УДК 546.65:553.682(470.5)

# Sr-Nd СИСТЕМАТИКА И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ В ТИПОВЫХ МАГНЕЗИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ НИЖНЕГО РИФЕЯ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2016 г. М. Т. Крупенин\*, А. Б. Кузнецов\*\*, Г. В. Константинова\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15 E-mail: krupenin@igg.uran.ru \*\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

> Поступила в редакцию 23.12.2015 г. Принята к печати 10.05.2016 г.

Изучение геохимии РЗЭ магнезитов и вмещающих карбонатных пород нижнего рифея типовых месторождений Южно-Уральской провинции (Саткинского рудного поля и Исмакаевского месторождения) подтвердило метасоматическую природу магнезитов. Магнезиты обоих месторождений характеризуются относительным обогащением тяжелыми лантаноидами в отличие от вмещающих карбонатных пород. Околорудные доломиты демонстрируют появление положительной аномалии Еu, которая более выражена в Исмакаевском месторождении. Образование этих типовых для Южно-Уральской провинции магнезитовых месторождений по данным Sr-Nd изотопной систематики связано с различными этапами тектоно-термальной активизации флюидной миграции в регионе: начало среднего рифея (машакский рифтинг) для Сатки и середина-конец среднего рифея для Исмакаево. Изотопный состав Sr и Nd свидетельствует о преобладающем коровом источнике флюида. Однако в Саткинском поле флюид помимо коровой природы имел примесь мантийной компоненты, что подтверждается повышенным средним значением є Nd (-5.0) в магнезитах и околорудных доломитах по сравнению с вмещающими карбонатными породами (ENd составляет -7.0). В отличие от этого на Исмакаевском месторождении преобладал коровый источник флюида и низкое значение єNd в магнезитах (от -11.3 до -9.0) по сравнению с околорудными известняками (в среднем -6.4). Кроме того, Исмакаевские метасоматические доломиты и магнезиты обогащены радиогенным <sup>87</sup>Sr и Fe по сравнению с саткинскими карбонатами, что указывает на более интенсивное взаимодействие рудоносных растворов с алюмосиликатными породами. Причиной указанных различий была геологическая позиция объектов относительно машакской рифтогенной структуры. Саткинское рудное поле расположено внутри области рифтогенных магматических проявлений и имеет с ними одинаковый возраст, а магнезиты Исмакаево образовались западнее этой зоны на более позднем тектоническом этапе.

Ключевые слова: Sr-Nd изотопная систематика, лантаноиды, кристаллический магнезит, доломит, метасоматоз, рифей.

### ВВЕДЕНИЕ

Главным геолого-промышленным типом магнезитов, являющихся основным сырьем для огнеупорной продукции в металлургии (периклаз), являются залежи кристаллического магнезита. Это уникальное сырье приурочено к карбонатным толщам верхнего протерозоя и палеозоя в разных регионах мира [2, 3, 17, 18, 24, 37, 38]. Основное производство периклаза ведется на базе разработки залежей Саткинской группы месторождений Южно-Уральской провинции, запасы которых заканчиваются. На очереди другие месторождения Южного Урала, Енисейского кряжа, Малого Хингана и Присаянья [3, 17]. Однако выбор объектов качественного сырья предполагает разработку современных генетических моделей. Нерешенными проблемами происхождения месторождений кристаллического магнезита являются источник магния для рудоносных растворов, возраст оруденения и физикохимические параметры метасоматического рудоотложения. Решение генетических вопросов образования данного типа месторождений имеет не только теоретический, но и важный прикладной аспект. Для современной электрометаллургии важны не только большие объемы периклазового сырья, но высокое качество магнезита с низкими концентрациями железа, извести и кремнезема [16], поиск которых должен быть основан на понимании процессов рудообразования.

Для уточнения природы рудоносных флюидов, особенностей их миграции, а также процессов кристаллизации метасоматических залежей магнезитов были изучены закономерности распределения редкоземельных элементов [27] и Sr изотопная систематика кристаллических магнезитов типовых месторождений Южно-Уральской провинции: Саткинского рудного поля и Исмакаевского месторождения [9, 31]. Для определения генетической природы рудных флюидов, связанных с широкомасштабным магнезитовым метасоматозом, может иметь значение Sm-Nd изотопная характеристика карбонатных пород и руд. Эта характеристика позволяет оценить вклад корового и мантийного компонентов во флюидах (растворах), участвовавших в формировании карбонатных пород, а при определенных условиях эти данные могут быть использованы для оценки возраста оруденения. В настоящее время Sm-Nd систематика уже начинает использоваться для установления генезиса и возраста типовых месторождений кристаллического магнезита в палеозойских толщах Восточных Альп – Veitsh-type, Австрия [18, 24]. Для месторождений Veitsh-type разработаны разные метасоматические модели, основанные на миграции захороненных рассольных флюидов в процессе герцинской коллизии (Сунк/Хохентауэрн [18, 21]) и альпийского континентального рифтогенеза (Брайтенау [24]).

В связи с разработкой моделей формирования кристаллических магнезитов типовых месторождений Южно-Уральской провинции представляется важным получение новой информации об изотопном составе Sr и Nd магнезитов и вмещающих пород. Интерес к Sr-Nd систематике усиливается в связи с предположением об участии мантийного флюида в формировании магнезитов Саткинского рудного поля, что следовало из недавно полученных U-Pb данных [36]. В то же время ряд литологических и изотопно-геохимических данных указывают на формирование рудного флюида из захороненных эвапоритовых рассолов [7, 28, 29, 38].

В этом сообщении нами впервые представлены результаты изучения геохимии РЗЭ и изотопного состава Sr и Nd магнезитов и вмещающих карбонатных пород нижнего рифея Саткинского рудного поля и Исмакаевского месторождения. Показаны основные геохимические особенности разнотипных карбонатных пород в пределах рудных полей, оценен вклад корового и мантийного компонента во флюидах (растворах), участвовавших в их формировании, а также дана оценка времени метасоматоза и его связи с геологическим развитием региона.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАГНЕЗИТА ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Магнезитовые месторождения Южно-Уральской провинции [1] расположены на западном склоне Южного Урала, в Башкирском мегантиклинории. Последний в позднем докембрии представлял собой Приуральскую перикратонную впадину [15], вовлеченную в венде и позднем палеозое в уральскую зону складчатости. Южно-Уральская магнезитовая провинция вмещает более 20 месторождений и ряд проявлений, в том числе эталонную для России Саткинскую группу [4]. Здесь присутствуют как действующие (Саткинская группа), так и в разное время разрабатываемые месторождения (Кызылташское, Катав-Ивановское), стоящие на балансе в ГКЗ (Исмакаевское, Семибратское). Кроме того, известно большое количество проявлений магнезитов в отложениях нижнего рифея (бурзяния) – из Бакальской и Сюрюнзякской (Юшинское, Кордон) групп и среднего рифея (юрматиния) – Отнурок и другие в Белорецкой группе, Яру, Верхне-Катавское и другие. Месторождения расположены как в неметаморфизованных, так и в слабометаморфизованных карбонатных толщах стратотипического разреза бурзяния и юрматиния [13]. В доломитовых толщах верхнего рифея Башкирского мегантиклинория магнезиты отсутствуют (рис. 1).

В составе Южно-Уральской магнезитовой провинции по совокупности геологических признаков выделяют два подтипа месторождений. Первый – пластообразные залежи крупнокристаллического магнезита с резкими контактами в доломитовых толщах нижнего рифея на саткинском и бакальско-кызылташском уровнях (Саткинская и Бакальская группы в саткинской и бакальской свитах, Сюрюнзякская группа в кызылташской свите соответственно). Второй – линзовидные тела мелко-среднекристаллического (гранобластового) магнезита в отложениях нижнего рифея на суранском уровне (Исмакаевское и Юшинское) и в отложениях авзянской свиты среднего рифея (Златоустовская и Белорецкая группы, Семибратское, Катав-Ивановское и др.) с постепенными переходами между магнезитами и доломитами через зону вкрапленности, приуроченные к доломитизированным известнякам [27].

Для пластообразных залежей (подтип 1) в бурзянии характерны крупнокристаллические структуры с размером вытянутых (стрельчатых) зерен от 2–5 до 10–150 мм при среднем размере 10 мм. В то же время для линзовидных залежей (подтип 2) в бурзянии и юрматинии характерны мелкозернистые структуры с размером изометричных зерен 1–5 мм при среднем размере 2 мм. Магнезиты с крупно- и мелкозернистыми структурами находятся в зонах как глубинного катагенеза, так и регионального зеленосланцевого метаморфизма. Следовательно, тип структур магнезитов связан не с интенсивностью наложенных метаморфических процессов, а с генетическими особенностями образования руд.

В составе магнезитов наблюдаются примеси доломита, кварца, хлорита с рассеянным углероди-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория (БМА).

1 – венд; 2 – верхний рифей; 3–4 – средний рифей: 3 – нерасчлененный, 4 – машакская свита; 5 – нижний рифей; 6 – архей и ранний протерозой; 7 – гранитоиды; 8 – габброиды; 9 – метаморфиты зоны Урал-Тау; 10 – палеозой; 11 – основные надвиги. Месторождения кристаллического магнезита (цифры в белых кружках): 1 – Саткинская группа, 2 – Бакальская группа, 3 – Сюрюнзякская группа, 4 – Исмакаевское, 5 – Юшинское, 6 – Златоустовская группа, 7 – Семибратское, 8 – Катав-Ивановское, 9 – Белорецкая группа, 10 – Яру. На врезке вверху положение на карте России Уральского орогена и его схематическое строение: структурные мегазоны с запада на восток: Предуральский прогиб, Западно-Уральская, Центрально–Уральская (включая БМА), Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская.

Fig. 1. A schematic geological map of the Bashkir meganticlinorium (BMA).

1 – Vendian; 2 – Upper Riphean; 3–4 – Middle Riphean: 3 – undifferentiated, 4 – Mashak Formation; 5 – Lower Riphean; 6 – Archean and Early Proterozoic; 7 – granitoids; 8 – gabbro; 9 – metamorphic zone of the Ural-Tau; 10 – Paleozoic; 11 – the main thrusts. Deposit of sparry magnesite (numbers in white circles) 1 – Satka group, 2 – Bakal group, 3 – Syuryunzyak group, 4 – Ismakaevo, 5 – Yushinskoe, 6 – Zlatoust group, 7 – Semibratskoe, 8 – Katav-Ivanovo, 9 – Beloretsk group, 10 – Yaru. The inset at the top position on the map of Russia of the Ural Orogen and its schematic structure: structural megazones from west to east: Pre-Uralian foredeep, Western Ural, Central Urals (including BMA) Tagil-Magnitogorsk, Eastern Urals.

стым веществом, реже - талька, пирита, кальцита и гидрослюды. Наиболее чистыми по минеральному и химическому составу являются месторождения Саткинской группы, в которых примесь кварца и доломита не превышает 1%, а пирит, тальк и магнезиальный хлорит являются акцессорной примесью [8, 27]. Магнезиты в отложениях юрматиния характеризуются повышенной примесью доломита, иногда кварца, талька и серицита. Содержание FeO в магнезитах всех месторождений всегда выше, чем во вмещающих доломитах. Низкие содержания FeO в магнезитах на уровне 0.4-0.8% характерны для Саткинской группы. В месторождениях Бакальской группы подобные содержания известны, но обычно магнезиты здесь более железистые в связи с наложенной сидеритизацией [33]. Для Кызылташского месторождения содержания FeO составляют около 1.5%, для Исмакаевского и месторождений в авзянской свите – в среднем около 3% [27].

#### Саткинское рудное поле

Основные закономерности геологического строения Саткинского рудного поля и литологического состава карбонатных отложений, вмещающих метасоматические магнезитовые залежи, неоднократно рассмотрены ранее [2, 8, 13, 34]. Месторождения магнезита образуют полосу протяженностью до 12 км в западном крыле Саткинской синклинали (рис. 2). Залежи приурочены к доломитам карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты нижнерифейской саткинской свиты. Доломиты этой пачки являются раннедиагенетическими и перекрываются осадочными известняками казымовской пачки. Pb-Pb возраст казымовских известняков равен 1550 ± 30 млн лет [34].

Рудная полоса Саткинского рудного поля делится на три части крутопадающими надвигами, которые сопровождаются местной пликативной тектоникой, определяя естественные границы отдельных месторождений (Саткинского, Никольского, Березовского). В отдельном тектоническом блоке находится Ельничное месторождение. В северной части рудного поля расположен Бердяушский массив гранитов рапакиви, содержащий также габбро и нефелиновые сиениты. Возраст слагающих массив габбро составляет  $1389 \pm 28$  млн лет (U-Pb по цирконам), сиенитов –  $1373 \pm 26$  (U-Pb по цирконам) и гранитов – 1371 ± 26 млн лет (Sm-Nd рапакиви) [39]. Ельничное месторождение кристаллического магнезита подвержено контактовому воздействию гранитоидов (метасоматическое образование доломитовых мраморов по магнезиту). Рудные тела иногда рассечены долеритовыми дайками мощностью метры, реже первые десятки метров, вероятно, синхронными среднерифейскому машакскому рифтогенному событию. Дайки не экранируют оруденение. Контактовые явления, как правило, незначи-

ЛИТОСФЕРА № 5 2016

тельные, в виде маломощных (первые сантиметры) зон серпентинизации и редоломитизации магнезита, что указывает на их послерудное внедрение. На контактах магнезитовых залежей с крупными дайками наблюдаются зоны бруситизации мощностью до 15 м (Паленихинский участок). В 8–10 км восточнее Саткинского рудного поля расположен комплекс крупных магматических тел основного (Копанская интрузия габброидов) и кислого (Рябиновский массив гранитоидов) состава, комагматичных машакскому рифтингу в начале среднего рифея – 1390–1350 млн лет назад [39].

