

ГЕОХИМИЯ РЗЭ И ИЗОТОПОВ Sr-Nd МАГНЕЗИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД САТКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

© 2012 г. М. Т. Крупенин, А. Б. Кузнецов*, Г. В. Константинова*

Основными проблемами происхождения уникальных по запасам залежей кристаллического магнетита Южно-Уральской провинции, вмещающей более 20 месторождений магнетита, являются источник магния для рудоносных растворов, возраст оруденения и физико-химические параметры рудоотложения [5]. С целью уточнения природы и особенностей миграции рудоносных флюидов, а также процессов кристаллизации метасоматических залежей магнетитов ранее нами предпринято детальное изучение распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) [3], а также систематики Rb-Sr [4]. В этом сообщении нами впервые представлены результаты изучения геохимии изотопов Sm-Nd магнетитов и вмещающих карбонатных пород Саткинского рудного поля. Показаны геохимические особенности разнотипных карбонатных пород в пределах рудного поля, а также оценен вклад корового и мантийного компонента во флюидах (растворах), участвовавших в формировании карбонатных пород.

Основные закономерности геологического строения Саткинского рудного поля и литологического состава карбонатных отложений, вмещающих магнетитовые залежи, неоднократно рассмотрены ранее [1, 4, 8, 9]. В нашей работе были изучены магнетиты из двух рудных тел на Гологорском месторождении, которое расположено в западном борту Саткинской синклинали в единой полосе развития магнетитовых пластобразных тел СВ простирания и ЮВ падения. Образцы магнетитов были отобраны в шахте в центральной части рудной залежи мощностью около 50 м. Кроме того, были изучены два образца околорудных доломитов, отобранных в 2 и 20 м ниже нижнего магнетитового пласта. В рудном поле были также проанализированы генерации крупнозернистых доломитов в “коллапс-брекчиях” карагайской пачки. Эти генерации по многим признакам являются сингенетичными магнетитовому оруденению [5]. Дополнительно были изучены образцы наименее измененных осадочных известняков и осадочных доломитов, значительно удаленных от магнетитовых тел. Возраст осадочных известняков равен 1550 ± 30 млн. лет и отражает время раннего диagenеза карбонатных осадков саткинской свиты (Pb-Pb изохронный метод [8]). Известно также, что магнетиты являются эпигенетическими

образованиями, но древнее гранитоидов и базитов района [1], внедрившихся на рифтогенном этапе в начале среднего рифея (1350–1390 млн. лет, [11]).

Изучение Rb-Sr и Sm-Nd систематики магнетитов, доломитов и известняков проводилось в карбонатной составляющей образца после его растворения в 2.5N HCl при $t = 60^\circ\text{C}$. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора $^{87}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$, а концентрации Sm и Nd – при добавлении смешанного индикатора $^{150}\text{Nd} + ^{149}\text{Sm}$. Изотопный анализ выделенных элементов выполнялся на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция NIST SRM-987 в период работы дало значение 0.71026 ± 0.00001 ($2\sigma_{\text{средн}}$, $n = 21$). Среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандартном образце JNd-1 в период работы составляли соответственно 0.512098 ± 0.000003 ($2\sigma_{\text{средн}}$, $n = 9$).

Установлено, что во всех карбонатных породах и рудах, содержащих незначительное количество терригенной примеси, концентрации РЗЭ низкие, на уровне 3–10 мкг/г, в магнетитах – 2–5 мкг/г. Хондрит-нормированное распределение РЗЭ в известняках и доломитах характеризуется трендом $\text{La} > \text{Lu}$ (рис. 1, линии а, б). Для генерации вторичных доломитов из коллапс-брекчий характерны повышенные суммы РЗЭ, на фоне снижения концентраций La и присутствие слабо выраженной положительной аномалии европия (рис. 1, линия в). В магнетитах наблюдается тренд обеднения легкими РЗЭ и преобладания тяжелых РЗЭ (рис. 1, линия г), в общем случае $\text{La} < \text{Lu}$. Во всех типах пород наблюдаются слабо выраженные отрицательные аномалии церия и европия, унаследованные от первичного морского карбонатного осадка [14]. Анализ распределения легких РЗЭ в изученных карбонатных породах показал, что магнетиты, 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 магнетитах – 0.37 и 1.26 мкг/г (табл. 1). В отличие от этого, доломиты вблизи магнетитовых тел и особенно крупнозернистые генерации доломитов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

