

ПРОЯВЛЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВО ВМЕЩАЮЩИХ ДОЛОМИТАХ САТКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МАГНЕЗИТОВ (ЮЖНО-УРАЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

© 2012 г. М. Т. Крупенин, Н. В. Чередниченко, Н. В. Адамович

Закономерности проявления магниезиального метасоматоза даже на эталонном для России Саткинском рудном поле до сих пор выявлены весьма условно. Геохимическая зональность магниезиального метасоматоза не изучена. Полемическим остается вопрос о природе метасоматических флюидов и источнике магния. Отсутствует и минералогическая колонка метасоматических изменений, поскольку магнезиты расположены в доломитовом горизонте (только руда и вмещающая порода, так что не ясно, что является эдуктом при наличии продукта – магнезита). Оруденение приурочено к достаточно узкому стратиграфическому интервалу в нижней части карагайской пачки верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты. Вертикальный размах оруденения не более 100 м. Общая мощность саткинской свиты нижнего рифея, преимущественно карбонатного состава, достигает 3000 м, карагайской пачки – 700 м. Пластообразные залежи магнезита протягиваются по простиранию доломитов на расстояние до 12 км. Вмещающие темно-серые мелкокристаллические доломиты имеют тонко-

слоистую текстуру, часто осложненную постседиментационным брекчированием. Брекчированный доломит содержит гнезда вторичного крупнокристаллического доломита. Рудовмещающая карагайская пачка подстилается тонкослоистыми черными небрекчированными доломитами каменногорской пачки и перекрывается серыми тонкослоистыми тонкокристаллическими известняками казымовской пачки. Метасоматическое развитие магнезитов по доломитовой матрице доказывается особенностями латерального выклинивания рудных тел [1]. Для тел мощностью до 10 м характерен клинообразный тип выклинивания, при мощности более 20 м – уступообразный с расщеплением. Контакты магнезитов резкие, секущие слоистость вмещающих доломитов.

С целью уточнения минералогических и геохимических закономерностей метасоматической зональности выполнено крупномасштабное опробование доломитов всей 700-метровой карагайской пачки, вмещающей магнезиты в своем основании (рис. 1). Это дало возможность установить

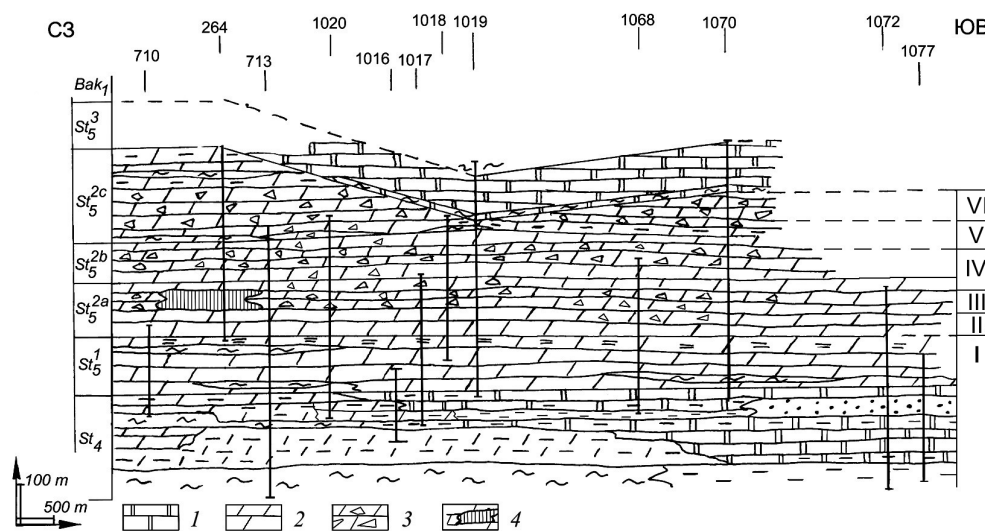


Рис. 1. Схематический лито-стратиграфический разрез верхней части саткинской свиты (по А.И. Сидоренкову, 1964, с упрощением).