Магнезитовые тела падают на юго-восток под углом около 30-40° субсогласно с вмещающими доломитами (см. рис. 2). Мощность отдельных залежей – до 45 м, протяженность по простиранию – до 5 км, по падению – до 900 м, форма залежей пластообразная, контакты с вмещающими доломитами резкие, секущие слоистость, ступенчатые, клиновидные, указывающие на метасоматическое замещение доломита магнезитом [2]. Метасоматические изменения, связанные с образованием магнезита, выражены в новообразованиях талька и кварца в маломощных зонах экзоконтактов магнезитовых залежей. Кроме того, в брекчиевидных доломитах рудовмещающего горизонта развиты гнезда вторичного синрудного доломита, в которых тоже наблюдается зональность. Около магнезитовых залежей, в периферии гнезд, развивается секреционный кварц, а в центральной части – доломит с магнезитом, на удалении кварц и магнезит сменяется секреционным чистым вторичным доломитом, в верхней части рудоносного горизонта появляется примесь кальцита [11]. Возраст магнезитового оруденения установлен Рb-Рb методом непосредственно по магнезитам Гологорского участка и составляет 1380 ± 14 млн лет [36].

Залежи Гологорского участка (шахта "Магнезитовая") и Паленихинского участка Саткинского месторождения (Мельнично-Паленихинский карьер) расположены в центральной части полосы развития магнезитовых пластообразных тел. Как и большинство рудных тел в Саткинском рудном поле, тела магнезита на данных участках падают согласно с вмещающими доломитами на юго-восток. В Гологорском участке сближенные рудные залежи XVII и I (см. рис. 2б) имеют мощность до 45 м и протяженность до 3.5 км. Магнезит представлен крупнокристаллическими массивными и гнездовополосчатыми разностями, размер стреловидных кристаллов до 20–50 мм.

Изученная залежь магнезита LVI Паленихинского участка мощностью 30–50 м протяженностью (с СЗ на ЮВ) 105 м имеет тупые метасоматические выклинивания во вмещающие доломиты и занимает более низкое стратиграфическое положение относительно других продуктивных тел на данном участке (см. рис. 2в). Данная залежь прослежена и отработана от горизонта 385 до горизонта 265 (к момен-



**Рис. 2.** Схематическое геологическое строение Саткинских месторождений кристаллического магнезита: а – схематическая геологическая карта Саткинского рудного поля, б – поперечный литологический профиль в шахте "Магнезитовая" (показаны места опробования рудных тел XVII и I в проходочном штреке на горизонте 180), в – поперечный литологический профиль в Паленихинском карьере (показаны места опробования рудного тела LVI в подошве горизонта 265).

 $R_1$ st – саткинская свита нижнего рифея,  $R_1$ st<sub>2</sub> – верхнекусинская подсвита,  $R_1$ st<sub>3</sub> – половинкинская подсвита,  $R_1$ st<sub>4</sub> – нижнесаткинская подсвита,  $R_1$ st<sub>5</sub><sup>1</sup> – каменногорская пачка,  $R_1$ st<sub>5</sub><sup>2</sup> – карагайская пачка,  $R_1$ st<sub>5</sub><sup>3</sup> – казымовская пачка,  $R_1$ st<sub>4</sub> – нижнеская свита. 1 – известняк; 2 – доломит мелкослоистый брекчированный (коллапс-брекчия); 3 – доломит тонкослоистый; 4 – доломит глинистый; 5 – доломит глинисто-кремнистый; 6 – глинистый сланец; 7 – гранитоиды; 8 – габброиды; 9 – тектонические нарушения; 10 –магнезитовые залежи; 11 – объекты: 1 – Гологорский участок (шахта "Магнезитовая"), 2 – Паленихинский карьер, 3 – гора Казымовская, 4 – обнажение на автотрассе Уфа–Челябинск.

**Fig. 2.** Schematic geological structure of the sparry magnesite Satka deposits: a - a schematic geological map of Satka ore field; b - a cross lithological profile in the mine "Magnesitovaya" (the points of the sampling in the ore bodies XVII and I in the drift, horizon 180, are shown); B - a cross lithological profile in the Palenihinskiy quarry (sampling locations of the LVI ore body at the bottom of the 265 horizon are shown).

 $\begin{array}{l} R_1 st - Satka \ Formation \ of the \ Lower \ Riphean, \\ R_1 st^2 - Verkhn'aja \ Kusa \ subsuite, \\ R_1 st_3 - Polovinka \ subformation, \\ R_1 st_5^1 - Kamennogorsk \ unit, \\ R_1 st_5^2 - Karagai \ unit, \\ R_1 st_5^3 - Kazymov \ unit, \\ R_1 bt_1 - Bakal \ Formation. \\ 1 - limestone; \\ 2 - brecciated \ dolomite \ small-layered \ (collapse-breccia); \\ 3 - thin-layer \ dolomite; \\ 4 - dolomite \ clayey; \\ 5 - clay-siliceous \ dolomite; \\ 6 - shale; \\ 7 - granitoids; \\ 8 - gabbro; \\ 9 - tectonic \ faults; \\ 10 - sparry \ magnesite \ deposits; \\ 11 - works: \\ 1 - Gologorsky \ part \ ("Magnesite" \ mine), \\ 2 - Palenihinskiy \ quarry, \\ 3 - Mt. \ Kazymovskaya, \\ 4 - out \ crop \ on \ the \ highway \ Ufa-Chelyabinsk. \\ \end{array}$ 

62

ту опробования в 2009 г.). На изученном горизонте залежь LVI не имеет контактов с долеритами, однако дайки мощностью 5–10 м наблюдаются к северу и югу от залежи на расстоянии 20–30 м, но выше и ниже по разрезу пересекают ее (см. рис. 2в). Магнезит представлен преимущественно крупнокристаллическими полосчатыми и гнездово-полосчатыми разностями, размер стреловидных кристаллов от 2–4 до 10–20 мм. Кроме того, выделяется зона наложенной доломитизации, представленная светло-серыми нечеткими пятнами мелкозернистого доломита размером до 10–30 мм в крупнокристаллическом магнезите, в пределах наложенной тектонизированной зоны повышенной трещиноватости СЗ простирания.

#### Исмакаевское месторождение

Основные закономерности геологического строения Исмакаевского месторождения и состава карбонатных отложений, вмещающих магнезитовые залежи, были рассмотрены ранее [3, 8, 17].

Месторождение расположено в северной части деревни Исмакаево (Белорецкий район Башкортостана). Тектонически оно приурочено к западной части Ямантауского антиклинория, осложненной серией надвинутых в западном направлении, отложений нижнего и среднего рифея, мелкой складчатостью с региональным субмеридиональным простиранием складок и серией перекрестных крутопадающих разломов СЗ и СВ простирания, придающих геологической структуре месторождения блоковый характер. Оруденение локализовано в карбонатной толще миньякской подсвиты суранской свиты нижнего рифея (рис. 3). По данным стратиграфической корреляции отложений нижнего рифея суранская свита сопоставляется с саткинской свитой северных районов Башкирского мегантиклинория. Таким образом, условно можно считать, что возраст указанных свит близок между собой и соответствует возрасту известняков саткинской свиты  $(1550 \pm 30 \text{ млн лет } [34])$ .

Запасы магнезита по категории  $C_1$  составляют более 100 млн т [17]. Магнезитовая залежь имеет очень сложное строение и представлена серией линзовидных тел, разделенных прослоями филлитовидных сланцев и доломитов мощностью 2–5, максимально до 20 м (рис. 4). Отдельные магнезитовые тела имеют мощность в десятки метров, а в целом образуют рудную зону мощностью до 400 м и протяженностью 1100 м, по падению – до 800 м. В северном направлении рудные тела достаточно резко выклиниваются и переходят в доломиты. По результатам предварительной разведки H.A. Фаткуллин<sup>1</sup> (1997) выделил кондицион-

ЛИТОСФЕРА № 5 2016

ные (>40% MgO) и некондиционные магнезиты (31–40% MgO).

В нижней части магнезитовой залежи по всей западной части Исмакаевского месторождения прослеживается силл габбро-диабазов мощностью 2–10 м. Его взаимоотношения с оруденением недостаточно изучены. При геологоразведочных работах было указано, что диабазы из силла в магнезитовой залежи превращены в "зеленокаменные породы" и вмещают прослойки магнезита мощностью 0.1–3.0 м. В то же время контактового воздействия диабазов на магнезит не отмечено. Метадиабазовый силл так же, как и магнезитовое оруденение, повторяет все пликативные структуры месторождения, что указывает на доскладчатый характер обоих образований.

Метасоматические контакты магнезитовых залежей с вмещающими доломитами представляют собой зону вкрапленности мелких магнезитовых кристаллов размером до нескольких миллиметров в мелкозернистых доломитах. Мощность метасоматитов от дециметров до первых метров. Вмещающие доломиты состоят из зерен размером до 0.2-0.5 мм. Доломиты без магнезитовой вкрапленности (по данным термического и рентгенографического изучения) образуют зону мощностью до 500 м, протягивающуюся в северном направлении по простиранию карбонатного горизонта. В обнажении вдоль автодороги Авзян-Тукан наблюдается несогласная с напластованием пород зона перехода мелкозернистых доломитов в тонкозернистые известняки [8]. Размер зерен известняков менее 0.1 мм, иногда встречаются участки пелитоморфного карбоната. Таким образом, у северного окончания Исмакаевского месторождения магнезита наблюдается латеральная метасоматическая зональность: магнезитдоломит с вкрапленностью магнезита-доломитдоломитизированный известняк-известняк. Минеральный состав метасоматических зон включает помимо указанных породообразующих минералов также ряд характерных минералов-примесей: по мере развития метасоматоза наблюдается замещение калиевого полевого шпата в известняках мусковитом в доломите, а затем мусковита – хлоритом в магнезите. В то же время наблюдается некоторое обогашение магнезитов альбитом и кварцем. Химический состав магнезитов Исмакаевского месторождения характеризуется повышенными концентрациями кремнезема (SiO<sub>2</sub> составляет 5-8 мас. %), железа (FeO изменяется от 2.5 до 4.0), извести (СаО варьирует от 0.9 до 2.8) при содержаниях MgO до 43.7 мас.%.

#### ОБРАЗЦЫ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Изучение Rb-Sr и Sm-Nd изотопной систематики проводилось в разнотипных карбонатных породах, отобранных в пределах Сатинского рудно-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Фаткуллин Н.А. Отчет о предварительной разведке Исмакаевского месторождения магнезитов за 1992– 1997 гг. с подсчетом запасов на 01.01.1998. Кн. 1 и 2. Башкирский республиканский геологический фонд. Уфа, 1997. 496 с.



Рис. 3. Схематическая геологическая карта и разрез района Исмакаевского магнезитового месторождения по [14], с упрощениями.

1 – четвертичные аллювиальные отложения аQ<sub>1-IV</sub>; 2–4 – средний рифей: 2 – низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты зигазино-комаровской свиты R<sub>2</sub>zg, 3 – кварцитовидные песчаники зигальгинской свиты R<sub>2</sub>zg, 4 – алевролиты, песчаники, конгломераты, основные и кислые вулканиты машакской свиты R<sub>2</sub>ms<sub>1-8</sub>; 5–10 – нижний рифей: 5 – глинистые сланцы, алевролиты и песчаники юшинской свиты R<sub>1</sub>js, 6 – карбонатно-глинистые сланцы и мергели бердагуловской подсвиты суранской свиты R<sub>1</sub>sr<sub>2</sub>, 7 – известняки, доломиты с залежами магнезитов миньякской подсвиты суранской свиты R<sub>1</sub>sr<sub>1</sub>, 8 – субаркозовые песчаники с прослоями сланцев и доломитов большеинзерской свиты R<sub>1</sub>bi, 9 – низкоуглеродистые глинистые сланцы, алевролиты бакальской свиты R<sub>1</sub>bk, 10 – глинистые доломиты саткинской свиты R<sub>1</sub>st; 11 – геологические границы; 12 – стратиграфическое несогласие; 13 – разломы; 14 – взбросы; 15 – надвиги; 16 – элементы залегания слоев; 17 – Исмакаевское магнезитово минерализации; 19 – господствующие вершины.

Fig. 3. A schematic geological map of the area and the section of Ismakaevo magnesite deposit (by [14], with simplifications).

1 - Quaternary alluvial deposits  $aQ_{L-IV}$ ;  $2-4 - Middle Riphean: 2 - low-carbon shales, siltstones Zigazino-Komarowskaya Formation <math>R_2zk$ , 3 - quartz sandstones Zigalginskaya Formation  $R_2zg$ , 4 - siltstones, sandstones, conglomerates, basic and acid volcanic rocks of the Mashakskaya Formation  $R_2ms_{1-8}$ ; 5-10 - Lower Riphean: 5 - shales, siltstones and sandstones of Yushinskaya Formation  $R_1js$ ,  $6 - carbonate-shale and marl of the Berdagulovo subformation of Suran Formation <math>R_1sr_2$ , 7 - limestone, dolomite with magnesite deposits of Minyak subformation of Suran Formation  $R_1sr_1$ , 8 - subarkoz sandstones interbedded with shales and dolomites of the Bolsheinzer Formation, 9 - low-carbon shales, siltstones of the Bakal Formation  $R_1bk$ , 10 - clayey dolomites of the Satka Formation  $R_1st$ ; 11 - geological boundaries; 12 - unconformity; 13 - faults; 14 - reverse faults; 15 - thrusts; 16 - elements of the layers bedding; 17 - Ismakaevo magnesite deposit; 18 - manifestations of fluorite mineralization; <math>19 - the top of the ruling.