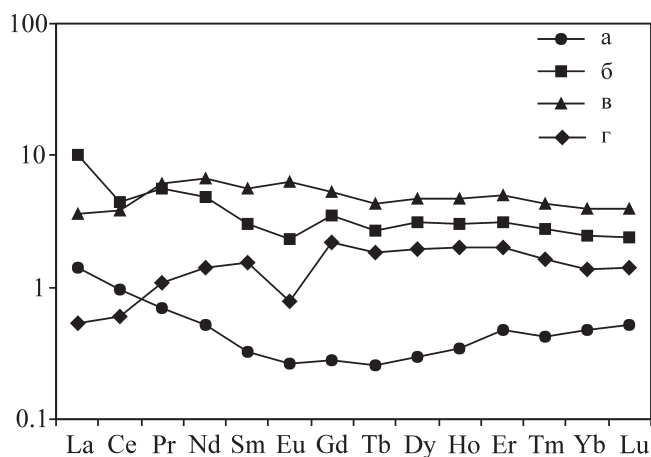


Рис. 1. Распределение РЗЭ в карбонатных породах и рудах.

а – надрудные известняки, б – вмещающие тонкозернистые доломиты, в – брекчиевидные крупнокристаллические доломиты, г – магнезиты.

обогащены до 1.54 мкг/г по Sm и до 6.9 мкг/г по Nd. Средняя величина отношения Sm/Nd в саткинских известняках (0.23) и доломитах (0.22) согласуется с этими значениями в осадочных карбонатных породах и современной морской воде [12]. По сравнению с вмещающими карбонатными породами магнезиты отличаются повышенным отношением Sm/Nd, 0.25–0.37 против 0.21–0.25.

Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в осадочных известняках надрудной казымовской пачки варьирует в пределах 0.51157–0.51179 (см. табл. 1). Это отношение в околорудных доломитах, крупнозернистых доломитах и доломитах, удаленных от рудных тел, заключено в близких пределах от 0.51156 до 0.51172. По сравнению с известняками и доломитами, магнезиты демонстрируют повышенные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, заключенные в интервале от 0.51195 до 0.51265. Рас-

считанные на возраст саткинской свиты (1550 млн. лет) значения $\epsilon_{\text{Nd}}(1550)$ в известняках варьируют от –7.9 до –7.0, а в осадочных доломитах, удаленных от рудного поля, – от –8.7 до –5.7. В образцах околорудных доломитов и крупнозернистых генерациях значения $\epsilon_{\text{Nd}}(1550)$ варьируют в пределах –6.2 и –5.6, а в рудных магнезитах – от –5.6 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, [11]), для магнезитов был выполнен расчет ϵ_{Nd} на возраст 1350 млн. лет. При этом значение $\epsilon_{\text{Nd}}(1350)$ опустились до –6.2 и –4.4 (см. табл. 1).

Результаты изучения Rb-Sr систематики магнезитов Гологорского месторождения и вмещающих карбонатных пород Саткинского рудного поля были опубликованы ранее [4, 8], но здесь объединены и приведены совместно с Sm-Nd аналитическими данными для каждого образца (см. табл. 1). Надрудные известняки почти не претерпели постседиментационных преобразований [8]. Концентрация стронция в них очень высокая (среднее 2377 мкг/г), что типично для морских известняков, образованных из арагонитовых илов. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих известняках (0.70460–0.70472, рассчитано на возраст 1550 млн. лет) попадает в интервал опубликованных значений для раннерифейских морских карбонатных осадков [8]. Околорудные доломиты не отличаются от доломитов периферийных зон по средним содержаниям Sr (45 мкг/г), однако отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них заметно ниже (0.70659–0.70825 против 0.70743–0.73079). При приближении к магнезитовому телу это отношение увеличивается от 0.70659 до 0.70825, но между телами околорудных доломитов варьирует в узких пределах 0.70816–0.70822. Для магнезитов Гологорского ме-