St₄ – нижнесаткинская подсвита; St₅ – верхнесаткинская подсвита; St₅¹ – каменногорская пачка; St₅^{2a}, St₅^{2b}, St₅^{2c} – горизонты карагайской пачки; St₅³ – казымовская пачка; Bak₁ – бакальская свита; I – известняки; 2 – доломиты; 3 – брекчирование; 4 – магнезитовые залежи; зоны опробования: I – каменногорская пачка, II – подрудная, III – рудная, IV – надрудная (100 м), V – средняя, VI – верхняя.

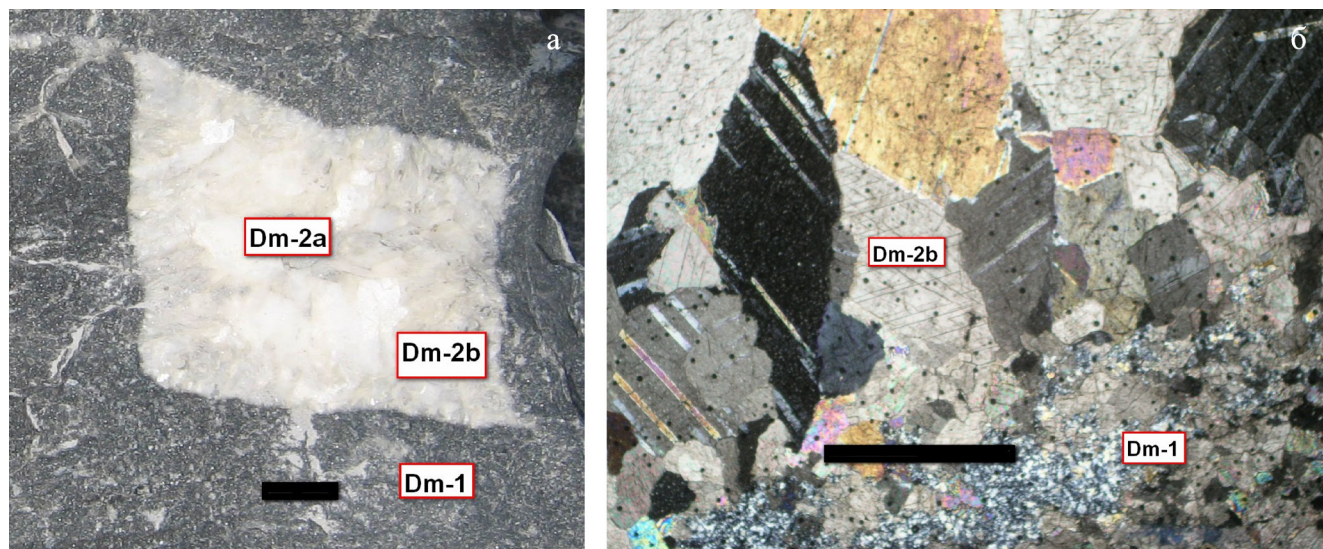


Рис. 2. Зональные гнезда вторичного доломита Dm-2a и Dm-2b в тонкокристаллическом доломите Dm-1. Карагайский карьер, надрудная зона. а – линейка 1 см; б – линейка 1 мм, николи скрещены.

некоторые особенности пространственного распределения продуктов метасоматической миграции флюидов в доломитах во время рудогенеза. Всего в разрезе и на площади развития карагайской пачки (10×20 км) и прилежащих карбонатных отложений было опробовано более 50 точек (разрезы, расчистки, стенки карьеров). Идеологически опробование было основано на поиске гнезд крупнокристаллического вторичного доломита (Dm-2), которые, предположительно, возникли при образовании магнезита и широко развиты во всей толще вмещающих тонкокристаллических доломитов (Dm-1), будучи приуроченными к коллапс-брекчиям растворения [6, 7]. Детальные исследования гнезд показали, что они представляют собой не результат перекристаллизации при метагенезе как считали ранее [1 и др.], а полости выполнения размером в сантиметры – первые дециметры, в которых рост кристаллических индивидов доломита (с примесью сульфидов и кварца) проходил от стенок к центру (рис. 2). Выделено до трех генераций доломита в процессе роста. Предполагается, что пустоты во вмещающих доломитах сформировались при растворении раннедиагенетических эвапоритовых минералов, прежде всего гипса [3]. Ранее установлено большое геохимическое сходство магнезитов и вторичных доломитов гнезд выполнения. Оно проявляется в относительно повышенных концентрациях железа, повышенном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, пониженных значениях $\delta^{18}\text{O}$ в отличие от вмещающих доломитов [6, 7].