Рис. 4. Схематическое геологическое строение Исмакаевского месторождения кристаллического магнезита.

а – схематическая геологическая карта района Исмакаевского месторождения без мезо-кайнозойских отложений; б – схематический геологический профиль по линии II–II по данным Н.А. Фаткуллина<sup>1</sup>.

1 – песчаники кварц-полевошпатовые, прослои песчанистых доломитов большеинзерской свиты  $R_1$ bin; 2–5 – карбонатные породы миньякской подсвиты суранской свиты  $R_1$ sr<sub>1</sub>: 2 – первая толща, известняки с прослоями глинистых сланцев  $R_1$ sr<sub>1</sub><sup>1</sup>, 3 – вторая толща, доломиты с единичными прослоями магнезитов  $R_1$ sr<sub>1</sub><sup>2</sup>, 4 – третья толща, магнезитыс прослоями доломитов, маркирующим горизонтом мергелей, серпентинизированный силл габбро-диабазов  $R_1$ sr<sub>1</sub><sup>3</sup>, 5 – четвертая толща, доломиты, прослои алевролитов  $R_1$ sr<sub>1</sub><sup>4</sup>; 6 – бердагуловская подсвита суранской свиты, филлитовидные и карбонатно-глинистые сланцы, алевролиты  $R_1$ sr<sub>2</sub>; 7 – тектонические нарушения; 8 – силл и дайки габбро-диабазов, зеленокаменные изменения; 9 – разведочные скважины; 10 – контуры проектного карьера; 11–16 – знаки на профиле: 11 – кора выветривания мезозоя, 12 – известняки, 13 – метасоматические доломиты и мергели, 14 – магнезиты кондиционные (>40% MgO), 15 – магнезиты некондиционные (<40% MgO), 16 – разведочные скважины.

<sup>1</sup> Фаткуллин Н.А. Отчет о предварительной разведке Исмакаевского месторождения магнезитов за 1992–1997 гг. с подсчетом запасов на 01.01.1998. Кн. 1 и 2. Башкирский республиканский геологический фонд. Уфа, 1997. 496 с.

#### КРУПЕНИН и др.

Fig. 4. Schematic geological structure of the Ismakaevo sparry magnesite deposit.

a - a schematic geological map of the Ismakaevskogo field area without Meso-Cenozoic sediments;  $\delta$  – schematic geologic profile along line II–II (according N.A. Fatkullin, 1997<sup>1</sup>).

1 - quartz–feldspar sandstones with interlayers of sandy dolomite, Bolsheinzer Formation R1bin; 2–5 – carbonate rocks of the Minyak subformation, Suran Formation R<sub>1</sub>sr<sub>1</sub>: 2 – the first strata, limestone interbedded with shales R<sub>1</sub>sr<sub>1</sub><sup>1</sup>, 3 – the second strata, dolomite, single interlayers magnesite R<sub>1</sub>sr<sub>1</sub><sup>2</sup>, 4 – the third strata, magnesite, dolomite interlayers, the marking horizon of marl, sill of serpentinized gabbro-diabase, R<sub>1</sub>sr<sub>1</sub><sup>3</sup>, 5 – the fourth strata, dolomite, siltstone, R<sub>1</sub>sr<sub>1</sub><sup>4</sup>, 6 – Berdagulovo subformation of Suran Formation phillite-like and carbonate-clayey slates, siltstone, R<sub>1</sub>sr<sub>2</sub>; 7 – tectonic faults; 8 – sills and dikes of gabbro-diabase, greenstone changes; 9 – exploration quarry; 10 – outline of the project quarry; 11–16 – legend for the profile: 11 – Mesozoic weathering crust, 12 – limestone, 13 – metasomatic dolomite and marl, 14 – magnesite conditioning (> 40% MgO), 15 – magnesite substandard (<40% MgO), 16 – exploration wells.

го поля и Исмакаевского месторождения. В Саткинском рудном поле исследованы четыре образца наименее измененных осадочных известняков надрудной казымовской пачки верхнесаткинской подсвиты, отобранных в северных отрогах горы Казымовской. На удалении от магнезитовых месторождений, в обнажении на автотрассе Уфа–Челябинск, были взяты два образца доломита карагайской пачки, вмещающей залежи магнезита. Образец околорудного доломита был отобран в 2 м ниже магнезитового тела XVII в шахте "Магнезитовая". В рудовмещающих доломитах карагайской пачки была также проанализирована генерация крупнозернистого доломита в "коллапс-брекчии", которая по многим признакам является сингенетичной магнезитовому оруденению.

В магнезитах изучение Sr-Nd систематики проведено в образцах Гологорского и Паленихинского участков. В Гологорском (шахта "Магнезитовая") 4 образца магнезитов были отобраны в центральной части рудных залежей XVII и I (см. рис. 2б) мощностью до 50 м и протяженностью до 3.5 км. На Паленихинском участке было изучено 13 крупнокристаллических полосчатых магнезитов в северо-восточной части основной рудной полосы из магнезитовой залежи LVI (см. рис. 2в). Два образца крупнокристаллического магнезита с пятнами мелкозернистого доломита были взяты вблизи зоны повышенной трещиноватости.

В Исмакаевском месторождении Sr-Nd систематика изучена в наиболее чистых от терригенной примеси разновидностях. Всего проанализированы: 9 проб магнезитов из обнажений и керна разведочных скважин, 2 пробы околорудных доломитов с примесью магнезита, 3 пробы удаленных доломитов в зоне метасоматического контакта с вмещающими известняками суранской свиты на расстоянии до 500 м от залежей и 1 проба осадочных известняков.

Изотопные исследования проводились на образцах карбонатных пород, для которых предварительно выполнено изучение минерального фазового состава (дифференциальный термический и рентгенографический анализ) и химического состава (рентгеноспектральный метод и ICP-MS) в ИГГ УрО РАН по аттестованным методикам.

Изучали Rb-Sr и Sm-Nd систематику магнезитов, доломитов и известняков в ИГГД РАН из карбонатной составляющей одного и того же образца после его растворения в 2.5N HCl при t =  $60^{\circ}$ C. Полученный раствор отделялся от нерастворимого (преимущественно силикатного) остатка путем центрифугирования. Выделение Rb и Sr осуществлялось хроматографическим способом на ионообменной колонке со смолой Dowex AG 50Wx8. Экстракция Sm и Nd проводилась на ионообменной смоле LN-C50-А из фракции, содержащей редкоземельные элементы. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора <sup>87</sup>Rb + <sup>84</sup>Sr, а концентрации Sm и Nd – при добавлении смешанного индикатора <sup>150</sup>Nd + <sup>149</sup>Sm. Изотопный анализ выделенных элементов выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в стандартном карбонате стронция NIST SRM-987 в период работы дало значение  $0.71028 \pm 0.00001$  ( $2\sigma_{\text{средн}}, n = 16$ ). Среднее значение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандартном образце jNd-1 в период работы составляло 0.512098 ±  $\pm 0.000003$  (2 $\sigma_{\text{срелн}}$ , n = 9). Величины єNd (T) рассчитывались на основании значений для CHUR:  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ .

#### РЗЭ И Sr-Nd СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД САТКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Концентрации РЗЭ во всех карбонатных породах и рудах, содержащих незначительное количество терригенной примеси, находятся в пределах 3-10 мкг/г, содержание РЗЭ в магнезитах такие же низкие – 2–5 мкг/г [26, 27]. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в известняках и доломитах характеризуется трендом La > Lu (рис. 5 (1, 2)), значение (LLn/HLn) $N_{C1} > 1$ , но снижается от известняка к вмещающему и затем вторичному доломиту, в магнезите эта величина <1 (табл. 1). Для генерации вторичных доломитов из коллапсбрекчий характерны повышенные суммы РЗЭ, на фоне уменьшения концентраций La и присутствие слабо выраженной положительной аномалии европия (см. рис. 5 (3), табл. 2). В магнезитах наблюдается тренд обеднения легкими РЗЭ и преобладания тяжелых РЗЭ (см. рис. 5 (4), в общем случае La < Lu, (LLn/HLn)N<sub>C1</sub> < 1 (см. табл. 2). Во



**Рис. 5.** Хондрит-нормированное (C1) распределение средних концентраций РЗЭ в карбонатных породах Саткинского рудного поля.

1 –известняки казымовской пачки (7 проб), 2 – вмещающие доломиты карагайской пачки (20 пр.), 3 – гнездовой доломит (21 пр.), 4 – магнезит (42 пр).

Fig. 5. Chondrite normalized (C1) distribution average REE concentrations in the carbonate rocks of the Satka ore field.

1 – limestone of Kazymov unit (7 samples), 2 – host dolomites of Karagai unit (20 s.), 3 – nested dolomite (21 s.), 4 – samples of magnesite (42 s.).

Таблица 1. Средние значения некоторых модулей распределения РЗЭ в карбонатных породах и рудах типовых магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции

 Table 1. Average values of some REE distribution modules in carbonate rocks and ores of typical magnesite deposits of the South Urals province

| Модули*                  | Фон Cal       | C    | Саткинское | рудное пол | ie   | Исмакаевское месторождение |          |         |       |  |  |
|--------------------------|---------------|------|------------|------------|------|----------------------------|----------|---------|-------|--|--|
|                          | $R_1$ - $R_3$ | Cal  | Dol-1      | Dol-2a     | Mgs  | Cal                        | Dol-host | Dol-Ore | Mgs   |  |  |
| N                        | 21            | 7    | 20         | 21         | 42   | 3                          | 11       | 6       | 19    |  |  |
| Sm/Nd                    | 0.19          | 0.22 | 0.21       | 0.24       | 0.28 | 0.18                       | 0.19     | 0.31    | 0.40  |  |  |
| Y/Ho                     | 43            | 50   | 45         | 45         | 55   | 35                         | 30       | 26      | 24    |  |  |
| SumREE                   | 19.17         | 9.26 | 13.15      | 11.79      | 4.23 | 41.22                      | 14.05    | 72.59   | 10.15 |  |  |
| (LLn/HLn)N <sub>C1</sub> | 5.20          | 2.34 | 1.91       | 1.61       | 0.65 | 6.90                       | 7.08     | 2.35    | 2.89  |  |  |
| Ce/Ce*                   | 0.98          | 0.88 | 0.71       | 0.80       | 0.75 | 1.06                       | 1.01     | 1.28    | 1.03  |  |  |
| $Ce_{C1}/La_{C1}$        | 0.81          | 0.62 | 0.51       | 0.69       | 0.87 | 0.74                       | 0.76     | 1.86    | 1.01  |  |  |
| Eu/Eu*                   | 0.77          | 0.65 | 0.70       | 0.98       | 0.51 | 0.84                       | 0.82     | 1.00    | 1.17  |  |  |

Примечание. N – количество проб,  $(LLn/HLn)N_{cl} = (La/La_{c1} + 2Pr/Pr_{c1} + Nd/Nd_{c1})/(Er/Er_{c1} + Tm/Tm_{c1} + Yb/Yb_{c1} + Lu/Lu_{c1})$  нормирование по хондриту C1, Ce/Ce\* = 2\*(Ce/Ce\_{c1})/(La/La\_{c1} + Nd/Nd\_{c1}), Eu/Eu\* = 2\*(Eu/Eu\_{c1})/(Sm/Sm\_{c1} + Gd/Gd\_{c1}), Cal – известняк, Dol-1 – доломит вмещающий, Dol-2a – доломит гнездовый, Dol-host – доломит вмещающий, Dol-Ore – доломит околорудный, Mgs – магнезит.

Note. N – number of samples; (LLn/HLn)  $N_{C1} = (La/La_{C1} + 2Pr/Pr_{C1} + Nd/Nd_{C1})/(Er/Er_{C1} + Tm/Tm_{C1} + Yb/Yb_{C1} + Lu/Lu_{C1})$  rationing chondrite C1;  $Ce/Ce^* = 2^*(Ce/Ce_{C1})/(La/La_{C1} + Nd/Nd_{C1})$ ;  $Eu/Eu^* = 2^*(Eu/Eu_{C1})/(Sm/Sm_{C1} + Gd/Gd_{C1})$ ; Cal – limestone; Dol-1, Dolhost – host dolomite; Dol-2a – cluster dolomite; Dol-Ore – dolomite near-ore; Mgs – magnesite.

всех типах пород отмечаются слабо выраженные отрицательные аномалии церия и европия (см. табл. 1), унаследованные от первичного морского карбонатного осадка [20]. Величина модуля Y/Ho слабо варьирует в карбонатных породах в интервале 41–55.