Таблица 1. Rb-Sr и Sm-Nd аналитические данные для карбонатных пород Гологорского магнезитового месторождения

Образец	Состав*	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изм.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ** первич.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изм.	$\epsilon_{\text{Nd}}(1550 \text{ Ma})$ CHUR	$\epsilon_{\text{Nd}}(1350 \text{ Ma})$ CHUR
UC-78	Cc	0.03	2753	0.0001	0.70462	0.70460	0.37	1.49	0.25	0.1501	0.51179	–7.4	–
UC-74	Cc	0.04	1675	0.0001	0.70468	0.70468	0.66	3.09	0.21	0.1297	0.51157	–7.6	–
s2-21	Cc	0.1	2740	0.0001	0.70465	0.70465	0.16	0.67	0.24	0.1416	0.51167	–7.9	–
s2-16	Cc	0.12	2340	0.0002	0.70466	0.70466	0.4	1.85	0.22	0.1299	0.5116	–7	–
UC-51	Dm-1	0.06	37.3	0.0048	0.70743	0.70733	0.82	3.69	0.22	0.1344	0.51156	–8.7	–
UC-50	Dm-1	0.06	36.9	0.0048	0.70793	0.70783	0.25	1.16	0.22	0.131	0.51168	–5.7	–
180-2	Dm-2	0.26	42.6	0.0179	0.70825	0.70786	0.94	4.27	0.22	0.1324	0.51167	–6.2	–
ST6-3B	Dm-3	0.26	71	0.0106	0.71340	0.71311	1.54	6.91	0.22	0.1345	0.51172	–5.6	–7.2
180-11	Mgz	0.47	3.02	0.451	0.71935	0.70931	0.389	1.35	0.29	0.1739	0.5122	–4	–4.6
180-9	Mgz	0.31	2.7	0.3326	0.71525	0.70785	0.36	1.23	0.29	0.1766	0.51215	–5.6	–6.2
180-5	Mgz	0.35	1.07	0.9475	0.71476	0.69367	0.345	0.94	0.37	0.2228	0.51265	–5.1	–4.4
180-3	Mgz	0.11	4.8	0.0664	0.71793	0.71645	0.389	1.53	0.25	0.1546	0.51195	–5.1	–6.1

Примечание. Состав*: Cc – известняк казымовской пачки саткинской свиты, Dm-1 – доломит карагайской пачки, Dm-2 – околорудный доломит, Dm-3 – вторичный гнездовой (синрудный) доломит. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ **первич. – первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатных пород рассчитано на возраст 1550 млн. лет.

сторождения свойственны повышенные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые, однако, уменьшаются по мере перехода от центральных зон рудных тел к краевым: от 0.71793 до 0.71425 [4]. Генерации крупнозернистых доломитов в “коллапс-брекчиях” имеют такие же высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как и магнезиты [7].

Анализ концентраций РЗЭ во вмещающих карбонатных породах и магнезитах показывает их низкий уровень и предполагает их образование в результате процессов в стратифере при отсутствии связи с постмагматическими флюидами, которые могли бы повысить уровень лантаноидов. Распределение РЗЭ в известняках и доломитах является типичным для кальций-содержащих минералов с постепенным снижением концентраций лантаноидов от легких к тяжелым, поскольку ионный радиус кальция близок к лантану [14]. **Пониженные концентрации легких лантаноидов в магнезитах объясняются малым ионным радиусом магния, близким лантаноидам иттриевой группы: в этом случае именно тяжелые лантаноиды изоморфно входят в кристаллическую решетку магнезита [3].** Отношение Y/Ho имеет повышенные значения во всех изученных типах карбонатных пород (46–58) относительно первичного хондритового (24–34), характерного для магматических пород, в том числе карбонатитов, но типично для осадочных морских карбонатов. Для гидротермальных карбонатов по мере увеличения дальности переноса флюидов отношение Y/Ho уменьшается [13]. **Следовательно, в Саткинском рудном поле дальность переноса гидротермальных флюидов при метасоматическом магнезитообразовании была незначительной, в пределах карбонатного резервуара [3].**