Крупномасштабное опробование показало, что некоторые незначительные минералогические изменения проявляются в разрезе в самих вмещающих тонкозернистых доломитах. Так, ниже рудонесной карагайской пачки, в тонкозернистых го-

ризонтальнослоистых доломитах, не нарушенных процессами брекчирования и развития гнезд Dm-2, обнаружена примесь аутигенного микроклина. При этом рентгенографически в доломитах отмечается незначительная примесь минеральных фаз кальцита и магнезита (не более 1–2%). Кристаллы ромбической формы размером 20–100 мкм приурочены к микрозонам относительно железистого микрозернистого доломита, характеризуются высокой чистотой от примесей Na, Ca и максимальной степенью триклинности [8]. В обнажениях, приуроченных к верхней части карагайской пачки и удаленных на несколько километров от магнезитовых залежей латерально, отмечено присутствие тонких включений кальцита. Вероятно, они представляют собой участки незавершенной доломитизации первично известкового (?) осадка.

В результате минералогического изучения гнезд выполнения выявлены основные закономерности их минерального состава во всем разрезе рудонесной пачки. Ниже магнезитов в гнездах выделяется пирит, около магнезитов в периферии гнезд появляется секреторный кварц, а в доломите – тонкая примесь магнезита или (редко) талька, далее – только доломит, и на значительном удалении от руды – примесь кальцита, реже кварца в центре гнезд.

Пирит из гнезд ниже магнезитов располагается в нижней, относительно первичной слоистости, части гнезд, формируя как тонкие прослойки тонкозернистого агрегата зерен, так и достаточно крупные коркардовые выделения мощностью до нескольких сантиметров (отмечены скопления пирита мощностью до 10 см), сложенные многослойными агрегатами кристаллов пирита пентагондодекаэдрического габитуса с размером индивидов до 3–5 мм. Пирит нарастает как непосредственно на тонкозернистый

доломит, так и на каемки мелкодрозовых кристаллов доломита в периферической части гнезд.

Прецизионное изучение (микроанализаторы YXA-5 и Cameca SX 100) состава гнезд Dm-2 в масштабе рудного поля показало следующие закономерности. В периферической части гнезд вторичный доломит с размером зерен до 1 мм (Dm-2b) имеет незначительное превышение по содержанию FeO (0.15–0.30%) над вмещающим (0.05–0.20%); в центральной части гнезд вторичный доломит (Dm-2a) с размером зерен до 5–10 мм имеет заметное превышение FeO (0.20–0.80%). Около магнетитовых залежей в Dm-2 наблюдаются микрокристаллы магнетита, повышается отношение MgO/CaO до 0.75, которое в Dm-1 часто несколько меньше стехиометрического (0.719), в верхах толщи – микрокристаллы кальцита.

Сравнительное изучение доломитов в гнездах из различных зон методом ICP-MS позволило выявить некоторые закономерности распределения микроэлементов и отличия вмещающих доломитов и доломитов из гнезд. Для выбора методики микроволнового вскрытия доломитов, содержащих терригенную примесь [11], была проанализирована партия из 6 проб, разложение которой было проведено тремя различными смесями кислот: (1) $3\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF}$, (2) $3\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$, (3) $3\text{HCl} + \text{HNO}_3 + \text{HF} + \text{HClO}_4$. Хлорная кислота используется для количественного удаления возможных органических примесей. Наличие в смеси фтористоводородной кислоты приводило к образованию в процессе СВЧ-вскрытия нерастворимой фазы CaF_2 (смеси 1 и 3). В растворе, приготовленном с помощью смеси кислот № 2, нерастворимых соединений визуально не наблюдалось. После вскрытия содержимое PTFE-стаканов количественно переводилось в тефлоновые бюксы объемом 20 мл и упаривалось на электрической плитке до влажных солей. Наличие в бюксах нерастворимых солей затрудняло процесс отгонки фторидов, даже в присутствии HClO_4 (смесь 3) и требовало добавления повышенных количеств HNO_3 для перевода солей в нитраты. В соответствии с данными ICP-MS анализа образцов, оказалось, что наиболее достоверные результаты дают растворы, полученные при разложении проб смесью 2 (царская водка + хлорная кислота). Наличие в исходных смесях HF приводит к занижению концентраций, вероятно, из-за блокировки реакции уже в процессе вскрытия и высокого солевого фона растворов.

