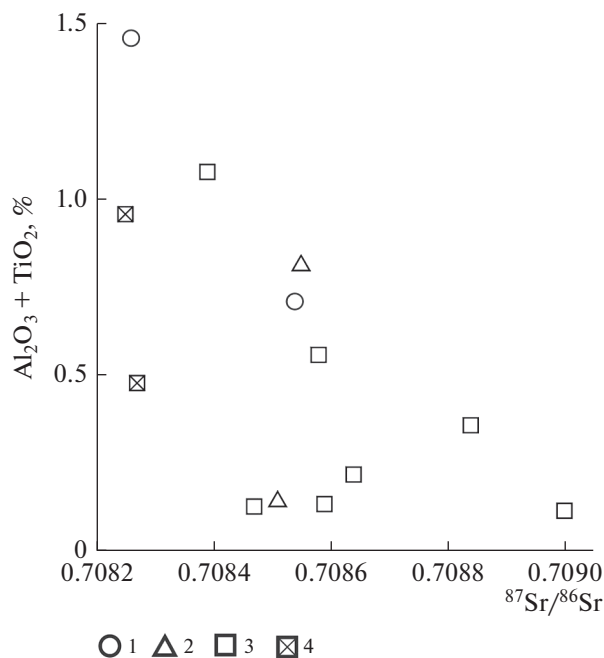
чин  $\delta^{13}\text{C}$ ), и одновременное увеличение в них содержания  $\text{MnO}$ , поскольку метеорные воды рассматриваемого месторождения должны быть существенно обогащены не только марганцем, но и изотопно-легкой углекислотой, образованной за счет окисления углерода органического вещества (как это отмечается в карбонатах марганца карстовой депрессии). Однако этого не наблюдается; при значительных вариациях значений  $\delta^{18}\text{O}$  изотопный состав углерода в доломитах остается относительно стабильным ( $\delta^{13}\text{C} \approx -1...2\text{‰}$ ) и соответствует, как уже выше отмечалось, осадочным карбонатам морского генезиса [Дегенс, 1967, 1971]. При этом для гипергенных карбонатов марганца карстовых депрессий характерен очень легкий изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C} -14.6...-9.5\text{‰}$ , см. рис. 3).

Интерпретация зависимости  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержания  $\text{MnO}$  (см. рис. 4б) в связи с недостаточностью аналитических данных неоднозначна. Возможно, часть доломитов неглубокого залегания (верхи нижнеподъемской, возможно – и верхнеподъемской(?) подсвит) могла быть обогащена марганцем и радиогенным изотопом стронция в результате проработки этих доломитов поверхностными (гипергенными) водами. С другой стороны, отсутствие зависимости изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от величины обогащения марганцем на графике рис. 4б косвенно подтверждает, что современные изотопные системы стронция в доломитах месторождения не зависят от

концентрации марганца, и критерии отношения  $\text{Mn}$  и  $\text{Sr}$  в данном случае не работают.

В то же время нельзя исключить, что с течением геологического времени к концу неопротерозоя в ходе эволюции палеоводоема в нем могли измениться как изотопный ( $\delta^{13}\text{C}$  растворенной углекислоты и  $\delta^{18}\text{O}$  воды), так и химический состав (в том числе и отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) морских вод, и это должно было отразиться в составе изученных доломитов – что мы, по-видимому и отмечаем.

Можно также предполагать, что вариации величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах Порожинского месторождения, могли быть каким-то образом связаны с изменением материкового сноса, т.е. с поступлением продуктов разрушения пород прилегающей суши, например, метаморфических пород нижнего протерозоя (порожинской свиты – двуслюдяных гранатовых плагиогнейсов, гранатовых амфиболитов, кальцифиров, кварцитов; свиты хребта Карпинского – гнейсов, кварцитов, кварц-гранат-двуслюдяные сланцев, мраморов, амфиболитов; печенгской свиты – кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов [Цыкин, Свиридов, 2012]). На рис. 5 можно видеть характер распределения величин отношения изотопов стронция в зависимости от литохимического коэффициента ( $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ ) в доломитах. Положение фигуративных точек на этом графике в целом носит “бессистемный” характер (фигуры, соответствующие доломитам, относи-

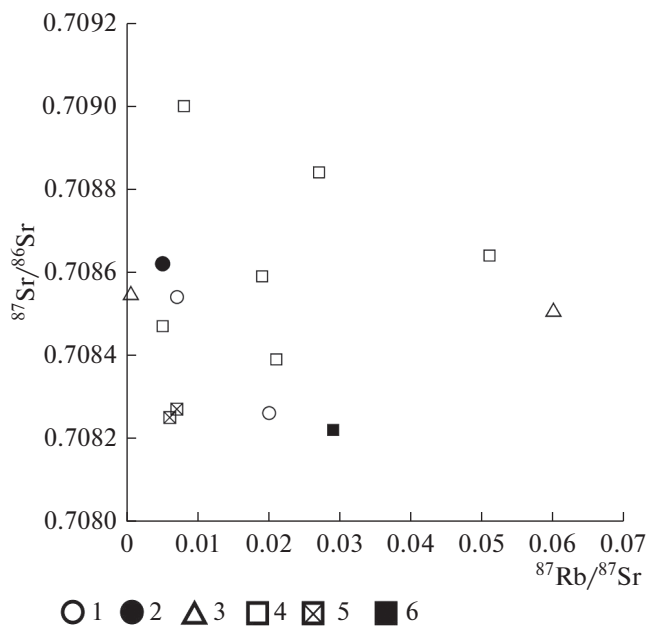


**Рис. 5.** Характер распределения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и литохимического коэффициента ( $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ , %) в доломитах Порожинского месторождения. 1, 2 – Порожинский участок: 1 – доломиты нижнеподъемской подсветы, 2 – доломиты карстовой депрессии (верхнеподъемская(?) подсвета); 3, 4 – Моховой участок: 3 – доломиты из разведочных канав (верхнеподъемская(?) подсвета), 4 – доломит из скважин (нижнеподъемская подсвета).

мым на Порожинском месторождении к нижнеподъемской подсвете, расположены в крайней левой части графика), что может свидетельствовать о незначительном влиянии разрушающихся пород на изотопный состав стронция в доломитах.