Различия в распределении Sm и Nd в карбонатных породах связаны с их минералогическими особенностями. Ионный радиус Nd больше, чем Sm , поэтому последний предпочтительнее входит в структуру магнезита, занимая позицию Mg с еще меньшим ионным радиусом. Обогащение околорудных доломитов РЗЭ по сравнению с магнезитами также отчасти объясняется минералогическими особенностями. В доломитах, РЗЭ цериевой группы свободно замещают Ca , благодаря близким ионным радиусам. При формировании магнезитов часть легких лантаноидов “изгонялась” из новообразованных магнезиальных генераций в околорудное пространство, сложенное Ca-Mg генерациями доломитов. Таким образом, повышенное отношение Sm/Nd в магнезитах определяется минералогическим контролем: Sm , как и магний, имеет ионный радиус меньше, чем Nd , поэтому самарий сравнительно легче накапливается в магнезитах.

Среднее значение величины ϵ_{Nd} (1550 млн. лет) для известняков и доломитов саткинской свиты равно -7.0 , что близко к значению ϵ_{Nd} , полученному для глинистых сланцев саткинской свиты, соответственно -7.4 и -7.3 [10]. Изотопный состав

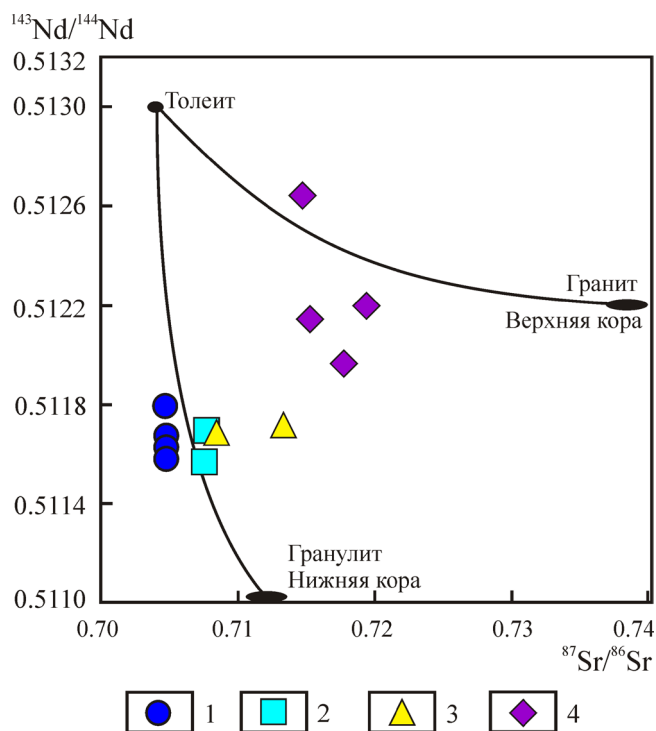


Рис. 2. Зависимость измеренного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах Саткинского рудного поля в сравнении с изотопным составом Sr и Nd в современных породах различных резервуаров [12].

1 – известняк надрудный, 2 – доломит вмещающий, 3 – доломит околорудный и крупнокристаллический из брекчий, 4 – магнезит Гологорского месторождения.

Nd в осадочных карбонатах отражает отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ морской воды в бассейне седиментации во время отложения [12]. Установленная нами близость средних значений ϵ_{Nd} терригенных и карбонатных осадков саткинской свиты указывает на отложение их в бассейне с одинаковым источником сноса. Анализ Sr-Nd систематики показывает, что в области размыва саткинского палеобассейна преобладали породы гранулитового состава (рис. 2). Наиболее вероятным источником могли быть породы Тараташского метаморфического комплекса.