Во вмещающих доломитах (Dm-1) распределение большинства микроэлементов в целом соответствует кларку карбонатных пород. Средние значения (20 проб) имеют незначительное превышение по сравнению с медианами, но в целом обладают большим сходством между собой. На спайдер-диаграмме средних значений для совокупности Dm-1, нормированных на кларк карбонатных пород (рис. 3, линия *a*), наблюдаются незначитель-

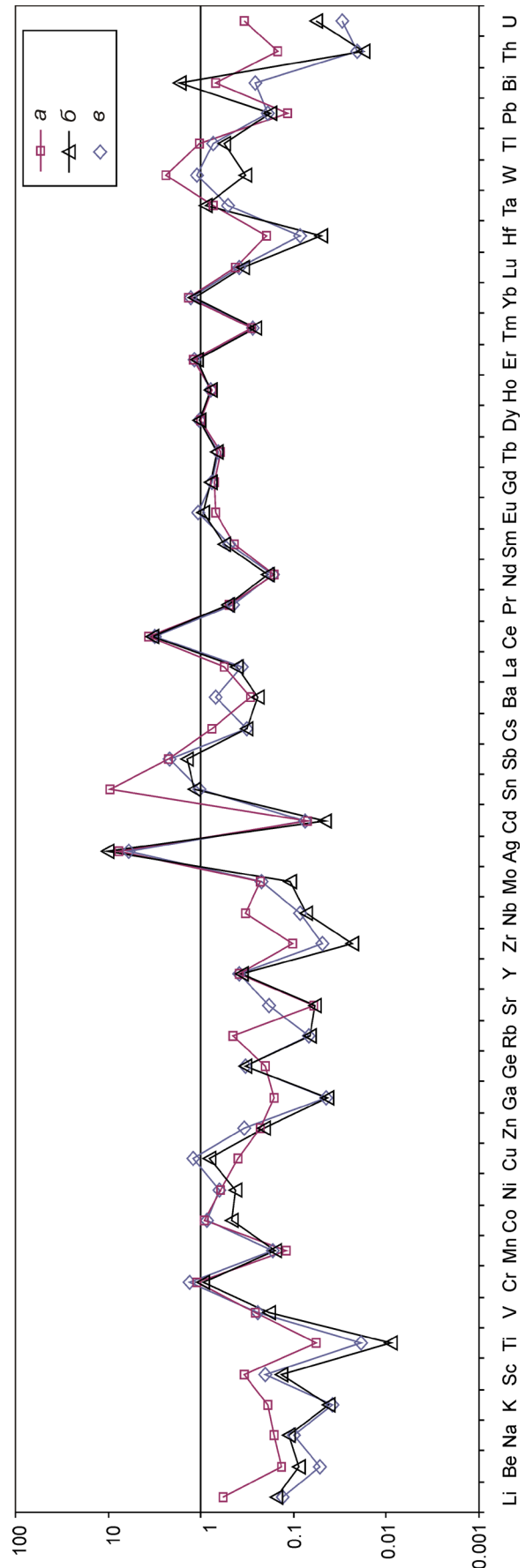


Рис. 3. Спайдер-диаграмма кларков концентраций средних содержаний Dm-1 (*a*) Dm-2a (*b*) и Dm-2b (*c*) карагайского горизонта саткинской свиты, нормированных на кларк карбонатных пород [9].