О незначительном преобразовании исходных карбонатов, как было отмечено выше, может свидетельствовать также и распределение фигуративных точек в координатах  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  на графике рис. 6 (исключены два образца, в которых, по мнению авторов, могли быть нарушены Rb–Sr-системы, см. табл. 1). Здесь распределение полученных данных, в целом, носит также “бессистемный” характер (фигуры, соответствующие доломитам, относимым на Порожинском месторождении к нижнеподъемской подсвете, занимают крайнюю левую часть графика с самыми низкими изотопными отношениями), что позволяет нам судить о крайне низкой степени изменения первичной изотопной Sr-системы и представительности полученных изотопных данных.

Для понимания степени изменения исходного состава карбонатного вещества используют также зависимости стронциевого изотопного отношения и Rb, Sr, Rb/Sr, Mg/Ca, Si, Fe и других компонентов, как это сделано, например, для карбона-

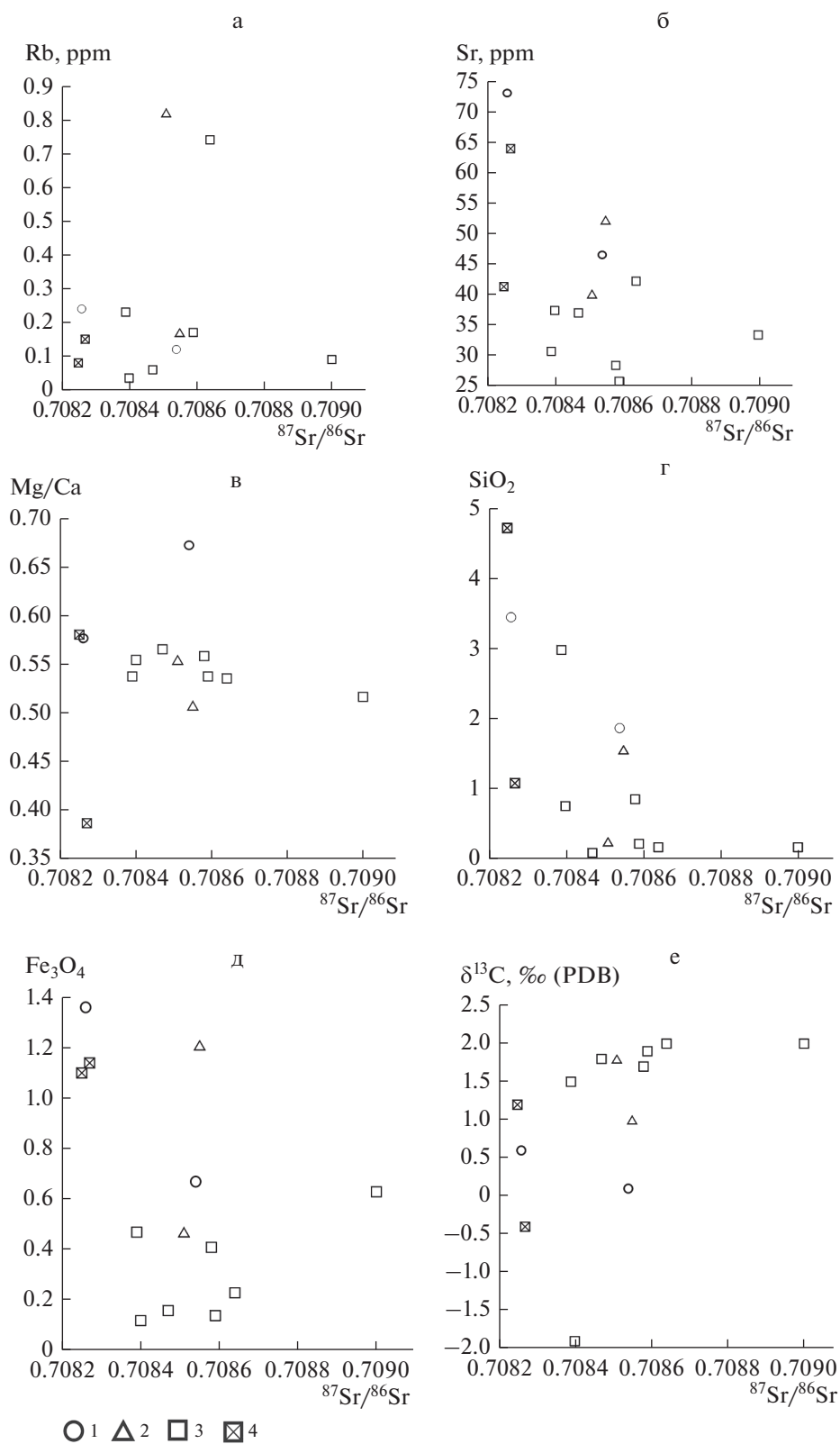


**Рис. 6.** Характер распределения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  в доломитах Порожинского месторождения. 1–3 – Порожинский участок: 1 – доломиты нижнеподъемской подсветы, 2 – карбонаты марганца (руда) карстовой депрессии, 3 – доломиты карстовой депрессии (верхнеподъемская(?) подсвета); 4–6 – Моховой участок: 4 – доломиты из разведочных канав (верхнеподъемская(?) подсвета), 5 – доломит из скважин (нижнеподъемская подсвета), 6 – карбонат марганца (диагенетический).

тов формации Доушантуо Южного Китая [Sawaki et al., 2010]. На рис. 7 приведены такие зависимости для доломитов Порожинского месторождения. Из анализа этих зависимостей следует, что отсутствие отчетливой связи величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и содержаний рубидия (см. рис. 7а) и стронция (см. рис. 7б), величин отношения Mg/Ca (см. рис. 7в), содержания  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 7г) и  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (см. рис. 7д), а также отсутствие отрицательной корреляции с величинами  $\delta^{13}\text{C}$  (см. рис. 7е) свидетельствуют о незначительной степени постседиментационного преобразования доломитов.