Значение ϵ_{Nd} (1550) в крупнозернистом доломите из коллапс-брекчий (-5.6) и рудных магнезитах (-5.0) значительно выше, чем в осадочных известняках и доломитах. Даже пересчитанное на более “молодой” возраст формирования магнезитов, значение ϵ_{Nd} в крупнозернистых доломитах и магнезитах в среднем значительно выше, чем в осадочных карбонатных породах, -5.3 против -7.0 соответственно. Анализ графика зависимости изотопных отношений Sr-Nd показывает, что рудные магнезиты лежат на линии эволюции “верхнекоровых” пород (см. рис. 2). Такое различие Sr-Nd изотопных характеристик предполагает, что осадочные карбонатные породы и магнезиты формировались из разных флюидов.

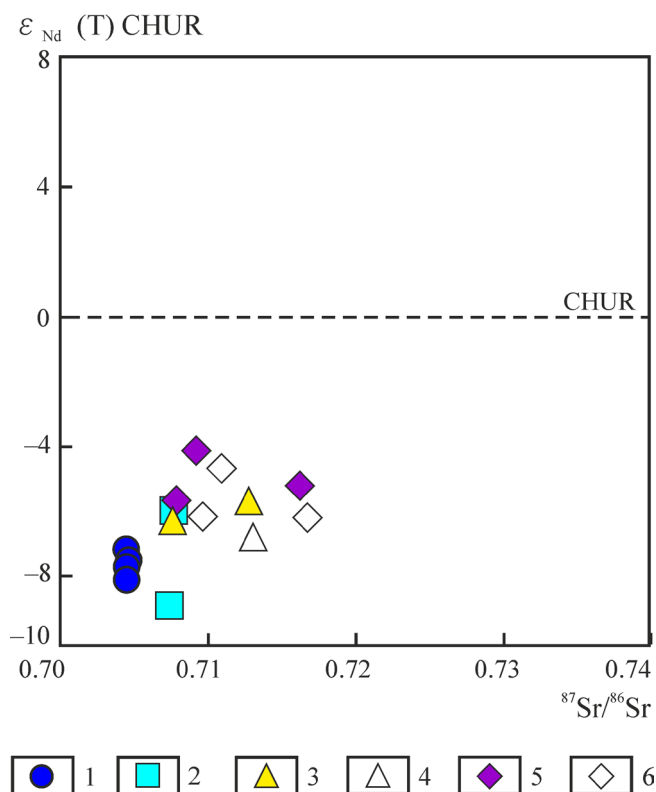


Рис. 3. Зависимость $\epsilon_{Nd} (T) CHUR$ от первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатных породах Саткинского рудного поля. Значения рассчитаны на соответствующий возраст.

1 – известняк надрудный, возраст 1550 млн. лет; 2 – доломит вмещающий, 1550 млн. лет; 3 – доломит околорудный и крупнокристаллический из коллапс-брекчий, 1550 млн. лет; 4 – доломит крупнокристаллический из коллапс-брекчий, 1350 млн. лет; 5 – магнезит Гологорского месторождения, 1550 млн. лет; 6 – магнезит Гологорского месторождения, 1350 млн. лет.

Одним из объяснений повышенного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в магнезитах может служить предположение об их кристаллизации при участии гипотетического мантийного флюида, обогащенного радиогенным Nd. Однако отметим, что геохимических индикаторов связи магнезитового оруднения с магматическими породами не установлено [1, 15]. Альтернативным объяснением, может быть предположение о флюиде, в составе которого преобладал магний, но он был не мантийной природы, а эвапоритовой. Именно такая возможность и предполагается одним из авторов в разрабатываемой модели формирования магнезитовых месторождений Южно-Уральской провинции в результате гравитационно-рассольной миграции захороненных высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов [6 и др.]. Третьей причиной, обогащения магнезитов “радиогенным” Nd могло бы быть высокое отношение $^{147}Sm/^{144}Nd$, которое контролируется минералогическими особенностями. Это отношение в магнезитах заметно выше, чем во вмещающих до-

ломитах и осадочных известняках саткинской свиты (см. табл. 1). В среднем отношение $^{147}Sm/^{144}Nd$ в магнезитах равно 0.1820, а доломитах и известняках – 0.1362. То есть на первый взгляд, кажется, что высокое отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в магнезитах обеспечивается исключительно радиогенной добавкой ^{147}Sm . Однако расчеты показывают, что для выравнивания первичного отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ 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.