ные превышения значений кларков концентрации для **Ag, Sn, Ce, W**. Для отдельных проб наблюдаются превышения концентрации по сравнению с кларком для **Li** (1.5–2 раза здесь и далее), **Cr** (2–3), **Co** (2–4), **Ag** (2–15), **Sn** (2 и 166!), **Sb** (3–5), **Ce** (2–9), **TR** (до 2), **W** (2–10), **Tl** (2–4). В то же время для большинства проб характерны пониженные относительно кларка большинства микроэлементов. Стандартные отклонения для большинства компонентов не превышают 1, за исключением **Ba** (16), **Ti** (70), **Mn** (41), **Na** (125), **K** (1135). Огромная дисперсия концентраций калия (от 39 до 5068 г/т) и натрия (от 127 до 709 г/т) на фоне незначительных колебаний в содержаниях других микроэлементов, связанных с аллотигенной минеральной примесью, предполагает участие этих щелочных металлов в процессе перераспределения вещества карбонатных пород. Возможность миграции калия подтверждается образованием аутигенного микроклина во вмещающих доломитах [4] и указывает как на щелочной характер поровых вод при перекристаллизации вмещающих доломитов, так и на высокие значения **K/Na** в них. Представляется, что такие условия лучше всего соответствуют участию эвапоритовых концентрированных рассолов в процессах постдиагенетической кристаллизации. В то же время, большинство проб с аномально высокими концентрациями калия расположено в верхней части карагайского горизонта. Здесь же отмечается присутствие повышенной примеси калиевого полевого шпата, как впрочем, и альбита, по данным рентгенофазового анализа. Вероятно, определенную роль в накоплении калия играет аллотигенный калишпат, слюда и другие терригенные минералы. Высокая корреляция калия с **Rb** (0.98), **Cs** (0.93), **Hf** (0.91), **Ta** (0.91), **Nb** (0.89) и **Na** (0.85) предполагает это. Элементы, имеющие надкларковые концентрации, характеризуются некоторыми устойчивыми корреляционными связями. Серебро имеет наиболее высокую корреляцию (0.6–0.9) со **Sc**, **V**, **Ni**, **Cd**, **Sb**, **Te**; олово имеет заметную корреляционную связь только с **Ba** (0.77); вольфрам – с **Na** (0.8), **Ti** (0.74), **Cr** (0.84), **Ge** (0.72), **Nb**, **Cs** (0.74), **Ta** (0.77), то есть элементами, активно подвижными в различных процессах, в том числе магматических. Представляется, что все эти связи обусловлены преимущественно распределением указанных микроэлементов в составе терригенной примеси.

В составе периферической части гнезд вторичный доломит с размером зерен до 1 мм **Dm-2b** (8 проб) имеет сходное с вмещающими доломитами распределение микроэлементов (см. рис. 3, линия б). Повышенными кларками, рассчитанными для средних значений **Dm-2b**, обладают **Sn**, **Sb**, **Ce**, наиболее высокими – **Ag** (10), **Bi** (3). Значительные корреляционные связи для серебра: **Pb** (0.73), для висмута: **Ta** (0.89). Для частных проб положительные аномалии выявлены для **Cr**, **Cu**, **Sn**, **TR** (до 2), **Ag** (2–36),

Sb, **Ce**, **Bi** (до 4). Объяснением таких аномалий может быть скопление терригенной примеси (материала нерастворимого минерального остатка, образованного при растворении предшествовавшего эвапоритового минерала) в периферической части гнезд.

В составе центральной части гнезд вторичный крупнокристаллический доломит **Dm-2a** (22 пробы) имеет несколько иное распределение микроэлементов (см. рис. 3, линия в). Высокими значениями характеризуются **Kk** средних содержаний **Ag** (6), **Sb** (2) и **Ce** (3). В то же время для отдельных проб отмечаются положительные аномалии **Cr** (2–6), **Cu** (2–3), **Ag** (2–11), **Sn** (2–3), **Sb** (2–5), **Ba** (2–5), **Ce** (2–8) и **TR** (2–3), **W** (2–9) на фоне преобладающих нижекларковых значений для большинства элементов. Наиболее сильные корреляционные связи установлены для хрома с **Ti** и **Hf** (0.7); для серебра – с **Sb**, **Te** (0.9), **Sc**, **V**, **Ni** (0.7) и **Bi** (0.6); для олова – с **Bi** (0.8); для сурьмы – с **Ag**, **Te** (0.9), **Ni** (0.8), **V** (0.7). Можно или предполагать попадание в состав гидротермальных доломитов терригенных минералов, или новообразование минералов, состав микропримесей которых имеет отношение к мантийному флюиду. Надкларковые концентрации серебра и сурьмы, их устойчивая корреляция с **Te**, **Sc**, **Ni**, **V**, **Bi** указывают на это. Впрочем, этот вывод сделан по отношению к кларку, интереснее посмотреть, как ведут себя элементы в **Dm-2** относительно **Dm-1**.