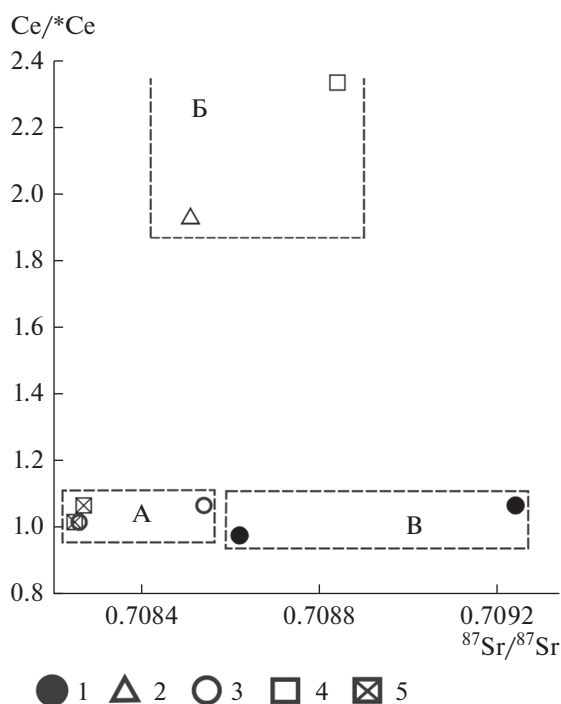
Следовательно, если преобразование исходных доломитов происходило с участием поверхностных вод, обогащенных углекислотой с легким изотопным составом углерода, и приводило к возрастанию  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , мы должны были бы наблюдать и уменьшение значений  $\delta^{13}\text{C}$ . Однако, на графике рис. 7е этого не происходит, и можно видеть обратную тенденцию – увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}$  с возрастанием отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Важными для понимания геохимических особенностей изученных карбонатов, по мнению авторов, являются закономерности распределения величин отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и цериевой аномалии ( $\text{Ce}/^*\text{Ce}_{\text{NASC}}$ ) в этих карбонатах (рис. 8). Как и



**Рис. 7.** Характер распределения концентраций Rb (а), Sr (б), Mg/Ca (в),  $\text{SiO}_2$  (г),  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (д) и  $\delta^{13}\text{C}$  (е) относительно  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах Порожинского месторождения.

1, 2 – Порожинский участок: 1 – доломиты нижнеподъемской подсвиты, 2 – карбонаты марганца (руда) карстовой депрессии; 3, 4 – Моховой участок: 3 – доломиты из разведочных канав (верхнеподъемская(?) подсвита), 4 – доломит из скважин (нижнеподъемская подсвита, горизонты 200 м и ниже от дневной поверхности).



**Рис. 8.** Характер распределения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и цериевых аномалий ( $\text{Ce}^*/\text{Ce}_{\text{NASC}}$ ) в разных типах карбонатного вещества.

1–3 – Порожинский участок: 1 – карбонаты марганца (руда) карстовой депрессии, 2 – доломиты карстовой депрессии, 3 – доломит из керна скважин (нижнеподъемская подсвета, горизонты 200 м и ниже от дневной поверхности); 4, 5 – Моховой участок: 4 – доломиты из разведочных канав, 5 – доломит из керна скважин (нижнеподъемская подсвета, горизонты 249 м и ниже от дневной поверхности).

А – область первичных отношений в морской воде времени формирования доломитов нижнеподъемской подсветы; Б – предположительная область первичных отношений в морской воде времени формирования доломитов верхней части нижнеподъемской (возможно – и верхнеподъемской) подсветы; В – область первичных отношений углекислотно-водной среды формирования карбонатов марганца зоны гипергенеза.

следовало ожидать, наиболее высокие величины стронциевого отношения присущи гипергенным карбонатам марганца карстовой депрессии за счет контаминации коровым (радиогенным) изотопом стронция. При этом для доломитов, относимых к подъемской свите, характерны широкие пределы вариаций как стронциевых изотопных отношений, так и аномалий по церию (относительно стандарта NASC). Причиной этого могут быть принципиально разные изотопно-геохимические условия седиментации в морском бассейне (бассейнах) позднего неопротерозоя.

Можно полагать, что в одном случае были образованы доломиты глубоких горизонтов “нижнеподъемской” подсветы Порожинского месторождения – с наиболее тяжелым изотопным со-

ставом кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = 27\text{--}30\text{‰}$ ) и наиболее низкими  $\text{Ce}^*/\text{Ce}_{\text{NASC}}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (область “А”, рис. 4а, рис. 8). Для доломитов другого типа, неглубокого залегания (соответствующих, по-видимому, верхней части “нижнеподъемской” и “верхнеподъемской” (?) подсветам), характерен более легкий изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O} = 22\text{--}26\text{‰}$ ) и более высокие значения  $\text{Ce}^*/\text{Ce}_{\text{NASC}}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (область “Б”, см. рис. 4а, 8). Они были отложены, по-видимому, в других изотопно-геохимических условиях – в морской воде с более легким изотопным составом кислорода (возможно также и при повышенных температурах) и более высоким стронциевым изотопным отношением; т.е. изотопный и химический состав бассейна седиментации существенно изменились.

Также можно полагать, что отсутствие отрицательных Ce-аномалий в доломитах, относимых к нижнеподъемской подсвете, свидетельствует об отсутствии или низких концентрациях свободного кислорода в морской воде (бассейновые или иловые воды) во время их отложения. Хотя и не исключается, что доломиты этой подсветы претерпели постседиментационные преобразования, в результате которых произошло перераспределение РЗЭ.

В то же время, положительная аномалия церия в доломитах карстовой депрессии (“верхнеподъемская” подсвета?) позволяет предполагать, что эти доломиты были образованы в аноксидных условиях мелководного бассейна седиментации с неэффективной циркуляцией морской воды. Нельзя также исключить привнос в палеобассейн окисленного Ce с речными коллоидами [Кулешов и др., 2021б].

Таким образом, рассмотренные выше аналитические данные позволяют нам прийти к выводу о том, что наблюдаемые закономерности в распределении величин  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\text{Ce}^*/\text{Ce}_{\text{NASC}}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и ряда компонентов (Rb, Sr, Mg/Ca,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) в карбонатных породах Порожинского месторождения могли быть обусловлены, главным образом, меняющимися в течение геологического времени изотопными и химическими свойствами (характеристиками) среды седиментации (воды морского бассейна); вторичные (наложенные) процессы, если и имели место, то не оказали существенного влияния на сохранность  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношений в изученных доломитах.

#### ВОЗРАСТ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ В ДОЛОМИТАХ ПОДЪЕМСКОЙ СВИТЫ ПОРОЖИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Как уже было отмечено выше, в структурном отношении Порожинское месторождение при-

урочено к Порожинской синклинали, расположенной в пределах Михеевской впадины Вороговского прогиба. Относительно возраста пород этого прогиба до сих пор у исследователей нет единого мнения. Прогиб выполнен породами вороговской серии (верхний рифей [Усталов, 1982; Хоментовский, 2015] или верхний венд [Вишневецкая и др., 2017; Кузнецов и др., 2017]), чапской серии, включающей марганценовую “подъемскую” свиту (верхний рифей [Усталов, 1982; Хоментовский, 2015] или верхний венд [Priyatkina et al., 2016]), и лебяжинской свиты нижнего кембрия.