Так или иначе, анализ Sr-Nd изотопной системы магнезитов и осадочных карбонатных пород при расчете первичных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ показывает, что эти группы пород на графике образуют две самостоятельные совокупности (рис. 3). Это позволяет предположить, что магнезиты формировались из флюида (раствора), который был неогенетичен раствору, из которого кристаллизовались известняковые осадки и раннедиагенетические доломиты. В случае магнезитовых пород интерпретация полученных Rb-Sr данных встречается определенные трудности. При анализе Rb-Sr систематики карбонатных пород исследователи обычно вводят поправку на радиогенную добавку ^{87}Sr за счет распада изотопа ^{87}Rb . Эта поправка невелика при рассмотрении известняков с высоким содержанием Sr и даже доломитов, содержание Sr в которых в среднем на порядок ниже, чем в известняках. Однако эта поправка становится заметной при рассмотрении магнезитов, отношение Rb/Sr в которых приближается к 1. Вычисленное первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в рифейских магнезитах Южного Урала в предположении, что они одновозрастны с вмещающими породами (1550 млн. лет для саткинской свиты), варьирует в пределах 0.69367–0.71645. В этом случае, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в одном образце магнезита оказывается ниже значений, характерных для хемогенных осадков того времени и даже для мантийного резервуара первичной Земли. Это предполагает, что принимаемые для расчетов возрастные значения (1550 млн. лет), вероятно, завышены, а Rb-Sr системы магнезитов (а, возможно, и других карбонатных пород) исследованного месторождения были перестроены на более позднем этапе в ходе перекристаллизации, сопровождавшейся привнесом дополнительного количества Rb [4].

Некоторые различия отношения Sm/Nd (0.25–0.37), обнаруженные в ходе изучения магнезитов, позволяют рассматривать их как потенциальный объект для датирования Sm-Nd методом. Корреляционная зависимость для 4 образцов магнезитов в координатах $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $^{143}Nd/^{144}Nd$ формирует эрохрону. Вычисленное по аппроксимиру-

щей линии возрастное значение 1460 ± 150 млн. лет (1 сигма) имеет слишком большую ошибку, что свидетельствует о неполной когенетичности магнетитовых образцов (рис. 4). Тем не менее, рассчитанный интервал возраста имеет геологический смысл, поскольку магнетиты Ельничного месторождения в Саткинском рудном поле испытывают контактовое метаморфизирующее воздействие гранитами рапакиви Бердяшского плутона [1]. По имеющимся данным наиболее древние возраста присущи базитам в составе Бердяшского массива и составляют 1385–1389 млн. лет [11]. Возникает также вопрос, не является ли реальный возраст магнетитов Саткинского рудного поля действительно, как показывают Sm-Nd изотопные данные, более древним, чем все интрузивные образования Машакского рифта? Или он одновозрастен с ними? Для продолжения работ по уточнению возраста необходим анализ Sm-Nd систематики дополнительных образцов с высоким отношением Sm/Nd (учитывая малые концентрации лантаноидов по данным метода ICP-MS). Примером существования таких генераций с широкой “растяжкой” указанного отношения служат палеозойские магнетиты месторождения Брейтенау (Австрийские Альпы) и мезозойские магнетиты месторождения Кампина-де-Кима (Пиренеи [16]), где отношение Sm/Nd варьировало в интервале 0.36–0.75 при концентрации Nd < 3 г/т, что позволило впервые получить корректные данные по возрасту кристаллического магнетита Sm-Nd методом.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в магнетитах выше по сравнению с вмещающими осадочными карбонатными породами. Распределение РЗЭ и Sm-Nd изотопных данных магнетитов Саткинского рудного поля показывает, что они некогенетичны с вмещающими осадочными карбонатными породами. Этот вывод предполагает, что вмещающие породы и магнетитовые тела формировались либо из разных флюидов (растворов), либо при разных термодинамических условиях. В то же время сходство систематики Sr-Nd магнетитов и вторичных доломитов из доломитовых брекчий предполагает их сингенетичность. Определенное взаимодействие флюида с терригенными породами разреза подтверждается незначительно повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнетитах относительно вмещающих доломитов и известняков. Повышенное $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в магнетитах допускает, что высокомагнезиальные эвапоритовые рассолы вполне могли быть источником рудных флюидов, однако, остается и предположение о “мантийном следе” флюида. Sm-Nd данные по возрасту магнетитов не противоречат геологическим данным связи магнезиального метасоматоза в Саткинском рудном поле с Машакским рифтогенным событием в начале среднего рифея.