#### КРУПЕНИН и др.

Таблица 2. Rb-Sr и Sm-Nd аналитические данные для карбонатных пород верхнесаткинской подсвиты и магнезитов Гологорского и Паленихинского месторождения и расчет модельных параметров на возраст 1550 и 1380 млн лет

**Table 2.** Rb-Sr and Sm-Nd analytical data for the carbonate rocks Verhnyay Satka subformation and for magnesite Gologor-skoe and Palenihinskoe deposits. Calculation of model parameters at the age of 1550 and 1380 Ma.

| N₂                                      | Rb,   | Sr,   | 87Rb/86Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | Sm,    | Nd,     | Sm/   | 147Sm/144Nd | 143Nd/144Nd | E Nd   | E Nd   |
|-----------------------------------------|-------|-------|-----------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------|---------|-------|-------------|-------------|--------|--------|
| пробы                                   | мкг/г | мкг/г |           | ИЗМ.                               | первич.                            | первич.                            | мкг/г  | мкг/г   | Nd    |             | ИЗМ.        | (1550) | (1380) |
|                                         |       |       |           |                                    | 1550                               | 1380                               |        |         |       |             |             | CHUR 0 | CHUR   |
| Известняки                              |       |       |           |                                    |                                    |                                    |        |         |       |             |             |        |        |
| UC-78                                   | 0.03  | 2753  | 0.0001    | 0.7046                             | 0.7046                             | 0.7046                             | 0.37   | 1.49    | 0.25  | 0.1501      | 0.51179     | -7.3   | -8.4   |
| UC-74                                   | 0.04  | 1675  | 0.0001    | 0.7047                             | 0.7047                             | 0.7047                             | 0.66   | 3.09    | 0.21  | 0.1297      | 0.51157     | -7.5   | -9.1   |
| s2-21                                   | 0.10  | 2740  | 0.0001    | 0.7046                             | 0.7046                             | 0.7046                             | 0.16   | 0.67    | 0.24  | 0.1416      | 0.51167     | -8.0   | -9.1   |
| s2-16                                   | 0.12  | 2340  | 0.0002    | 0.7047                             | 0.7047                             | 0.7047                             | 0.4    | 1.85    | 0.22  | 0.1299      | 0.51160     | -7.0   | -8.5   |
| Доломиты, удаленные от рудных тел       |       |       |           |                                    |                                    |                                    |        |         |       |             |             |        |        |
| UC-51                                   | 0.06  | 37.3  | 0.0048    | 0.7074                             | 0.7073                             | 0.7073                             | 0.82   | 3.69    | 0.22  | 0.1344      | 0.51156     | -8.7   | -10.1  |
| UC-50                                   | 0.06  | 36.9  | 0.0048    | 0.7079                             | 0.7078                             | 0.7078                             | 0.25   | 1.16    | 0.22  | 0.1310      | 0.51168     | -5.7   | -7.2   |
| 180-2                                   | 0.26  | 42.6  | 0.0179    | 0.7083                             | 0.7079                             | 0.7079                             | 0.94   | 4.27    | 0.22  | 0.1324      | 0.51167     | -6.1   | -7.6   |
| Доломиты из брекчий                     |       |       |           |                                    |                                    |                                    |        |         |       |             |             |        |        |
| ST6-3B                                  | 0.26  | 71    | 0.0106    | 0.7134                             | 0.7132                             | 0.7131                             | 1.54   | 6.91    | 0.22  | 0.1345      | 0.51172     | -5.6   | -6.9   |
| Магнезиты Гологорского месторождения    |       |       |           |                                    |                                    |                                    |        |         |       |             |             |        |        |
| 180-11                                  | 0.47  | 3.02  | 0.451     | 0.7194                             | 0.7093                             | 0.7104                             | 0.389  | 1.35    | 0.29  | 0.1739      | 0.5122      | -4.0   | -4.5   |
| 180-9                                   | 0.31  | 2.7   | 0.3326    | 0.7152                             | 0.7078                             | 0.7086                             | 0.36   | 1.23    | 0.29  | 0.1766      | 0.51215     | -5.5   | -6.0   |
| 180-5                                   | 0.35  | 1.07  | 0.9475    | 0.7147                             | 0.6936                             | 0.6960                             | 0.345  | 0.94    | 0.37  | 0.2228      | 0.51265     | -5.0   | -4.4   |
| 180-3                                   | 0.11  | 4.8   | 0.0664    | 0.7179                             | 0.7164                             | 0.7166                             | 0.389  | 1.53    | 0.25  | 0.1546      | 0.51195     | -5.1   | -6.0   |
|                                         | 1     |       |           | _ N                                | Лагнезит                           | гы Пален                           | нихинс | кого ме | сторо | ждения      |             |        |        |
| MΓ-1                                    | 0.05  | 1.5   | 0.0963    | 0.7145                             | 0.7123                             | 0.7126                             | 0.418  | 1.36    | 0.31  | 0.1859      | 0.51233     | -3.9   | -4.1   |
| МГ-3                                    | 0.13  | 1.8   | 0.2087    | 0.7176                             | 0.7129                             | 0.7134                             | 0.516  | 2.29    | 0.23  | 0.1363      | 0.51192     | -2.0   | -3.3   |
| МГ-5                                    | 0.09  | 2.2   | 0.1182    | 0.7169                             | 0.7142                             | 0.7145                             | 0.406  | 1.69    | 0.24  | 0.1453      | 0.51197     | -2.8   | -3.9   |
| МГ-6                                    | 0.06  | 11.4  | 0.0152    | 0.7156                             | 0.7152                             | 0.7153                             | 0.251  | 0.662   | 0.38  | 0.2293      | 0.51278     | -3.7   | -3.0   |
| МГ-8                                    | 0.07  | 2.3   | 0.0880    | 0.7177                             | 0.7157                             | 0.7159                             | 0.248  | 0.619   | 0.40  | 0.2423      | 0.51283     | -5.3   | -4.3   |
| МГ-9                                    | 0.13  | 1.9   | 0.1977    | 0.7155                             | 0.7111                             | 0.7115                             | 0.324  | 1.02    | 0.32  | 0.1921      | 0.51235     | _4.7   | -4.8   |
| МГ-10                                   | 0.12  | 2     | 0.1734    | 0.715                              | 0.7111                             | 0.7115                             | 0.34   | 1.19    | 0.29  | 0.1728      | 0.51228     | -2.2   | -2.8   |
| МГ-12                                   | 0.04  | 1.4   | 0.0826    | 0.7182                             | 0.7163                             | 0.7165                             | 0.247  | 0.605   | 0.41  | 0.2469      | 0.51290     | -4.9   | -3.8   |
| МГ-13                                   | 0.09  | 2.1   | 0.1239    | 0.7176                             | 0.7148                             | 0.7151                             | 0.274  | 0.704   | 0.39  | 0.2354      | 0.51277     | -5.1   | -4.3   |
| Магнезиты вблизи дайки габбро-долеритов |       |       |           |                                    |                                    |                                    |        |         |       |             |             |        |        |
| МГ-2                                    | 0.07  | 1.2   | 0.1686    | 0.7135                             | 0.7097                             | 0.7101                             | 0.351  | 1.05    | 0.33  | 0.2021      | 0.51298     | 5.6    | 5.7    |
| МГ-14                                   | 0.05  | 1.4   | 0.1032    | 0.7138                             | 0.7115                             | 0.7117                             | 0.198  | 0.9     | 0.22  | 0.1330      | 0.51247     | 9.4    | 8.0    |
| Магнезиты с примесью доломита           |       |       |           |                                    |                                    |                                    |        |         |       |             |             |        |        |
| МΓ-4                                    | 0.03  | 30.2  | 0.0029    | 0.7333                             | 0.7332                             | 0.7332                             | 0.234  | 0.643   | 0.36  | 0.2201      | 0.51255     | -6.4   | -5.9   |
| МΓ-7                                    | 0.11  | 94    | 0.0034    | 0.7360                             | 0.7359                             | 0.7359                             | 0.223  | 0.603   | 0.37  | 0.2236      | 0.51275     | -3.2   | -2.6   |

Надрудные известняки имеют очень высокие концентрации стронция (среднее 2377 мкг/г), что типично для бывших морских арагонитовых илов. Первичное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в этих известняках (0.70460-0.70472, рассчитанное на возраст 1550 млн лет) попадает в интервал опубликованных значений для раннерифейских морских карбонатных осадков [32, 34]. Рудовмещающие доломиты имеют низкие содержания Sr (в среднем 45 мкг/г), а первичное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в них варьирует от 0.7073 до 0.7078. Магнезиты Гологорского и Паленихинского участков имеют низкие концентрации стронция – на уровне 1.2–2.3 мкг/г (см. табл. 2). Только два образца доломитизированных магнезитов МГ-4 и МГ-7 на Паленихинском участке имеют повышенное до 30-94 мкг/г содержание Sr, что сравнимо с вмещающими доломитами Саткинского рудного поля. Магнезитам разных месторождений Саткинской группы свойственны повышенные отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: для Гологорского участка установлено уменьшение значений по мере перехода от центральных зон рудных тел к краевым: от 0.7179 до 0.7142 [9]. В Паленихинском участке отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в магнезитах варьируют в интервале 0.7135-0.7182, но в доломитизированных магнезитах они резко повышаются до 0.7333-0.7360. Генерации крупнозернистых доломитов в "брекчиевидных" доломитах имеют высокие значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. как и магнезиты (до 0.7132). Первичное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.6936) в одном образце магнезита оказывается ниже значений, характерных для хемогенных осадков того времени и даже для мантийного резервуара первичной Земли. Это означает, что принимаемые для расчетов возрастные значения (1550 млн лет), вероятно, завышены, а Rb-Sr система этого образца была перестроена на более позднем этапе в

ходе перекристаллизации, сопровождавшейся привносом дополнительного количества Rb [31].

Анализ распределения легких РЗЭ в изученных карбонатных породах показал, что магнезиты, осадочные известняки и осадочные доломиты содержат очень мало Sm и Nd. Так, средние концентрации Sm и Nd в известняках равны 0.40 и 1.78 мкг/г, в доломитах, удаленных от рудного поля, -0.54 и 2.43 мкг/г, а в магнезитах – 0.37 и 1.26 мкг/г. В отличие от этого доломиты вблизи магнезитовых тел и особенно крупнозернистые генерации доломитов обогащены до 1.54 мкг/г по Sm и до 6.9 мкг/г по Nd. Средняя величина отношения Sm/Nd в саткинских известняках (0.22) и доломитах (0.21) согласуется с этими значениями в осадочных карбонатных породах и современной морской воде [23]. По сравнению с вмещающими карбонатными породами (0.21-0.25) магнезиты Гологорского и Паленихинского участков отличаются повышенным отношением Sm/Nd – от 0.22 до 0.41 (среднее 0.28).

Отношение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в осадочных известняках надрудной казымовской пачки варьирует в пределах 0.51157-0.51179 (см. табл. 2). Это отношение в околорудных доломитах, крупнозернистых гнездовых доломитах и доломитах, удаленных от рудных тел, заключено в близких пределах: от 0.51156 до 0.51172. По сравнению с известняками и доломитами магнезиты Гологорского участка демонстрируют повышенные значения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, заключенные в интервале от 0.51195 до 0.51265. Рассчитанные на возраст саткинской свиты (1550 млн лет) значения єNd (1550) в известняках варьируют от -8.0 до -7.0, а в осадочных доломитах, удаленных от рудного поля, – от –8.7 до –5.7. В образцах околорудных доломитов и крупнозернистых генерациях значение єNd (1550) варьирует в пределах от -6.1 до -5.6, а в рудных магнезитах – от -5.5 до -4.0. Исходя из предположения, что магнезиты являются эпигенетическими образованиями, оторванными от осадконакопления, и связаны с рифтогенным этапом разуплотнения коры в начале среднего рифея (1350–1390 млн лет), для магнезитов был выполнен расчет єNd на возраст 1380 млн лет. При этом значение єNd (1380) незначительно понизилось до -6.0 и -4.4 (см. табл. 2).

Значения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в магнезитах Паленихинского участка, как правило, выше, чем во вмещающих карбонатных породах саткинской свиты, и заключены в интервале от 0.51192 до 0.51298. Рассчитанные на возраст саткинской свиты (1550 млн лет) значения єNd (1550) в магнезитах варьируют в широких пределах. В большинстве образцов они находятся в пределах от -6.4 до -1.9 (среднее -3.8), в то время как для проб МГ-2 и МГ-14 значения єNd (1550) составляют +5.6 и +9.4. Среднее значение єNd в основной группе магнезитов, рассчитанное на возраст машакского рифтогенного этапа 1380 млн лет, равно -3.7.

### РЗЭ И Sr-Nd СИСТЕМАТИКА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД И СМАКАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Содержание терригенной примеси во всех изученных карбонатных породах и рудах Исмакаевского месторождения составляет 2-10%. В известняках и доломитах некарбонатная примесь представлена кварцем, калиевым полевым шпатом, мусковитом, в магнезитах появляется примесь магнезиального хлорита, возрастает содержание кварца, но резко уменьшается количество слюды и отсутствует калишпат [8]. Концентрации РЗЭ низкие, на уровне 7–26 мкг/г, в магнезитах – 5–21 мкг/г. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в известняках и доломитах характеризуется типичным трендом La > Lu (см. табл. 1). Для генерации околорудных доломитов характерны повышенные суммы РЗЭ (15-237 при среднем 73 мкг/г) на фоне снижения концентраций La и модуля (LLn/HLn) N<sub>C1</sub> по сравнению с удаленными метасоматическими доломитами и известняками. Также для них отмечаются положительная аномалия Се, Еи и нетипичные значения отношения  $Ce_{C1}/La_{C1} > 1$  (см. табл. 1). В магнезитах наблюдается тренд обеднения легкими РЗЭ и преобладания тяжелых РЗЭ, в общем случае La ≈ Lu (субгоризонтальное распределение) и также слабо выраженная положительная аномалия европия (рис. 6а). В удаленных от руды доломитах и известняках наблюдаются слабо выраженные отрицательные аномалии Се и Еи, унаследованные от первичного морского карбонатного осадка. При нормировании метасоматических доломитов и магнезитов по вмещающим известнякам нижнего рифея региона выявляются более контрастные отличия в распределении РЗЭ (рис. 6б). Удаленные доломиты имеют распределение РЗЭ, очень сходное с таковым известняков, в то же время в околорудных доломитах в 5-11 раз повышаются концентрации средних и тяжелых лантаноидов и иттрия, а также присутствует выраженная положительная аномалия Eu и соседних с ним элементов средней группы лантаноидов (Sm-Er). В магнезитах отчетливо проявляется положительная аномалия Еu, деплетирование легких и обогащение тяжелых лантаноидов. Кроме того, метасоматические доломиты имеют заметное снижение концентраций Sr, Ba, Rb, Hf; околорудные доломиты имеют также снижение концентраций по Sr, Ba, Rb и Cs по сравнению с региональным кларком известняков. Величина У/Но во вмещающих известняках, а также удаленных, околорудных доломитах и магнезитах постепенно уменьшается (35, 30, 26 и 24 соответственно).