Следует отметить, что согласно результатам U–Pb-изотопного датирования магматогенных кристаллов циркона из вулканогенно-осадочного матрикса диамиктитов, широко распространенных в среднем течении р. Вороговки, возраст этих диамиктитов  $696 \pm 4$  млн лет [Rud'ko et al., 2020]. Близкая цифра возраста ( $695 \pm 20$  млн лет) получена ранее по породам наддиамиктитовой пачки чивидинской свиты [Покровский и др., 2012].

Диамиктиты среднего течения р. Вороговки принято сопоставлять с верхнерифейской чивидинской свитой чингасанской серии Чапско-Тейского прогиба [Ножкин и др., 2007], которая, по мнению некоторых исследователей [Хоментовский, 2015], перекрыта чапской серией. Если все это действительно так, то аналоги подъемской свиты чапской серии, распространенные в Вороговском прогибе Енисейского кряжа, должны быть моложе диамиктитов среднего течения р. Вороговки.

К сожалению, изотопное датирование слюд или зерен циркона из пирокластике, участвующей в составе пород, которые в районе Порожинского месторождения относят к верхнеподъемской подсвите, до сих пор не проводилось. В связи с этим, оценки возраста карбонатных пород этого стратиграфического подразделения можно получить в настоящее время лишь в терминах стронциевой изотопной хемотратиграфии (SIS). А именно, сравнивая величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в изученных нами доломитах Порожинского месторождения с величинами этого отношения в близких по возрасту породах прилегающих частей Сибирской платформы и ее обрамления, а также в близких по возрасту породах удаленных разрезов Урала и Китая.

В настоящее время отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , измененное в карбонатных породах, широко применяется при внутрорегиональной, межрегиональной и глобальной корреляции толщ этих пород. Метод SIS является независимым средством расчленения и корреляции “немых” карбонатных последовательностей разного возраста, в том числе и верхнего протерозоя [Khabarov et al., 2002; Семихатов и др., 2009; Кузнецов и др., 2012, 2014;

Вишневецкая и др., 2017; Рудько и др., 2020 и др.]. Этот метод основан на анализе долговременных вариаций изотопного состава Sr в палеоокеанах и сообщавшихся с ними палеоморях.

Принято считать, что величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в геологической истории развития Мирового океана варьировали под влиянием ряда глобальных геодинамических факторов, обусловивших перестройки в земной коре и верхней мантии, и, как следствие, изменения баланса двух главных потоков стронция — континентального, с высокими значениями величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , и мантийного — с низкими значениями этого отношения. В результате быстрого перемешивания водных масс, несущих эти потоки стронция, происходит глобальное усреднение изотопного состава этого элемента не только во всем объеме Мирового океана (в том числе и по глубине), но и в сообщающихся с океаном окраинных и внутренних морях; в геологическом отношении это происходит практически мгновенно [Кузнецов и др., 2012, 2014].

Изотопная однородность стронция в океанах определяется длительным (несколько миллионов лет) временем пребывания этого элемента по сравнению с очень быстрым временем перемешивания океанов (около тысячи лет). Высокая концентрация стронция в океанической воде, по сравнению с содержанием его в водах рек, впадающих в моря и океаны, тоже оказывает буферизирующее действие на стронциевое изотопное отношение в океанической воде [Фор, 1989].

В истории геологического развития литосферы Земли соотношение этих источников стронция многократно менялось. В эпохи “скупивания” континентальных масс в композитные континенты и суперконтиненты происходило образование окраинноконтинентальных и внутриконтинентальных орогенных систем. В осевых частях этих орогенов происходило выведение в области эрозии древнего изотопно-зрелого корового материала. Это приводило к тому, что в Мировой океан происходит ускоренное поступление стронция с высокими значениями величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . В другие эпохи имеет место распад суперконтинентов. Это происходит в результате усиления рифтогенных процессов и последующего их перерождения в океанский спрединг. В зонах спрединга к поверхности выносятся ювенильное изотопно-незрелое мантийное вещество, взаимодействующее с водами Мирового океана и тем самым обеспечивающее подток стронция с низкими значениями величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Чередование этих эпох приводило к изменению в геологическом времени изотопного состава стронция (величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) морских вод.

Если эти рассуждения верны, то мы можем решать и обратную задачу — на основании имеющихся данных о величине отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в

карбонатной породе оценить ее возраст путем сравнения с имеющимися аналогичными данными для пород близкого возраста.

В нашем случае мы можем воспользоваться как имеющимися сведениями о значениях  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах из конкретных разрезов толщ близкого возраста разных районов мира [Kaufman et al., 1996; Narbonne, 1994; Brasier et al., 1996; Walter et al., 2000; Покровский и др., 2006, 2020; Sawaki et al., 2008, 2010; Melezhik et al., 2009; Li et al., 2013; Крамчанинов, Кузнецов, 2014; Покровский, Буякайте, 2015, 2016; Lan et al., 2019; Кочнев и др., 2018, 2020], так и построенными для конца протерозоя обобщенными хемотратиграфическими кривыми, в которых отражены глобальные вариации  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в карбонатных породах [Halverson et al., 2010; The Geological ..., 2012; Покровский и др., 2006, 2012; Кузнецов и др., 2014; Покровский, Буякайте, 2016; Xiao et al., 2016; Li et al., 2017]. Очевидно, что достоверность хемотратиграфических корреляций удаленных разрезов “немых” (без окаменелостей руководящих организмов) карбонатных толщ будет более достоверной, если принимать во внимание также и кривые вариаций величин  $\delta^{13}\text{C}$ . Примеры таких комплексных хемотратиграфических корреляций изложены в работах [The Geological ..., 2012; Gao et al., 2018; Кочнев и др., 2020].

В разрезах карбонатных пород (известняки, доломиты) позднего докембрия многих регионов Мира наблюдаются широкие вариации как изотопного состава углерода и кислорода, так и стронциевого отношения (см. сводку в работе [Li et al., 2013]).