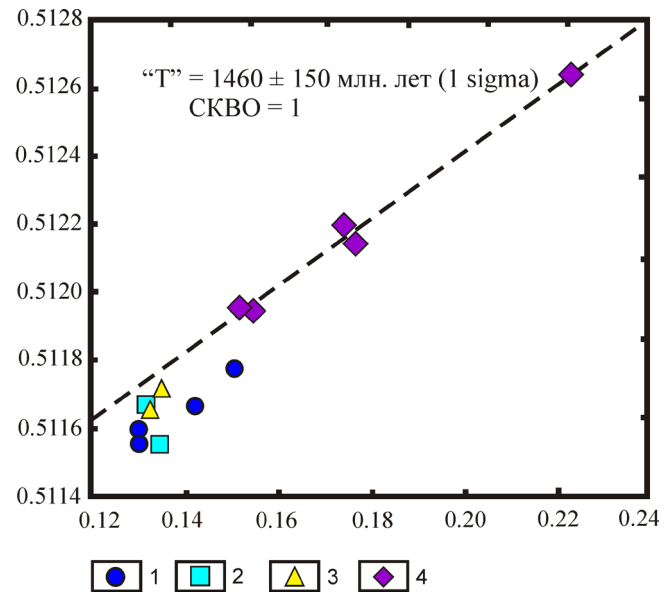


Рис. 4. Sm-Nd систематика карбонатных пород Саткинского рудного поля и эрохрона возраста магнетитов.

Условные обозначения те же, что на рис. 2.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ № 06-05-64592, 09-05-00964 и 12-05-00977.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинские месторождения магнетитов. М.: Наука, 1983. 87 с.
2. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Вострокнутов Г.А. и др., Микроэлементы в карбонатных толщах рифея Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УИФ “Наука”, 1993. 72 с.
3. Крупенин М.Т. Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции // Докл. АН. 2005. Т. 405, № 2. С. 243–246
4. Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б. Sr-изотопная характеристика магнетитов и вмещающих карбонатных пород, нижний рифей, Южно-Уральская провинция // Литосфера, 2009. № 5. С. 56–71.
5. Крупенин М.Т., Чердниченко Н.В., Адамович Н.В. Проявления минералогической и геохимической метасоматической зональности во вмещающих доломитах Саткинского месторождения кристаллических магнетитов (Южно-Уральская провинция) // Ежегодник-2011, Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 2012. С. 169–176.
6. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т. 403, № 5. С. 661–663.
7. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Кузнецов А.Б. Связь эпигенетического магнетитового оруденения Южно-Уральской провинции с эвапоритовой природой рифейских отложений // Рудогенез: мат-лы междунар. конф. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 158–163.

8. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород сагкинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
9. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.
10. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. Источники сноса рифейских бассейнов седиментации области сочленения Русской платформы и Южного Урала: синтез петрографических, петро- и геохимических данных // Доклады РАН. 2003. Т. 39. № 2. С. 219–222.
11. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.Н. и др. Граница среднего и нижнего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb SHRIMP ограничения // Доклады РАН. 2007. Т. 415. № 3. С. 370–376.
12. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
13. Bau M. Controls of the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 123. P. 323–333.
14. Bau M., Moeller P. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite // Mineralogy and Petrology/Springer-Verlag, 1992. V. 45. P. 231–246.
15. Ellmies R., Voightlaender G., Germann K. et al. Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-anticline, western Urals // Geologische Rundschau. 1999. 87. P. 589–602.
16. Henjes-Kunst F., Prochaska W. Applications of the Sm-Nd isochron method to dating of evaporitic hydrothermal carbonates // Goldschmidt Conference abstract. 2008. P. 368.