Вмещающие известняки суранской свиты претерпели эпигенетическое преобразование, что выразилось в обогащении Fe (до 0.6%) и потере Sr (до 180 мкг/г). Первичное отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в извест-





а – хондрит-нормированное (C1): 1 – известняк (среднее по 3 пробам), 2 – удаленные от магнезитов метасоматические доломиты (среднее по 11 пр.), 3 – околорудные доломиты (среднее по 6 пр.), 4 – магнезиты (среднее по 19 пр.).
 б – нормированное по региональному кларку известняков нижнего рифея (19 проб): 1 – среднее по 11 пробам удаленных доломитов, 2 – среднее по 6 пр. околорудных доломитов, 3 – среднее по 19 пр. магнезитов.

Fig. 6. REE distribution of Ismakaevo deposit rocks.

Chondrite normalized (C1) in carbonate rocks: 1 - limestone (average of 3 samples), 2 - metasomatic dolomite far located (remote) from magnesite (av. 11 s.), 3 - near ore (wallrock) dolomites (av. 6 s.); 4 - magnesite (av. 19 s.). 6 - normalized by regional clarke limestones of the Lower Riphean (19 samples): 1 - the average of the 11 samples of remote do-

lomite, 2 - av. 6 s. wallrock (ore-hosting) dolomite, 3 - av. 19 s. magnesite.

няках (0.70584–0.71090) отличается от этих значений в раннерифейском океане [31–33], что предполагает перекристаллизацию известняков эпигенетическими флюидами. Концентрации **Rb в извест**няках составляют 8–17 мкг/г (табл. 3). Средние концентрации **Rb в околорудных и удаленных доломи**тах, а также магнезитах – 0.71, 0.56 и 0.57 мкг/г соответственно. Околорудные доломиты слабо отличаются от доломитов периферийных зон по сред-

ним содержаниям Sr (40.7 и 25.6 мкг/г соответственно), по величине  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr (0.7262 и 0.7241). Для магнезитов характерны повышенные отношения  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr, которые составляют от 0.7222 до 0.7625 при среднем значении 0.7241 [9].

Изученные карбонатные породы суранской свиты имеют низкие концентрации Sm и Nd. Так, средние концентрации Sm и Nd в известняке и доломите составляют 0.92 и 4.4 мкг/г, а в магнезитах – 0.78

Таблица 3. Rb-Sr и Sm-Nd аналитические данные для карбонатных пород Исмакаевского месторождения и расчет модельных параметров на возраст 1550 и 1250 млн лет

 Table 3. Rb-Sr and Sm-Nd analytical data for the carbonate rocks Ismakaevskoe deposit and calculation of model parameters at the age of 1550 and 1250 Ma.

| № пробы              | Rb,   | Sr,   | 87Rb/86Sr | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | ${}^{87}{ m Sr}/{}^{86}{ m Sr}$ | <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr | Sm,               | Nd,   | Sm/Nd | 147Sm/144Nd | 143Nd/144Nd | E Nd   | E Nd   |
|----------------------|-------|-------|-----------|------------------------------------|---------------------------------|------------------------------------|-------------------|-------|-------|-------------|-------------|--------|--------|
| _                    | мкг/г | мкг/г |           | ИЗМ.                               | первич.                         | первич.                            | $MK\Gamma/\Gamma$ | мкг/г |       |             | ИЗМ.        | (1550) | (1250) |
|                      |       |       |           |                                    | 1550                            | 1250                               |                   |       |       |             |             | CHUR   | CHUR   |
| Магнезиты            |       |       |           |                                    |                                 |                                    |                   |       |       |             |             |        |        |
| I-1-1                | 0.66  | 6.7   | 0.2847    | 0.7180                             | 0.7116                          | 0.7129                             | 0.60              | 1.94  | 0.31  | 0.1873      | 0.51210     | -8.6   | -9.0   |
| I-1-5                | 2.11  | 3.0   | 2.0326    | 0.7597                             | 0.7144                          | 0.7227                             | 1.20              | 3.65  | 0.33  | 0.1988      | 0.51213     | -10.5  | -10.3  |
| И-1-3                | 0.32  | 36.4  | 0.0254    | 0.7168                             | 0.7162                          | 0.7163                             | 1.69              | 4.15  | 0.41  | 0.2455      | 0.51242     | -14    | -9.4   |
| I-1-11               | 0.07  | 2.4   | 0.0843    | 0.7240                             | 0.7221                          | 0.7224                             | 0.46              | 1.38  | 0.34  | 0.2026      | 0.51221     | -9.5   | -9.3   |
| И-1-7                | 0.21  | 6.0   | 0.1012    | 0.7161                             | 0.7138                          | 0.7142                             | 0.51              | 1.87  | 0.27  | 0.1648      | 0.51187     | -8.6   | -9.8   |
| И-1-8                | 0.27  | 6.6   | 0.1182    | 0.7184                             | 0.7157                          | 0.7163                             | 0.82              | 1.56  | 0.53  | 0.3175      | 0.51308     | -15.4  | -10.7  |
| И-1-9                | 0.10  | 2.7   | 0.1070    | 0.7232                             | 0.7208                          | 0.7212                             | 0.70              | 1.00  | 0.70  | 0.4251      | 0.51395     | -20.0  | -11.1  |
| И-1-10               | 0.54  | 6.6   | 0.2365    | 0.7226                             | 0.7173                          | 0.7184                             | 0.71              | 1.73  | 0.41  | 0.2470      | 0.51256     | -11.5  | -9.6   |
| И-3-9                | 0.33  | 2.3   | 0.4147    | 0.7254                             | 0.7161                          | 0.7180                             | 1.28              | 2.07  | 0.62  | 0.3730      | 0.51356     | -17.1  | -10.3  |
|                      |       |       |           |                                    |                                 |                                    |                   |       |       |             |             |        | I      |
| И-5-2а               | 1.03  | 11.6  | 0.2566    | 0.7169                             | 0.7112                          | 0.7123                             | 0.87              | 3.44  | 0.25  | 0.1534      | 0.51184     | -7.1   | -8.8   |
| И-6-10               | 0.95  | 87.3  | 0.0314    | 0.7111                             | 0.7104                          | 0.7106                             | 0.86              | 3.12  | 0.28  | 0.1673      | 0.51206     | -5.5   | -6.6   |
| Лоломиты             |       |       |           |                                    |                                 |                                    |                   |       |       |             |             | I      |        |
| И-3-5                | 0.25  | 20.2  | 0.0358    | 0.7149                             | 0.7141                          | 0.7141                             | 1.00              | 4.15  | 0.24  | 0.1451      | 0.51177     | -6.7   | -8.7   |
| И-2-2                | 0.50  | 26.8  | 0.0539    | 0.7298                             | 0.7286                          | 0.7289                             | 0.69              | 3.29  | 0.21  | 0.1265      | 0.51168     | -4.8   | -6.6   |
| И 2-8                | 0.40  | 46.6  | 0.0248    | 0.7162                             | 0.7156                          | 0.7158                             | 1.12              | 5.55  | 0.20  | 0.1218      | 0.51156     | -6.2   | -8.1   |
| Известняки вмещающие |       |       |           |                                    |                                 |                                    |                   |       |       |             |             |        |        |
| I-2-3                | 0.40  | 182   | 0.0064    | 0.7110                             | 0.7109                          | 0.7109                             | _ '               | _ `   | -     | _           | —           | —      | -      |
| I-2-13               | 0.30  | 700   | 0.0012    | 0.7058                             | 0.7057                          | 0.7057                             | 0.84              | 4.73  | 0.18  | 0.1073      | 0.51140     | -6.4   | _      |

и 1.8 мкг/г (см. табл. 3). Средняя величина отношения Sm/Nd в суранских известняках и доломитах (0.21) типична для осадочных карбонатных пород. Магнезиты отличаются повышенным отношением Sm/Nd – 0.24–0.68 (среднее 0.36).

Величина <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd во вмещающих известняках составляет 0.51140 (см. табл. 3). Это отношение в доломите равно 0.51177. По сравнению с известняками и доломитами магнезиты демонстрируют повышенные значения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, заключенные в интервале от 0.51187 до 0.51394. Рассчитанные на возраст саткинской свиты (1550 млн лет) значения єNd (1550) в известняке составляют 6.4, а в доломитах – 6.7. В рудных магнезитах значение єNd (1550) значительно ниже и варьирует в пределах от –20.2 до –8.6.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ концентраций РЗЭ во вмещающих карбонатных породах и магнезитах показывает их низкий уровень и отражает отсутствие связи с постмагматическими флюидами, которые могли бы повысить уровень лантаноидов и других редких элементов [22]. Распределение РЗЭ в известняках и доломитах саткинской свиты, а также в известняках и удаленных доломитах суранской свиты является типичным для кальцийсодержащих минералов с постепенным снижением концентраций лантаноидов от легких к тяжелым, посколь-

ЛИТОСФЕРА № 5 2016

ку ионный радиус кальция близок к лантану [20]. Пониженные концентрации легких лантаноидов в магнезитах как Саткинского, так и Исмакаевского месторождений объясняются малым ионным радиусом магния, близким таковому лантаноидов иттриевой группы: в этом случае именно тяжелые лантаноиды изоморфно входят в кристаллическую решетку магнезита.

71

Наблюдаемое на Исмакаевском месторождении обогащение околорудных доломитов РЗЭ по сравнению с обогащением магнезитов также отчасти объясняется минералогическими особенностями. В доломитах РЗЭ цериевой группы свободно замещают Са благодаря близким ионным радиусам. При формировании магнезитов часть легких лантаноидов "изгонялась" из новообразованных магнезиальных генераций в околорудное пространство, сложенное Са-Мд генерациями (околорудными доломитами). В то же время в Саткинских месторождениях механизм метасоматического замещения, вероятно, несколько отличался от наблюдаемого в Исмакаево, что не привело к заметному обогащению околорудных доломитов РЗЭ. Дело в том, что в Саткинских месторождениях метасоматоз проходил по раннедиагенетическому доломитовому протолиту, а не по известнякам, как в Исмакаево. Проницаемость вмещающего доломита определялась не тектонической трещиноватостью, как можно предположить для Исмакаево, а в большей степени пористой структурой доломитовых брекчий [5]. В этом случае легкие РЗЭ просто вымывались с метасоматическими растворами, обогащенными Са. Формирование слабой положительной аномалии Еи в новообразованном вторичном доломите (см. рис. 5), "запечатавшим" на конечном этапе метасоматоза пустоты в коллапс-брекчиях на Саткинских месторождениях [11], могло быть связано с повышенной температурой минералообразования, сопровождаемой переходом части Еи из трехвалентной в двухвалентную форму и более активным вхождением в кристаллическую решетку доломита по модели высокотемпературных растворов [20].

Представляет загадку явно выраженная положительная аномалия европия в околорудных доломитах и магнезитах Исмакаевского месторождения. Температуры их образования согласно изучению термометрии двухфазных флюидных включений [6] составляют в среднем около 220°С, что несколько ниже, чем в Сатке (около 250°С). Остается предположить, что накопление европия определялось резко восстановительным характером флюида. Такому выводу не противоречит и наличие положительной аномалии церия в околорудных доломитах и магнезитах. Вероятно, в тыловой зоне метасоматоза, в зоне перехода доломит-магнезит проходила граница резкого изменения редокспотенциала, которая способствовала накоплению церия на окислительно-восстановительном барьере (критическое увеличение редокс-потенциала в направлении фронта метасоматоза, то есть контакта доломита и известняка).

Величина У/Но в карбонатных породах и магнезитах Саткинского рудного поля имеет сходные и достаточно высокие значения (46–58), типичные для осадочных морских карбонатов в отличие от первичного хондритового отношения (24-34), характерного для магматических пород, в том числе карбонатитов [19]. В то же время во всех изученных типах карбонатных пород Исмакаевского месторождения это отношение (23-30) ниже, чем в осадочных морских карбонатах. Как предположил Михаэль Бау [19], в гидротермальных карбонатах по мере увеличения дальности переноса флюидов отношение У/Но уменьшается (в предположении, что источник флюида был один для разных объектов). Следовательно, в районе Исмакаевского месторождения дальность переноса гидротермальных флюидов при метасоматическом образовании магнезита могла быть более значительной даже в слабо измененных известняках по сравнению с Саткинскими месторождениями, где флюид мигрировал незначительно в пределах карбонатного резервуара [27]. Определенный вклад вносила и терригенная примесь, количество которой в суранской свите на порядок выше, чем в саткинской.