В разрезах позднего неопротерозоя глобально выражены положительные (545–550 и 560–565 млн лет и др. [A Concise ..., 2016; Geologic ..., 2020]) и отрицательные (555 млн лет, аномалия Шурам (или “Шурам-Вонока”) [A Concise ..., 2016; Geologic ..., 2020]) экскурсы величин  $\delta^{13}\text{C}$ . Изотопный состав углерода и кислорода в пределах (интервалах) этих экскурсов, а также и в интервалах, заключенных между этими глобальными экскурсами, может существенно меняться (до 5% и более) в положительную или отрицательную стороны. Например, это характерно для карбонатных пород формации Доушантоу (ЮЗ Китай), залегающих непосредственно на тиллитах формации Нантоу [Gao et al., 2018, fig. 5]. В карбонатных породах формации Доушантоу отмечены довольно резкие смещения величин  $\delta^{13}\text{C}$  (2–3‰) и  $\delta^{18}\text{O}$  (до 5‰) в положительную или отрицательную сторону на многих уровнях даже в пределах единого разреза карбонатной толщи (например, разрезы карбонатных толщ формаций Доушантоу и Дендзинг эдиакария, скважина “Вангджи” [Gao et al., 2018, fig. 3]).

Вариации (амплитуда смещений) величин  $\delta^{13}\text{C}$  можно наблюдать также в пределах глобально выраженных (хорошо коррелируемых между удаленными разрезами) экскурсов. Например, различия в максимальных смещениях этих величин в пределах отрицательной изотопно-углеродной аномалии Шурам для карбонатов формации Доушантоу, сформированных в эдиакарии в разных фациальных зонах осадочного бассейна, могут составлять 10‰ и более [Li et al., 2017, fig. 3]. Амплитуды смещений  $\delta^{13}\text{C}$  этой аномалии в разрезах венда юга Сибирской платформы, хотя и варьируют в незначительных пределах, но практически всегда “опускаются” до значений –10‰ и ниже [Кочнев и др., 2020].

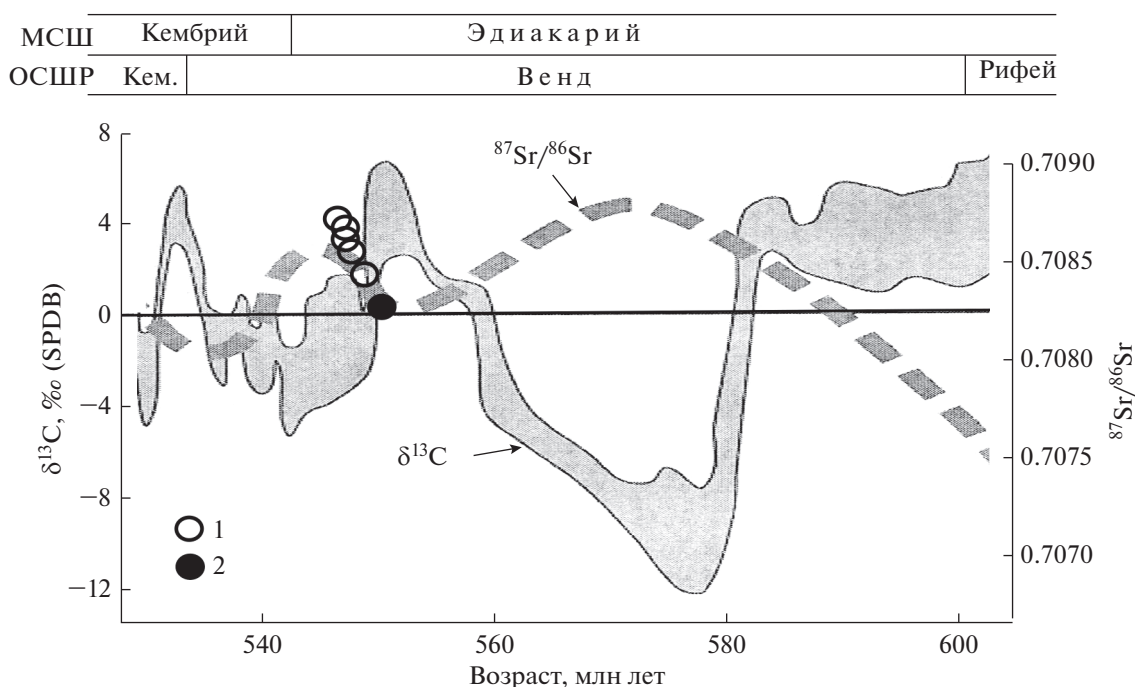
Таким образом, несмотря на то что в разрезах неопротерозоя разных районов мира имеют место значительные вариации величин  $\delta^{13}\text{C}$ , которые могли отражать не только глобальные изменения изотопного состава углерода атмосферы геологического прошлого, но и быть обусловленными палеофациальными особенностями седиментации карбонатов, практически везде фиксируются уровни экскурсов с аномальными значениями. Эти экскурсы, безусловно, могут служить стратиграфическими маркерами при корреляции удаленных разрезов.

Наиболее близкими по возрасту к изученным нами породам Порожинского месторождения являются карбонатные породы подъемской свиты, распространенные по р. Чапа [Покровский и др., 2012]. Здесь для карбонатов подъемской свиты характерны типичные для нижнеэдиакарских пород величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7076–0.7078$  и умеренно низкие величины  $\delta^{13}\text{C} = -1.9 \pm 1.2\text{‰}$  (–3.0...–0.4 и –1.3...–0.6 в доломитах и известняках соответственно). Карбонатные породы подъемской свиты, распространенные на р. Чапа, по изотопным характеристикам существенно отличны от изученных нами доломитов Порожинского месторождения Вороговского прогиба.

Маркирующий горизонт карбонатов в разрезе верхней подсвиты немчанской свиты по р. Чапа, по мнению, изложенному в работе [Покровский и др., 2012], может быть сопоставлен с событием “Шурам-Вонока”. Вышележащие доломиты нижней подсвиты лебяжинской свиты, перекрывающей на р. Чапа немчанскую свиту, по изотопным данным (значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7084$ , а величины  $\delta^{13}\text{C}$  заключены в пределах –2.2...2.5‰) можно соотнести с переходными толщами от венда к кембрию (немакит-далдынского горизонта/яруса).