Различия в распределении Sm и Nd в карбонатных породах связаны с их минералогическими особенностями. Ионный радиус Nd несколько больше, чем у Sm, поэтому последний предпочтительнее входит в структуру магнезита, занимая позицию Mg с еще меньшим ионным радиусом. Таким образом, повышенное отношение Sm/Nd в магнезитах определяется отчасти минералогическим контролем: Sm, как и магний, имеет ионный радиус меньше, чем Nd, поэтому самарий сравнительно легче накапливается в магнезитах.

Одним из объяснений повышенного отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в магнезитах может служить предположение об их кристаллизации при участии гипотетического "мантийного" флюида, обогащенного радиогенным Nd. Альтернативным объяснением может быть предположение о флюиде, в составе которого преобладал магний, но он был не мантийной природы, а осадочной, эвапоритовой. Именно такая возможность и предполагается в разрабатываемой гравитационно-рассольной модели формирования магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции в результате миграции захороненных высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов [38]. Третьей причиной обогащения магнезитов "радиогенным" Nd могло бы быть высокое значение отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, которое контролируется минералогическими особенностями. Это отношение в магнезитах заметно выше, чем во вмещающих доломитах и осадочных известняках саткинской и суранской свит (см. табл. 2 и 3). В Саткинском рудном поле средняя величина отношения <sup>147</sup>Sm/144Nd в магнезитах равна 0.1820, а в доломитах и известняках - 0.1362. То есть на первый взгляд кажется, что высокое значение отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в магнезитах обеспечивается исключительно радиогенной добавкой <sup>147</sup>Sm. Однако расчеты показывают, что для выравнивания первичного отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в магнезитах и осадочных карбонатных породах (известняках и доломитах) потребуется либо увеличить количество Sm на 6% (в среднем с 0.37 до 0.40 мкг/г), либо предположить, что возраст магнезитов около 500 млн лет, то есть заведомо моложе магматических проявлений в районе, что противоречит геологическим фактам.

Анализ распределения радиогенных изотопов стронция и неодима во вмещающем известняке и метасоматических образованиях указывает на различные источники флюидов, участвующих в образовании вмещающих осадочных и метасоматических карбонатных пород.

Известно, что отрицательные значения єNd характерны для пород, возникших при переработке или ассимиляции более древних коровых образований с отношением Sm/Nd ниже, чем в первоначальном хондритовом резервуаре [23]. В случае с карбонатными породами, представляющими собой хемогенные образования на поверхности осадочной оболочки Земли, источником неодима является вода океана с соответствующим коровым отношенем Sm/Nd (для осадочных карбонатов эта величина составляет 0.21–0.23). Относительно метасоматических образований вопрос более сложный, и величина Sm/Nd и єNd должна зависеть от источника метасоматического флюида, то есть резервуара, в котором этот флюид формировался и из которого произошел. Он также может быть сформирован при фильтрации как коровых, так и мантийных пород, если таковые присутствуют в разрезе.

Для известняков и доломитов саткинской свиты среднее значение величины єNd (1550 млн лет) равно -7.0, что близко к значению єNd, полученному для глинистых сланцев саткинской свиты (этого же стратиграфического уровня нижнего рифея), -7.4 и -7.3 соответственно [35]. Среднее значение величины єNd (1550 млн лет) для известняков и доломитов суранской свиты равно -6.5, что также близко к значению єNd, полученному для осадочных образований саткинской свиты. Изотопный состав Nd в осадочных карбонатах отражает отношение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd морской воды в бассейне седиментации во время отложения [23]. Установленная нами близость средних значений єNd терригенных и карбонатных осадков суранской свиты позволяет предполагать отложение их в бассейне с одинаковым источником сноса. Анализ Sr-Nd систематики показывает, что в области размыва палеобассейна саткинскосуранского уровня преобладали гранулитовые образования архейско-раннепротерозойского фундамента кратона, аналогичные по составу породам Тараташского метаморфического комплекса.

Для Саткинского рудного поля анализ Sr-Nd систематики магнезитов и осадочных карбонатных пород при расчете первичных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd показывает, что эти группы пород на графике образуют две самостоятельные совокупности (рис. 7). Это позволяет предположить, что магнезиты формировались из флюида (раствора), который был некогенетичен раствору, из которого кристаллизовались известняковые осадки и раннедиагенетические доломиты. Анализ графика зависимости изотопных отношений Sr-Nd показывает, что метасоматические магнезиты лежат на линии эволюции "верхнекоровых" пород (см. рис. 7). Такое различие Sr-Nd изотопных характеристик предполагает, что осадочные карбонатные породы и магнезиты Саткинских месторождений формировались из разных флюидов.

Два образца магнезитов из Паленихинского участка, рассмотренные здесь, подвержены редоломитизации (пробы МГ-4, МГ-7, см. табл. 2, рис. 7). В этих образцах заметно повышено отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr до 0.7346, что, вероятно, демонстрирует позднее воздействие на магнезит флюидов с радиогенным <sup>87</sup>Sr. Редоломитизация магнезита проявлена в виде секущей зоны, приуроченной к линейному тектоническому нарушению в рудной залежи. Такое обогащение до-

ЛИТОСФЕРА № 5 2016



**Рис. 7.** Зависимость измеренного отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd от отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в магнезитах Саткинского рудного поля и сравнение со Sr-Nd характеристиками главных породных резервуаров [23].

известняки надрудной казымовской пачки, 2 – удаленные доломиты рудовмещающей карагайской пачки,
 з – гидротермально-метасоматические вторичные околорудные доломиты из брекчий, 4 – магнезиты Гологорского участка,
 б – магнезиты Паленихинского участка, вблизи дайки габбро-долеритов,
 7 – магнезиты редоломитизированные.

**Fig. 7.** Dependence of the measured <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd vs <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr in Satka magnesite ore field and comparison with Sr-Nd features of main rock tanks [23].

1 – limestone, over ore Kazymov unit, 2 – remote dolomite ore-hosting Karagai unit, 3 – hydrothermal-metasomatic secondary wallrock breccia dolomite, 4 – magnesite of Gologorsk mine, 5 – magnesite of Palenihin quarry, 6 – magnesite of Palenihin area near the dikes of gabbrodolerite, 7 –redolomitizited magnesite.

ломитизированных пород радиогенным <sup>87</sup>Sr характерно для вендских тектоно-термальных перестроек в регионе, сопровождавшихся калиевым метасоматозом (серицитизацией и калишпатизацией) [9, 33]. Линейные зоны вторичных доломитов фиксируются как во вмещающих доломитах, так и в магнезитах в Саткинском рудном поле, а также в доломитах и сидеритах в Бакальском рудном поле, в 20 км южнее.

Тем не менее данные Rb-Sr систематики однозначно указывают, что формирование метасоматических флюидов как на Исмакаевском, так и на Саткинских месторождениях проходило в коровых резервуарах. Величина отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr увеличивается в метасоматических доломитах и тем более магнезитах по сравнению с вмещающими известняками и предполагает постдиагенетическое преобразование флюидов в катагенетических условиях при взаимодействии с алюмосиликатными породами рифейского разреза, причем для Исмакаевского месторождения – в большей степени.

Средняя величина отношения Sm/Nd в саткинских известняках (0.23) и доломитах (0.22) согласуется с этими значениями в осадочных карбонатных породах и современной морской воде [23], но ниже, чем в магнезитах (0.22–0.40). Заметная амплитуда вариаций данного отношения является благоприятным фактором для изохронного определения возраста магнезита Sm-Nd методом. Расчет эрохроны в координатах <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd-<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd по 9 образцам Паленихинского месторождения и 4 образцам Гологорского месторождения, имеющим типичные коровые (отрицательные, среднее -4.1) значения єNd и типичные для магнезитов Саткинского месторождения значения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.714-0.718), дал возраст  $1400 \pm 90$  млн лет. В первом приближении полученный возраст совпадает с U-Pb и Pb-Pb возрастом магнезитов Гологорского месторождения, 1380 ± 14 и 1370 ± 80 млн лет соответственно [36]. Это указывает на связь магнезитообразования по времени со среднерифейским (машакским) рифтогенным событием, которое происходило 1390-1350 млн лет назад [39].

Вариации отношения Sm/Nd (0.24–0.68), обнаруженные в ходе изучения магнезитов Исмакаевского месторождения, также позволяют рассматривать их как потенциальный объект для датирования Sm-Nd методом. Корреляционная зависимость для 8 образцов магнезитов в координатах <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd– <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd формирует эрохрону. Вычисленное по аппроксимирующей линии возрастное значение 1250 ± 130 млн лет ( $\sigma$ ) имеет слишком большую ошибку, что свидетельствует о неполной когенетичности магнезитовых образцов. Тем не менее рассчитанный возраст имеет геологический смысл, поскольку в данном районе ранее Sm-Nd и Rb-Sr методами были датированы флюориты Суранского месторождения с возрастом 1230 млн лет [10].

Для Саткинских месторождений значение єNd(1550) в крупнозернистом доломите из коллапсбрекчий (-5.6) и рудных магнезитах (-5.0) несколько выше, чем в осадочных известняках и доломитах (-7.2). Даже пересчитанное на более "молодой" возраст формирования магнезитов (1350 млн лет), значение єNd в крупнозернистых доломитах и магнезитах в среднем значительно выше, чем в осадочных карбонатных породах, (-5.3 против -7.0 соответственно (см. табл. 2)). Повышенное значение єNd в магнезитах относительно вмещающих карбонатных пород саткинской свиты предполагает участие либо мантийного флюида, либо флюида, контактировавшего с породами мантийного состава. Такими породами в пределах Саткинского рудного поля могли быть магматические образования Бердяушского массива и комагматичные им субвулканические и жильные габбро-долериты (дайки), прорывающие магнезитовые залежи в Саткинском рудном поле. Участие флюида с примесью мантийного свинца во время формирования магнезитовых тел согласуется с пониженным значением изотопного состава первичного Рb в магнезитах Гологорского участка. Как было установлено в ходе изучения U-Pb систематики, значение  $\mu_2$  (<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb) в магнезитах составляет 9.78, а во вмещающих карбонатных породах саткинской свиты – 10.09 [36].

При изучении Sr-Nd изотопной систематики магнезитов Паленихинского участка было установлено, что основная группа (11 проб) представлена чистыми магнезитами с соответствующими Sr-Nd характеристиками, совпадающими с таковыми в Гологорском участке. Однако значения єNd в двух образцах из этой группы, рассчитанные на возраст 1550 и 1350 млн лет, очень высокие: в среднем +7.5 и +6.8 соответственно (пробы МГ-2, МГ-14, см. табл. 2). Эти пробы были взяты из контактовых частей залежи, на которые могли оказать воздействие послерудные базитовые дайки, пересекающие залежь выше и ниже изученного горизонта (см. рис. 2в). На Паленихинском участке ранее были описаны крупные дайки габрро-долерита, образующие на контактах с магнезитовыми залежами зоны бруситизации мощностью до 15 м, так что влияние постмагматических растворов на контактовые зоны магнезитового тела LVI (см. рис. 2в) вполне объяснимо. Другие магнезиты из опробованных участков Саткинского рудного поля образуют компактную группу значений єNd(1350) от -5.5 до -2.0, среднее -4.2 (рис. 8).

Исходя из предположения, что магнезиты Исмакаевского месторождения являются эпигенетическими образованиями, оторванными от осадконакопления, и связаны с рифтогенным этапом разуплотнения коры в среднем рифее (1250–1100 млн лет [13]), для магнезитов был выполнен расчет єNd на возраст 1250 млн лет. При этом значения εNd (1250) изменились от интервала -0.2...-8.6 до -11.3...-9.0 (см. рис. 8.). В доломитистых магнезитах контактовых зон рудных залежей это значение, пересчитанное на более "молодой" возраст формирования магнезитов (1250 млн лет), выше и составляет -8.8 и -6.6. Такое различие Sr-Nd изотопных характеристик предполагает, что осадочные карбонатные породы и магнезиты произошли из разных флюидов, причем метасоматический флюид, из которого формировались магнезиты, имел, несомненно, коровую природу.

Оба типовых месторождения магнезита Южно-Уральской провинции – Исмакаевское и Саткинское – располагаются в отложениях нижнего рифея. Оба месторождения имеют гидротермальнометасоматическую природу, поэтому можно было бы предполагать их образование в связи с одним тектоно-термальным событием в регионе. Однако полученное значение возраста Исмакаевского месторождения (1250 млн лет) не совпадает с датировками для Саткинского (1400–1380 млн лет), соответствующими машакскому рифтогенному событию на границе нижнего и среднего рифея. Такое различие, вероятно, обусловлено положением месторождений в разных структурных зонах Башкирского мегантиклинория, имевших различное тектоническое развитие в рифее.