Следовательно, приведенные в работе [Покровский и др., 2012] данные по изотопному составу углерода, кислорода и стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) позволяют считать, что доломиты подъемской свиты по р. Чапа и доломиты Порожинского ме-





**Рис. 9.** Оценка возраста доломитов подъемской свиты Порожинского месторождения по изотопно-геохимическим данным (по [Кочнев и др., 2019] с изменениями и дополнениями). Серое поле – средние значения  $\delta^{13}\text{C}$  по [Saltzman, Thomas, 2012]. Пунктирная линия – средние значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по [Кузнецов и др., 2014].

1 – доломиты близповерхностного залегания (разведочные каналы, буровые скважины; положение знаков показано условно), 2 – доломиты глубокого залегания (200–300 м) из буровых скважин.

Сокращения: МСШ – международная стратиграфическая шкала, ОСШР – стратиграфическая шкала России, Кем. – кембрий.

сторождения разновозрастны. Можно полагать, что доломиты, сопоставляемые на Порожинском месторождении с подъемской свитой, характеризующиеся более высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и более высокими (в целом) значениями  $\delta^{13}\text{C}$  (рис. 9, см. табл. 1), имеют более молодой возраст, существенно моложе уровня отрицательной аномалии изотопного состава углерода “Шурам-Вонюка”. В карбонатах с возрастом 585–555 млн лет, развитых в типовой области выделения этой изотопно-углеродной аномалии, величины  $\delta^{13}\text{C}$  опускаются вплоть до  $-10\text{‰}$  и ниже. При этом для карбонатов этого уровня характерны значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , варьирующие в пределах 0.7080–0.7090 [Xiao et al., 2016].

Для оценки примерного возраста изученных доломитов Порожинского месторождения, мы предприняли попытку решить обратную задачу – на основании полученных нами значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  оценить их возраст путем сравнения с имеющимися аналогичными характеристиками пород венда (эдиакария). Наиболее полной и представительной (на текущее время) кривой вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для неопротерозоя может служить Sr-хемотратиграфическая кривая, приведенная в работе [Кузнецов и др., 2014]. Эта кри-

вая использована нами в сочетании с кривой вариаций величин  $\delta^{13}\text{C}$  во времени для конца неопротерозоя, приведенной в работе [Кочнев и др., 2019].

На рис. 9 показано положение полученных нами данных по изотопному составу ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) доломитов Порожинского месторождения. На нем видно, что изотопные характеристики изученных доломитов расположены на “подъеме” второго положительного пика вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  конца эдиакария (позднего венда) обобщенной Sr-хемотратиграфической кривой [Кузнецов и др., 2014]. Это может означать, что изученные доломиты Порожинского месторождения имеют более молодой возраст по сравнению с доломитами подъемской свиты в разрезе по р. Чапа [Покровский и др., 2012].

Следует также отметить, что для оценки первичных величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в породах того или иного возраста обычно принимаются наиболее низкие цифры из серии экспериментально полученных (как это сделано, например, в работе [Li et al., 2013] для разрезов неопротерозоя Китая, Марокко, Монголии и Сибири). Поэтому можно считать, что наиболее низкие величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для наиболее глубокозалегающих доломитов По-

рожинского месторождения (0.70822–0.70827) представительны и соответствуют стронциевым изотопным отношениям в морской воде бассейна седиментации конца неопротерозоя.

В то же время представительность более высоких величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  нельзя исключать полностью. Они (так же, как и другие химические и изотопные характеристики) могут быть связаны не только с вторичными процессами преобразования исходных пород, но и увеличением этих отношений (так же, как и иных химических и изотопных характеристик) в палеогидросфере во времени в ходе геологического развития земной коры и гидросферы.

Это предположение подтверждается данными по изотопному составу углерода и кислорода. Как было показано выше и в работе [Кулешов и др., 2021], изученные доломиты Порожинского месторождения были образованы в морских бассейнах седиментации, отличавшихся по изотопному составу кислорода морской воды и/или по температурам образования. Доломиты отличаются также и по аномалиям  $\text{Ce}^*/\text{Ce}_{\text{NASC}}$ . Поэтому мы можем предположить, что более высокие величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах близповерхностного залегания на Порожинском месторождении (0.70840–0.70864) также могут быть близкими к первичным и отражать стронциевые изотопные отношения в морской воде конца эдиакария.

Таким образом, рудогенез марганца на Енисейском кряже может быть более молодым, по сравнению с тем, как это предполагалось некоторыми исследователями [Мстиславский, Потконен, 1990], и быть связанным с марганцеворудными осадочными бассейнами позднего венда [Головки и др., 1982; Цыкин и др., 1987; Цыкин, Свиридов, 2012].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные по величинам изотопных отношений стронция и особенности их распределения в карбонатных породах и рудах Порожинского месторождения позволяют сделать следующие выводы.

1. В карбонатных породах и рудах Порожинского месторождения установлен разброс вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пределах 0.70825–0.70924. Эти данные в совокупности с вариациями изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C} - 14.6...2.0\text{‰}$ , PDB) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O} 19.4...28.3\text{‰}$ , SMOW) свидетельствует о разных условиях образования и источниках вещества изученных пород.

2. Величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах Порожинского месторождения, по сравнению с карбонатными породами (доломиты, известняки) подъемской свиты в разрезе по р. Чапа (Чапско-Тейский

прогиб), существенно выше. Это свидетельствует о разном возрасте доломитов в этих районах.

3. Положение фигуративных точек, отражающих вариации величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для доломитов Порожинского месторождения на обобщенной кривой вариаций стронциевых изотопных отношений для позднего протерозоя (по [Кузнецов и др., 2014]), позволяет предположить более молодой возраст толщи доломитов Порожинского месторождения по сравнению с карбонатами подъемской свиты в разрезе по р. Чапа (Чапско-Тейский прогиб).