Исмакаевское месторождение находится в непосредственной близости от разрезов шатакской свиты (стратиграфический аналог машакской свиты в центральных районах Башкирского мегантиклинория), поэтому логично было бы ожидать приуроченность возраста метасоматического оруденения именно к машакскому рифтогенному событию. Однако вычисленный Sm-Nd возраст магнезитов Исмакаевского месторождения близок ко времени формирования флюоритов Суранского месторождения, Sm-Nd и Rb-Sr возраст которых попадает в интервал 1220-1230 млн лет [10, 13]. В терригеннокарбонатных отложениях авзянской и кужинской свит с предполагаемым возрастом около 1220 млн лет в центральной части Башкирского мегантиклинория известны седиментационно-эксгаляционные барит-полиметаллические месторождения и проявления [13]. Кроме того, среднерифейский возраст (около  $1010 \pm 100$  млн лет) были определен для метасоматических сидеритов Бакальских месторождений (Pb-Pb метод [33]). Это позволило ранее выдвинуть идею о важном металлогеническом значении границы среднего и верхнего рифея для территории Башкирского мегантиклинория [25]. Вероятной причиной такого всплеска рудной минерализации в регионе является рифтогенная тектонотермальная активизация, которая, впрочем, очень слабо проявилась в магматических выплавках, почему и не привлекает до сих пор внимания исследователей как важный геодинамический и металлогенический рубеж. В то же время новые изотопные данные подтверждают активную миграцию захороненных в рифейском осадочном бассейне флюидов на рубеже 1100-1200 млн лет, спровоцированную, скорее всего, активными тектоническими перестройками в регионе. Известно, что между отложениями среднего и верхнего рифея существует стратиграфический перерыв, с которым связана перестройка общего плана осадконакопления этой части платформы. Если в нижнем и среднем рифее осадочные бассейны в восточной части современной Русской платформы развивались как интракратонные надрифтовые, то верхнерифейский бассейн стал уже перикратонным [12, 15]. В последнее вре-

ЛИТОСФЕРА № 5 2016



**Рис. 8.** Зависимость єNd(T) от первичного отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в карбонатных породах Саткинского и Исмакаевского месторождений.

1–3 – Саткинское рудное поле: 1 – известняки надрудной казымовской пачки, 2 – удаленные доломиты рудовмещающей карагайской пачки и гидротермальнометасоматические вторичные околорудные доломиты из брекчий, 3 – магнезиты Гологорского и Паленихинского месторождений; 4–6 – Исмакаевское месторождение: 4 – известняки вмещающие, 5 – доломиты удаленные и околорудные, 6 – магнезит. Значения для саткинских известняков и доломитов и исмакаевского известняка рассчитаны на возраст 1550 млн лет, исмакаевских доломитов и магнезитов – на 1250 млн лет.

**Fig. 8.** Dependence of  $\epsilon$ Nd(T) from primery <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio in the carbonate rocks of the Satka and the Ismakaevo fields.

1-3 – Satka ore field: 1 – limestone over ore Kazymov unit, 2 – remote dolomite and hydrothermal-metasomatic secondary wallrock dolomites from breccia, 3 – magnesite from Gologorskiy and Palenihinskiy fields; 4–6 – Ismakaevo field: 4 – host limestone, 5 – dolomites remote and wallrock, 6 – magnesite. Values for Satka limestones and dolomites and limestone of Ismakaevo calculated for age 1.55 Ga, for Satka magnesite – at the age of 1.38 Ga, and for Ismakaevo dolomite and magnesite – 1.25 Ga.

мя значение интервала 1200–1000 млн лет для востока Восточно-Европейской платформы подтверждается изучением возрастов детритовых цирконов. По данным Н.Б. Кузнецова с соавторами [30] в общей совокупности изученных конкордантных зерен в песчаниках верхнего рифея (зильмердакская свита), верхнего венда (басинская и куккараукская свиты) и ордовика вклад пиков концентрации цирконов с возрастами 1200 и 1000 млн лет достигает 20– 30%. Это указывает на всплеск не только тектонотермальной, но и магматической активности в регионе, послужившей местным источником цирконов. Причем пики возрастов 1200–1000 млн лет для указанных свит заметно превышают количество цирконов с возрастами машакского события.

Более молодой, чем машакский эпизод рифтогенеза, возраст Исмакаевского месторождения позволяет сделать вывод относительно геологического строения Башкирского мегантиклинория. Геологическая позиция Саткинского и Исмакаевского месторождений представляется различной. Саткинское месторождение сформировалось в зоне активного воздействия рифтогенного магматизма в машакское время: восточнее него в 15 км располагается крупная Кусинская интрузия габброидов, в 5 км западнее – Бердяушский плутон гранитов рапакиви и габброидов, вся зона рудного поля пронизана дайками основного состава (см. рис. 2). Принадлежность этих даек к машакскому рифтогенезу подтверждается их отсутствием в среднерифейских отложениях, перекрывающих машакскую свиту (зигальгинская, зигазино-комаровская свиты) в южной части Бакало-Саткинского района. В то же время Исмакаевское месторождение граничит с вулканитами машакского уровня только с востока (отложения шатакской свиты в 4 км к востоку от месторождения, см. рис. 3). Магматическая деятельность в районе Исмакаевского месторождения проявлена весьма незначительно: в нижней части рудоносной миньякской пачки разведочными работами установлен только маломощный силл долерита с зеленокаменными изменениями, не оказывающий никакого контактового воздействия на магнезиты. По-видимому, следует признать, что пространственное совмещение Исмакаевского месторождения и образований машакского времени является тектоническим. Другими словами, в районе Исмакаево отложения шатакской свиты просто надвинуты в западном направлении по зоне Зюраткульско-Суранского регионального надвига, а в машакское время в районе месторождения не происходило активных тектоно-термальных событий. Это отражено на современной геологической карте [14] (см. рис. 3).

Различное влияние машакского рифтогенного импульса в начале среднего рифея подтверждается и данными Sr-Nd систематики магнезитов обоих месторождений. Исмакаевские метасоматические доломиты и магнезиты обогащены радиогенным <sup>87</sup>Sr по сравнению с саткинскими, что указывает на более интенсивное взаимодействие растворов с алюмосиликатными породами. Кроме того, величина єNd в магнезитах Исмакаево заметно ниже, чем в саткинских и указывает на большую роль корового материала во флюиде, из которого кристаллизовались исмакаевские магнезиты. Об этом же свидетельствует более высокое содержание железа в магнезитах Исмакаево.

Сравнение Sr-Nd изотопных данных по месторождениям магнезитов Брайтенау и Хохентауэрн в Восточных Альпах [18, 24] показывает сходство с магнезитами главным образом Саткинского месторождения. Sr и Nd изотопные характеристики австрийских магнезитов демонстрируют коровые метки – высокие значения отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.7087–0.7109) и низкие єNd (от –9.1 до –5.2). При этом важно отметить, что значение єNd в магнезитах австрийских месторождений в целом выше, чем во вмещающих карбонатных породах, в которых εNd варьирует от −9.5 до −9.2 [24]. Это указывает на то, что генезис австрийских гидротермальнометасоматических магнезитов, также как и южноуральских, был тесно связан с рифтогенным растяжением коры. В случае австрийских магнезитов это было связано с начальными этапами образования Неотетиса, активизацией мантийного магматизма и внедрением горячих рассольных флюидов эвапоритового происхождения по тектоническим зонам в карбонатные породы верхней части коры [24]. Формирование метасоматических магнезитов Саткинского месторождения происходило при миграции рассольных флюидов во время среднерифейского "машакского рифтогенного события" и также сопровождалось внедрением объемных интрузивных тел основного и шелочного состава.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное изучение распределения РЗЭ и Sr-Nd систематики магнезитов и вмещающих карбонатных пород типовых месторождений Южно-Уральской провинции (Саткинского рудного поля и Исмакаевского месторождения) подтвердило их метасоматическую природу и образование со значительным отрывом от седиментогенеза. В отличие от вмещающих карбонатных пород магнезиты обоих месторождений характеризуются иным трендом распределения РЗЭ, с относительным обогащением тяжелыми лантаноилами. Околорудные доломиты демонстрируют появление положительной аномалии европия, более выраженной для Исмакаевского месторождения, и общее возрастание концентраций лантаноидов средней группы. По изотопным Sr-Nd меткам оба типовых магнезитовых рудных поля Южно-Уральской провинции имеют коровый источник флюида. Их различие заключается в том, что в Саткинском поле флюид помимо коровой природы имел заметную примесь мантийной компоненты, что подтверждается повышенным значением єNd по сравнению с таковым во вмещающих породах. Причиной такого различия явля-

ется их геологическая позиция отноосительно машакской рифтогенной структуры: Саткинское рудное поле расположено внутри области рифтогенных магматических проявлений, а Исмакаево – значительно западнее этой зоны. Кроме того, формирование Саткинского рудного поля связано с этапом максимальной рифтогенной активности в регионе, который сопровождался не только разуплотнением коры, но и внедрением магматических образований в непосредственной близости от месторождения. Магнезиальные рассолы в процессе миграции испытали взаимодействие с постмагматическим флюидом. Данные Sr-Nd систематики предполагают более позднее образование магнезитов Исмакаевского месторождения, вероятно, в связи с тектоно-термальной активностью в регионе в конце среднего рифея. Магнезиальные рассолы испытали более интенсивное взаимодействие с алюмосиликатными породами без заметного участия постмагматических флюидов.

Авторы благодарны главному геологу ОАО "Комбинат Магнезит" Т.Л. Выломовой за организацию посещения карьеров и опробования, В.Г. Петрищевой, Т.Я. Гуляевой, Н.П. Горбуновой, Н.В. Чередниченко и Н.В. Адамович за выполнение физических видов анализа, Н.С. Глушковой за техническую помощь при оформлении статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 12-05-00977 и 15-05-05035).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д. (1982) Южноуральская магнезитовая провинция. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 70 с.
- Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. (1983) Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 86 с.
- Главнейшие магнезитовые месторождения (1993) (Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин). М.: Наука, 157 с.
- 4. Еремин Н.И. (2007) Неметаллические полезные ископаемые. М.: МГУ, 464 с.
- Крупенин М.Т. (2007) Диагенетические брекчии в доломитах саткинской свиты нижнего рифея: следы эвапоритового бассейна? *Ежегодник-2006*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 78-84.
- Крупенин М.Т., Гараева А.А. (2015) Источники флюидов для метасоматических магнезитов Исмакаевского месторождения Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений). Литосфера, (2), 120-134.
- Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И., Балтыбаев С.Л., Кузнецов А.Б. (2013) Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений). Литосфера, (2). 120-134.
- 8. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петри-

щева В.Г. (2008) Стадийность магнезиального метасоматоза в различных типах магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа). Литосфера, (3), 98-120.

- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. (2009) Sr-изотопная характеристика магнезитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция. Литосфера, (5), 56-71.
- Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л. (2012) Стадийность образования флюоритов месторождения Суран (Башкирский мегантиклинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики. *Литосфера*, (5), 126-144.
- Крупенин М.Т., Чередниченко Н.В., Адамович Н.В. (2012) Проявления минералогической и геохимической метасоматической зональности во вмещающих доломитах Саткинского месторождения кристаллических магнезитов (Южно-Уральская провинция). Ежегодник-2011. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН,169-176.
- Маслов А.В. (1997) Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 220 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 351 с.
- 14. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (2006) (Н.Н. Ларионов, И.Р. Бергазов, Л.А. Генина и др.). Изд. 2-е. Серия Южноуральская. Лист N-40-XXII (Тукан). Уфа, 185 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 280 с.
- Сиваш В.Г., Перепелицын В.А., Матюшов Н.А. (2001) Плавленый периклаз. Екатеринбург: "Уральский рабочий", 584 с.
- 17. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. (2003) Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: "Новое знание", 161 с.
- Azim Zadeh A.M., Ebner F., Jiang S-Y. (2015) Mineralogical, geochemical, fluid inclusion and isotope study of Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps/Austria): Implications for a metasomatic genetic model. *Mineral. Petrol.*, 109(3), 1-23.
- 19. Bau M. (1996) Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lantanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- 20. Bau, M., Moeller P. (1992) Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.*, **45**, 231-246.
- 21. Ebner F., Azim Zadeh A.M., Jiang S.Y. (2008) Isotope characteristics of Veitsch type sparry magnesite. *MRB-01 General contributions to industrial mineral deposits*. The 33-rd International Geological Congress. Oslo, Norwegen.
- 22. Ellmies R., Voightlaunder G., Germann K., Krupenin

M.T., Moeller P. (1999) Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-anticline, western Urals. *Geologische Rundschau*, **87**, 589-602.

- Faure G. (1986) Principles of isotope geology (Ed. by John Wiley & Sons, Inc.). 590 p.
   Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al.
- Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al. (2014) Sm-Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria). Chem. Geol., 387, 184-201.
- 25. Krupenin M.T. (2004) The Middle Riphean time on the western slope of the Southern Urals: Mineragenic and geodynamic implications. *Doklady Earth Science*, **399**(4), 1189-1191.
- 26. Krupenin M.T. (2004) Y/Ho ratio as genetic indicator of sparry magnesites (South Urals, Russia). *Acta Petrologica Sinica*, **20**(04), 803-816.
- 27. Krupenin M.T. (2005) Geological-geochemical types and REE systematization in deposits of the South Urals magnesite province. *Dokl. Earth Sci.*, **405**(8), 1253-1256.
- Krupenin M.T., Kuznetsov A.B., Krylov D.P., Maslov A.V. (2011) Stable isotopes of carbon and oxygen as indicators of magnesia metasomatosis in the Lower Riphean deposits of the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, 439(2), 1122-1126.
- Krupenin M.T., Prochaska W. (2005) The Evaporite nature of fluid inclusions in sparry magnesites of the Satka type. *Dokl. Earth Sci.* 403(6), 838-840.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Degtyarev K.E., Pyzhova E.S., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Romanyuk T.V. (2016) First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons from the Upper Ordovician Sandstones of the Bashkir Uplift (Southern Urals) *Dokl. Earth Sci.*, 467(2), 325-330.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2007) Strontium isotopic composition of Lower Riphean carbonate rocks in the magnesite-bearing Satka formation, Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, 414(1), 599-604.
- 32. Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A. (2014) The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for

solving stratigraphic problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigr. Geol. Correl.*, **22**(6), 553-575.

- Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Maslov A.V., Kaurova O.K., Ellmies R. (2005) Diagenesis of carbonate and siderite deposits of the Lower Riphean Bakal formation, the Southern Urals: Sr isotopic characteristics and Pb-Pb age. *Lithology and Mineral Resources*, 4(3), 195-215.
- 34. Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasil'eva I.M., Gorokhovskii B.M., Semikhatov M.A., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2008) The Sr isotopic characterization and Pb-Pb age of carbonate rocks from the Satka formation, the Lower Riphean Burzyan group of the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, 16(2), 120-137.
- 35. Maslov A.V., Ronkin Yu L., Krupenin M.T., Lepikhina O.P., Gareev E.Z. (2003) Provenances of Riphean sedimentary basins at the Russian platform-Southern Urals junction: evidence from petrographic, petrochemical, and geochemical data. *Dokl. Earth Sci.*, 389(2), 180-183.
- Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Maslov A.V., Gorokhovskii B.M. (2014) U-Pb systematics of Proterozoic Magnesites of the Satka deposit (South Urals): The source of the fluid and age. *Dokl. Earth Sci.*, 456(1), 590-593.
- Pohl W. (1989) Comparative geology of magnesite deposits and occurrences. *Magnesite geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates* (Ed. P. Moeller). Monograph series on mineral deposits 28, Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1-13.
- Prochaska W., Krupenin M.T. (2013) Evidence of inclusion fluid chemistry for the formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals. *Mineral. Petrol.*, 107(1), 53-65.
- 39. Ronkin Yu L., Maslov A.V., Kazak A.P., Lepikhina O.P., Matukov D.I. (2007) The Lower-Middle Riphean boundary in the Southern Urals: new isotopic U-Pb (Shrimp II) constraints. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(2), 835-840.

## Sr-Nd Systematics and REE distribution in the type magnesite deposits in Lower Riphean of South Urals province

### M. T. Krupenin, A. B. Kuznetsov., G. V Konstantinova

\*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS \*\*Institute of Geology and Geochronology of Precambrian, RAS

The geochemistry and REE of magnesite and host carbonate rocks of two Lower Riphean deposits of the South Urals province (Satka and Ismakaevo ore fields) confirm the metasomatic nature of the magnesite. The magnesites of both deposits are enriched in heavy lanthanides, in contrast to the host carbonate rocks. Ore dolomites have positive Eu anomaly, which is higher in Ismakaevo ore field. According to the Sr-Nd isotope data, formation of these magnesite types in the South Urals province has been related to different stages of regional tectonic activation and thermal fluid migration: the beginning of the Middle Riphean (Mashak rifting event) for Satka and the middle-end of the Middle Riphean for Ismakaevo. The Sr and Nd isotopes indicate on prevailing crustal fluid source. However, the fluid into Satka ore field contained additional admixture of mantle component. It is confirmed by the high average value of  $\varepsilon Nd$  (-5.0) in the magnesite in comparison to the  $\epsilon$ Nd of host carbonate rocks (-7.0). In contrast, crustal fluid dominated in Ismakaevo ore field, where  $\epsilon$ Nd in magnesite ranges from -11.3 to -9.0, and it lower than in limestone (in average -6.4). Moreover, the Ismakaevo metasomatic dolomites and magnesites are enriched in radiogenic <sup>87</sup>Sr and Fe in compared to the Satka magnesite. These features indicate more intensive interaction of ore-bearing fluids with the host alumosilicate rocks. The reason of difference was the geological position of objects in regard to location to Mashak rift. The Satka ore field was located within the area of development of Mashak rift magmatic rocks at the same stage. Ismakaevo magnesite was formed to the west of Mashak rift zone at later tectonic stage.

Key words: Sr-Nd isotope systematics, lanthanides, sparry magnesite, dolomite, metasomatism, Riphean.

#### REFERENSES

- 1. Anfimov L.V., Busygin B.D. (1982) *Yuzhnouralskaya* magnesitovaya provinciya. [Magnesite Province in Sauthern Urals], Sverdlovsk: IGG USC USSR Publ., 70 p. (In Russian)
- Anfimov L.V., Busygin B.D., Demina L.E. (1983) Satkinskoe mestorozhdenie magnesitov na Yuzhnom Urale. [Satka magnesite deposit in the Southern Urals] Moscow: Nauka Publ., 86 p. (In Russian)
- Glavneyshie magnesitovye mestorozhdeniya. (1993) L.P.Urasina, T.A. Drugaleva, P.P.Smolin. [The principal magnesite deposit]. Moscow: Nauka Publ., 157 p. (In Russian)
- Éremin N.I. (2007) Nemetallicheskie poleznye iskopaemye. [Non-metallic minerals]. Moscow: Moscow St. Univ. Publ., 464 p. (In Russian)
- 5. Krupenin M.T. (2007) Diagenetic dolomite breccia in the Satka Formation of the Lower Riphean: are they the traces of evaporite basin? *Ezhegodnik-2006*. Yekaterinburg: IGG UB RAS, 78-84. (In Russian)
- 6. Krupenin M. T., Garaeva A.A. (2015) Sources for metasomatic fluids Ismakaevo magnesite deposits of Southern Urals province (thermo-kryometry of fluid inclusions). *Litosfera*, (2), 120-134. (In Russian)
- Krupenin M.T., Garaeva A.A., Klukin Yu.I., Baltybaev S.K., Kuznetsov A.B. (2013) Fluid regime of magnesia metasomatism on Satka deposits of Southern Urals province thermo-kryometry of fluid inclusions. *Litosfera*, (2), 120-134. (In Russian)
- 8. Krupenin M.T., Kotlyarov V.A., Gulyaeva T.Ya., Petrischeva V.G. (2008) Stages of (magnesia metasomatism in different types of magnesite deposits of the

Southern Urals province (according to microanalysis). *Litosfera*, (3), 98-120. (In Russian)

- 9. Krupenin M.T., Kuznetsov A.B. (2009) Sr-isotope characteristic of magnesite and host carbonate rocks, the Lower Riphean, SouthernUrals province. *Litosfera*, (5), 56-71. (In Russian)
- Krupenin M.T., Prochaska W., Ronkin Yu.L., (2012) Stages of fluorite development in the Suran deposit (Bashkirian meganticlinorium, Russia) according to the study of REE, fluid inclusions and Sr-Nd systematic. *Litosfera*, (5), 126-144. (In Russian)
- Krupenin M.T., Cherednichenko N.V., Adamovich N.V. (2012) Examples of mineralogical and geochemical metasomatic zoning in the host dolomites of the sparry magnesite Satka deposit (Southern Urals province) // *Ezhegodnik-2011*. Yekaterinburg: IGG UB RAS, 169-176. (In Russian)
- Maslov A.V. (1997) Osadochnye associacii rifeya stratotipicheskoy mestnosti (evolyuciya vzglyadov na usloviya formirovaniya, litofacial'naya zonalnost). [Sedimentary association Riphean in stratotype area (the evolution of views on the conditions of formation and lithofacies zonation)]. Yekaterinburg: IGG Ub RAS Publ., 220 p. (In Russian)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev A.Z., Anfimov L.V. (2001) Riphey zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala (classicheskie razrezy i sedimento-lithogenesis, minerageniya, geologicheskie pamyatniki prirody). V. 1. [Rifey the western slope of the Southern Urals (classic cuts and sedimentogenesis lithogenesis, minerageny, geological monuments of nature). V.1] Yekaterinburg: UB RAS Publ., 351 p. (In Russian)
- 14. Ob"yasnitel'naya zapiska k Gosudarstvennoy geo-

logicheskoy karte Rossiyskoy Federacii masshtaba 1:200 000 (2006) (N.N. Larionov, I.R. Bergazov, L.A. Genina i dr.). Second edition. Series Yuzhno-Uralskaya. List N-40-XXII (Tukan). [The explanatory note to the Russian Federation State geological map of scale 1:200 000 (N.N. Larionov, I.R. Bergazov, L.A. Genina et al.). Second Edition. Series Southern Urals. Sheet N-40-XX-II (Toucan). Ufa,. 185 p. (In Russian)

- Puchkov V.N. (2010) Geologiya Urala i Priural'ya (actualnye problemy stratigraphii, tectoniki i metallogenii). [Geology of Urals and CisUrals (current questions of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DesignPoligraphService Publ., 280 p. (In Russian)
- Sivash V.G., Perepelitsyn V.A., Matyushov N.A. (2001) *Plavlenyi periclaz.* [Fused periclase]. Yekaterinburg: "Uralskiy rabochiy" Publ., 584 p. (In Russian)
- Shevelev A.I., Žuev L.V., Phedorov V.P. (2003). Mineral'no-syr'evaya baza magnesita i brusita Rossii. [Mineral resources base of magnesite and brucite of Russia]. Kazan: "Novoe znanie" Publ., 161 p. (In Russian)
- Azim Zadeh A.M., Ebner F., Jiang S-Y. (2015) Mineralogical, geochemical, fluid inclusion and isotope study of Hohentauern/Sunk sparry magnesite deposit (Eastern Alps/Austria): Implications for a metasomatic genetic model. *Mineral. Petrol.*, 109(3), 1-23.
- 19. Bau M. (1996) Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lantanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 323-333.
- 20. Bau, M., Moeller P. (1992) Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineral. Petrol.*, **45**, 231-246.
- Ebner F., Azim Zadeh A.M., Jiang S.Y. (2008) Isotope characteristics of Veitsch type sparry magnesite. MRB-01 *General contributions to industrial mineral deposits*. The 33-rd International Geological Congress. Oslo, Norwegen.
- 22. Ellmies R., Voightlaunder G., Germann K., Krupenin M.T., Moeller P. (1999) Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-anticline, western Urals. *Geologische Rundschau*, **87**, 589-602.
- 23. Faure G. (1986) Principles of isotope geology (Ed. by John Wiley & Sons, Inc.). 590 p.
- Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al. (2014) Sm-Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria). Chem. Geol., 387, 184-201.
- 25. Krupenin M.T. (2004) The Middle Riphean time on the western slope of the Southern Urals: Mineragenic and geodynamic implications. *Doklady Earth Science*, **399**(4), 1189-1191.
- Krupenin M.T. (2004) Y/Ho ratio as genetic indicator of sparry magnesites (South Urals, Russia). *Acta Petrologica Sinica*, 20(04), 803-816.
- Krupenin M.T. (2005) Geological-geochemical types and REE systematization in deposits of the South Urals magnesite province. *Dokl. Earth Sci.*, 405(8), 1253-1256.
- 28. Krupenin M.T., Kuznetsov A.B., Krylov D.P., Mas-

lov A.V. (2011) Stable isotopes of carbon and oxygen as indicators of magnesia metasomatosis in the Lower Riphean deposits of the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **439**(2), 1122-1126.

- Krupenin M.T., Prochaska W. (2005) The Evaporite nature of fluid inclusions in sparry magnesites of the Satka type. *Dokl. Earth Sci.* 403(6), 838-840.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Degtyarev K.E., Pyzhova E.S., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Romanyuk T.V. (2016) First Results of U-Pb Dating of Detrital Zircons from the Upper Ordovician Sandstones of the Bashkir Uplift (Southern Urals) *Dokl. Earth Sci.*, 467(2), 325-330.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Kutyavin E.P., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2007) Strontium isotopic composition of Lower Riphean carbonate rocks in the magnesite-bearing Satka formation, Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, 414(1), 599-604.
- Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A. (2014) The Sr isotope chemostratigraphy as a tool for solving stratigraphic problems of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian). *Stratigr. Geol. Correl.*, 22(6), 553-575.
- 33. Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Maslov A.V., Kaurova O.K., Ellmies R. (2005) Diagenesis of carbonate and siderite deposits of the Lower Riphean Bakal formation, the Southern Urals: Sr isotopic characteristics and Pb-Pb age. *Lithology and Mineral Resources*, 4(3), 195-215.
- 34. Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasil'eva I.M., Gorokhovskii B.M., Semikhatov M.A., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2008) The Sr isotopic characterization and Pb-Pb age of carbonate rocks from the Satka formation, the Lower Riphean Burzyan group of the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, 16(2), 120-137.
- 35. Maslov A.V., Ronkin Yu L., Krupenin M.T., Lepikhina O.P., Gareev E.Z. (2003) Provenances of Riphean sedimentary basins at the Russian platform-Southern Urals junction: evidence from petrographic, petrochemical, and geochemical data. *Dokl. Earth Sci.*, 389(2), 180-183.
- Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Maslov A.V., Gorokhovskii B.M. (2014) U-Pb systematics of Proterozoic Magnesites of the Satka deposit (South Urals): The source of the fluid and age. *Dokl. Earth Sci.*, 456(1), 590-593.
- Pohl W. (1989) Comparative geology of magnesite deposits and occurrences. *Magnesite geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates* (Ed. P. Moeller). Monograph series on mineral deposits 28, Gebruder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1-13.
- Prochaska W., Krupenin M.T. (2013) Evidence of inclusion fluid chemistry for the formation of magnesite and siderite deposits in the Southern Urals. *Mineral. Petrol.*, 107(1), 53-65.
- 39. Ronkin Yu L., Maslov A.V., Kazak A.P., Lepikhina O.P., Matukov D.I. (2007) The Lower-Middle Riphean boundary in the Southern Urals: new isotopic U-Pb (Shrimp II) constraints. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(2), 835-840.