4. Величина Mn/Sr, принимаемая обычно в качестве критерия степени измененности карбонатов вторичными процессами (при интерпретации вариаций величин  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и обсуждении вопросов возможности использования материала для хемостратиграфических построений), не пригодна для пород, образованных в марганцевоносном осадочном бассейне Порожинского месторождения (Енисейский кряж).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Г.В. Горшкову и Е.Г. Пилипчук за консультации по геологии Порожинского месторождения и неоценимую помощь при отборе образцов.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 1.48 и в соответствии с темой исследований по государственному заданию ГИН РАН. Полевые работы на севере Енисейского кряжа проведены при финансовой поддержке проекта РФФИ № 19-05-00794. Сбор и систематизация хемостратиграфических данных по Сибирской платформе и древним орогенным структурам ее обрамлении выполнены при финансовой поддержке МОН РФ (Мегагрант № 075-15-2019-1883) “Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И., Чернышев И.В.* Стандартные образцы и сверочные пробы для изотопно-геохронологических исследований // Изв. АН. СССР. Сер. геол. 1987. № 1. С. 71–78.
- Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И. и др.* Вороговская серия венда Енисейского кряжа: хемостратиграфия и данные U-Pb-датирования детритовых цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 3. С. 311–315.
- Головки В.А., Мстиславский М.М., Наседкина В.Х. и др.* Марганценосность докембрия Енисейского кряжа // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 94–104.

- Головкин В.А., Наседкина В.Х. Состав и генезис марганцевых руд Порожинского месторождения (Енисейский край) // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 104–109.
- Государственный доклад “О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году”. М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2019. 422 с.
- Горшков Г.В. Порожинское месторождение марганцевых руд // Отечественная геология. 1994. № 10. С. 58–61.
- Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 299 с.
- Дегенс Э.Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах // Карбонатные породы: физико-химическая характеристика и методы исследования. Т. 2. / Под ред. Дж. Чилингара и др. М.: Мир, 1971. С. 141–153.
- Кириченко Г.И. Поздне- и послегеосинклинальные прогибы Енисейского края и смежных областей байкалид // Советская геология. 1965. № 7. С. 18–35.
- Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б., Марусин В.В. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия карбонатных отложений венда–нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59(6). С. 731–755.
- Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия и Pb-Pb-возраст карбонатных отложений Вороговской серии (неопротерозой), северо-запад Енисейского края // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 97–112.
- Кочнев Б.Б., Прошенкин А.И., Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф. Тасеевская серия венда юго-западной окраины Сибирской платформы: изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 10. С. 1370–1385.
- Крамчанинов А.Ю., Кузнецов А.Б. Вариации  $\delta^{88}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в неопротерозойских осадочных карбонатах, цаганоломская свита Западной Монголии // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 447–452.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Изотопный состав Sr в водах Мирового океана, окраинных и внутренних морей: возможности и ограничения S-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
- Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шацлло А.В., Рудько Д.В. Новые находки икнофоссилий из пограничных уровней венда/кембрия западной периферии Сибирской платформы (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 153–155.
- Кузнецов Н.Б., Прияткина Н.С., Рудько С.В. и др. Первые данные о U/Pb-изотопных возрастах и Lu/Hf-изотопно-геохимической систематике детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда-кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского края) // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 1. С. 49–53.
- Кулешов В.Н. Изотопные особенности ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) карбонатов марганца Порожинского месторождения (Енисейский край, Красноярский край) // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 576–584.
- Кулешов В.Н., Жегалло Е.А. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных породах венда и кембрия Западной Монголии // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 48–57.
- Кулешов В.Н., Бычков А.Ю., Свиридов Л.И. Особенности распределения R3Э в породах и рудах Порожинского месторождения марганца (Енисейский край, Красноярский край) // Литология и полез. ископаемые. 2022. № 4. С. 344–361.
- Кулешов В.Н., Свиридов Л.И., Петров О.Л. Особенности генезиса карбонатов марганца Порожинского месторождения (Енисейский край, Красноярский край) // Литология и полез. ископаемые. 2021а. № 3. С. 257–276.
- Мкртычян А.К., Цыкин Р.А., Саваньяк Ю.В. Марганценосность Енисейского края // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР / Ред. Д.Г. Сапожников. М.: Наука, 1980. С. 205–210.
- Мстиславский М.М., Потконен Н.И. Порожинское месторождение марганца в Енисейском крае // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 82–95.
- Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского края: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1307–1320.
- Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3–19.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемотратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского края // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 197–220.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, юг Средней Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S и проблема возраста катерской и уакитской серий, Западное Забайкалье края // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 4. С. 307–328.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А. С-, О-, Sr-изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднекембрийских отложениях патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.
- Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности:

- С-изотопные хемотратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Петров П.Ю.* Изотопный состав Sr в известняках дальнетайгинской серии Патомского бассейна: опорный разрез венда Сибири // Литология и полез. ископаемые. 2020. № 3. 243–256.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В. и др.* Стратотип нижнего рифея – бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17–45.
- Советов Ю.К.* Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 298)
- Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Шельфовое осадконакопление на поздней стадии развития Вороговского прогиба. (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 4. С. 45–51.
- Советов Ю.К., Благовидов В.В.* Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского предгорного прогиба – “форландового бассейна” юго-запада Сибирской платформы// Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- Усталов В.В.* Структуры, формации и марганценосность Вороговского прогиба (Енисейский кряж) / Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1982. 16 с.
- Фор Г.* Методы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хабаров Е.М., Изох О.П.* Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55(5–6). С. 797–820.
- Хоментовский В.В.* Ангарий Енисейского кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2015. Т. 55. № 3. С. 464–472.
- Хоментовский В.В., Шенфельд В.Ю., Якишин М.С., Бутаков Е.П.* Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
- Цыкин Р.А.* Об этапности формирования Порожинского месторождения марганца (Енисейский кряж) // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1984. С. 99–104.
- Цыкин Р.А.* Особенности мезозойско-кайнозойского гипергенеза в марганцево-рудном Порожинском районе (Енисейский кряж) // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34. № 5. С. 73–79.
- Цыкин Р.А., Свиридов Л.И.* Порожинский марганценоносный узел: монография. Красноярск: Сибирский федеральный университет, 2012. 108 с.
- Цыкин Р.А., Свиридов Л.И., Костененко Л.П.* Марганцевые руды месторождения Моховое (Енисейский кряж) // Геология рудных месторождений. 1987. № 1. С. 112–117.
- Цыкин Р.А., Свиридов Л.И.* Состав и условия образования марганценоносной пачки подъемской свиты верхнего рифея (Енисейский кряж) // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 5. С. 27–33.
- Шацлло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. и др.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.
- A Concise Geologic Time Scale / Eds J.G. Ogg, G.M. Ogg, F.M. Gradstein. Amsterdam, Tokio: Elsevier, 2016. 234 p.
- Brasier M.D., Shields G., Kuleshov V.N., Zhigalo E.A.* Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic–early Cambrian of south-west Mongolia // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 1/4. P. 445–485.
- Friedman J., O’Neil Y.R.* Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical Interest. Wash. (D.C.) Gov. Print. Off. 1977. 110 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 440-KK)
- Gao Y., Zhang X., Zhang G. et al.* Ediacaran negative C-isotopic excursions associated with phosphogenic events: evidence from South China // Precambrian Res. 2018. V. 307. P. 218–228.
- Geologic Time scale / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Tokio: Elsevier, 2020. V. 1. 561 p.
- Halverson G.P., Wade B.P., Hurtgen M.T., Barovich K.M.* Neoproterozoic chemostratigraphy // Precambrian Res. 2010. V. 182. P. 337–350.
- Kaufman A.J., Jacobsen S.B., Knoll A.H.* The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. № 3. P. 409–430.
- Kaufman A.J., Knoll A.H.* Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications // Precambrian Res. 1995. V. 73. P. 27–49.
- Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A. et al.* Integrated chronostratigraphy of Proterozoic–Cambrian boundary beds in the western Anabar region, northern Siberia // Geol. Mag. 1996. V. 133. P. 509–533.
- Khabarov E.M., Ponomarchuk V.A., Morozova I.P.* Strontium isotopic evidence for supercontinental breakup and formation in the Riphean: Western margin of the Siberian craton // Russian Journal of Earth Science. 2002. V. 4. № 4. P. 259–269.
- Lan Zh., Sano Y., Yahagi T. et al.* An integrated chemostratigraphic ( $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $\delta^{15}\text{N}$ ) study of the Doushantuo Formation in western Hubei Province, South China // Precambrian Res. 2019. V. 320. P. 232–252.
- Li D., Linga H.-F., Shields-Zhou G.A. et al.* Carbon and strontium isotope evolution of seawater across the Ediacaran–Cambrian transition: Evidence from the Xiaotan section, NE Yunnan, South China // Precambrian Res. 2013. V. 225. P. 128–147.
- Li C., Hardisty D.S., Luo G. et al.* Uncovering the spatial heterogeneity of Ediacaran carbon cycling // Geobiology. 2017. V. 15(2). P. 211–224.
- Melezhik V.A., Pokrovsky B.G., Fallick A.E et al.* Constraints on the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of Late Ediacaran seawater: insights from high-Sr limestones // J. Geol. Soc. Lon. 2009. V. 166. P. 183–191.

- Narbonne G.M., Kaufman A.J., Knoll A.H.* Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the upper Windermere Supergroup (Neoproterozoic), northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1994. V. 106. № 10. P. 1281–1292.
- Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K. et al.* Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Res.* 2016. V. 285. P. 21–38.
- Rud'ko S., Kuznetsov N., Shatsillo B. et al.* Sturtian glaciation in Siberia: Evidence of glacial origin and U-Pb dating of the diamictites of the Chivida Formation in the north of the Yenisei Ridge // *Precambrian Res.* 2020. V. 345. A. 105778.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105778>
- Sawaki Y., Ohno T., Fukushi Y. et al.* Sr isotope excursion across the Precambrian-Cambrian boundary in the Three Gorges area, South China // *Gondwana Res.* 2008. V. 14. P. 134–147.
- Sawaki Y., Ohno T., Tahata, M. et al.* The Ediacaran radiogenic Sr isotope excursion in the Doushantuo Formation in the Three Gorges area, South China // *Precambrian Res.* 2010. V. 176. P. 46–64.
- Sovetov J.K., Le Heron D.P.* Birth and evolution of a Cryogenian basin: Glaciation, rifting and sedimentation in the Vorogovka Basin, Siberia // *Sedimentology.* 2016. V. 63. P. 498–522.
- The Geologic Time scale 2012 / Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. Amsterdam, Tokio: Elsevier, 2012. 1144 p.
- Walter M.R., Veeres J.J., Calver C.R. et al.* Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models // *Precambrian Res.* 2000. V. 100. P. 371–433.
- Xiao Sh., Narbonne G.M., Zhou Ch.* Towards an Ediacaran time scale: problems, protocols, and prospects // *Episodes.* 2016. V. 39(4). P. 540–555.

## Specific Features of the Strontium Isotope System in Rocks and Ores of the Porozhinsky Deposit (Yenisei Ridge, Krasnoyarsk Region)

V. N. Kuleshov<sup>1, \*</sup>, M. I. Buyakaite<sup>1, \*\*</sup>, N. B. Kuznetsov<sup>1, 2, \*\*\*</sup>, L. I. Sviridov<sup>3, \*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Geological Institute of RAS, Pyzhevskiy lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

<sup>2</sup>*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Lermontova str., 128, Irkutsk, 664033 Russia*

<sup>3</sup>*Siberian Federal University (Institute of Oil and Gas), Svobodny prosp., 82, bld. 6, korp. 25, Krasnoyarsk, 660041 Russia*

\**e-mail: vnkuleshov@mail.ru*

\*\**e-mail: buyakaite@ginras.ru*

\*\*\**e-mail: kouzniebor@mail.ru*

\*\*\*\**e-mail: Sviridov@sfu-kras.ru*

Wide variations of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70825–0.70924) have been established in manganese ores and carbonates which on the Porozhinsky deposit are belong to Pod'emska Formation. These data, together with variations in the isotopic composition of carbon ( $\delta^{13}\text{C} - 14.6...2.0\%$ , PDB) and oxygen ( $\delta^{18}\text{O} 19.4...28.3\%$ , SMOW), indicate different conditions for the formation of the studied rocks. The values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the studied dolomites of the Porozhinsky deposit compared with the values of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in carbonate rocks (dolomites, limestones) of the Pod'emska Formation in the section along the river Chapa, significantly higher. The position of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values for the dolomites of the Porozhinsky deposit on the generalized curve of variations of these ratios for the Late Proterozoic (according to [Kuznetsov et al., 2014]) suggests about younger age of the carbonate rocks attributed to the Pod'emska Formation at the Porozhinsky deposit, compared to the carbonates of the Pod'emska Formation in the section along the river Chapa. The Mn/Sr values, usually taken as a criterion for the degree of alteration of carbonates by secondary processes (when interpreting the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values and discussing the suitability of the material for chemostratigraphic constructions), are not suitable for rocks formed in manganese ore sedimentation basins.

**Keywords:** manganese deposit, manganese ores, isotope geochemistry, strontium, dolomites, Neoproterozoic, Yenisei Ridge.