С этой целью рассчитаны отношения средних значений **Dm-2a/Dm-1** и **Dm-2b/Dm-1** (рис. 4). Такая нормировка на вмещающие доломиты позволяет определить особенности миграции микроэлементов в процессе гидротермального выполнения пустот. Видно, что в целом микроэлементы в процессе гидротермальной кристаллизации первой и второй генераций доломита ведут себя симбатно, при этом большинство микроэлементов сохраняют пониженный относительно вмещающих доломитов уровень, что подтверждает обогащение последних терригенной примесью. В то же время для большинства элементов **Dm-2a** имеют незначительно повышенные значения по сравнению с **Dm-2b**. Повышенные значения **Dm-2a** по сравнению с **Dm-1** характерны для **Mn** (1.3), **Cu** (3), **Zn** (1.5), **Ge** (1.6), **Sr** (3), **Ba** (2), **Eu** (1.5), **Pb** (1.6). Набор этих элементов уже иной, нежели ранее описанный при сравнении изученных типов доломитов с кларками, и указывает на накопление элементов, типичных для эвапоритовых условий [10]. Этот же набор элементов характерен для рудных месторождений **MVT** (полиметаллических месторождений типа долины р. Миссисипи [16]). Для этого типа месторождений источником металлов явились эвапоритовые рассолы, а образование барит-полиметаллических руд проходило на фронте встречи таких рассолов, мигрировавших в породах-коллекторах, с восстановленными водами нефтегазоносных бассейнов.

Рассольная эвапоритовая природа рудных флюидов для Саткинского рудного поля показана нами при изучении Na-Cl-Br систематики флюидных включений в магнезитах и вмещающих доломитах [5], а также при анализе термодатировки флюидных включений в магнезитах, доломитах и синрудном кварце [4]. Широкий разброс концентраций стронция в Dm-2a (9–681 г/т, медиана 41 г/т) относительно тех же параметров для Dm-2b (21–49, медиана 27) и для Dm-1 (21–58, медиана 29) также является меткой эвапоритовой природы минералообразующих флюидов [12]. Сходный состав микроэлементов с обогащением **Cu, Pb, Zn, Fe** имеют термальные эвапоритовые рассолы полуострова Челекена (Закаспий) [2]. Таким образом, главной геохимической меткой вторичных доломитов Саткинского рудного поля, синхронных, по нашим представлениям, с образованием магнезитов, является присутствие положительных аномалий халькофильных элементов и бария, типичных и для эвапоритовых рассолов. В то же время небольшое преобладание элементов мантийной природы в Dm-2a относительно Dm-2b **может рассматриваться как метка** участия мантийного флюида в минералообразовании. Контаминация рудообразующего рассола трансмагматическим флюидом, количество которого могло быть сравнительно невелико, почти не проявилась в процессе рифтогенного разуплотнения земной коры (перед внедрением магматических тел: Бердяшского гранитного массива, роя базитовых даек в отложениях нижнего рифея).

Распределение РЗЭ в различных типах изученных доломитов также показательно. К сожалению, выбранная для сравнения величина кларков карбонатных пород является не совсем точной, о чем свидетельствует нетипичный сложный тренд распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (рис. 5 линия *a*). Вероятно, это определяется высокой методической ошибкой анализов, участвовавших в расчете кларка. В то же время нормированные на хондрит (С1 [13]) РЗЭ изученных генераций показывают типичные для доломита кривые распределения с трендом первичной кристаллизации кальцийсодержащих минералов, демонстрирующих постепенное падение концентраций от лантана к лютецию [15]. Сумма РЗЭ в изученных типах доломитов (табл. 1) примерно одинаковая (12–13 г/т), в 2 раза ниже кларка (27 г/т). Спектры распределения РЗЭ образуют для изученных типов доломитов сходные перекрывающиеся поля с незначительными отличиями, поэтому более наглядно рассмотреть спектры средних значений (см. рис. 5). Следует указать, что сравнение спектров одного минерала (доломит) не предполагает значительных колебаний в содержаниях лантаноидов, однако небольшие различия могут отражать особенности, как состава минералообразующих флюидов, так и условия кристаллизации. Отношение легких и тяжелых лантаноидов

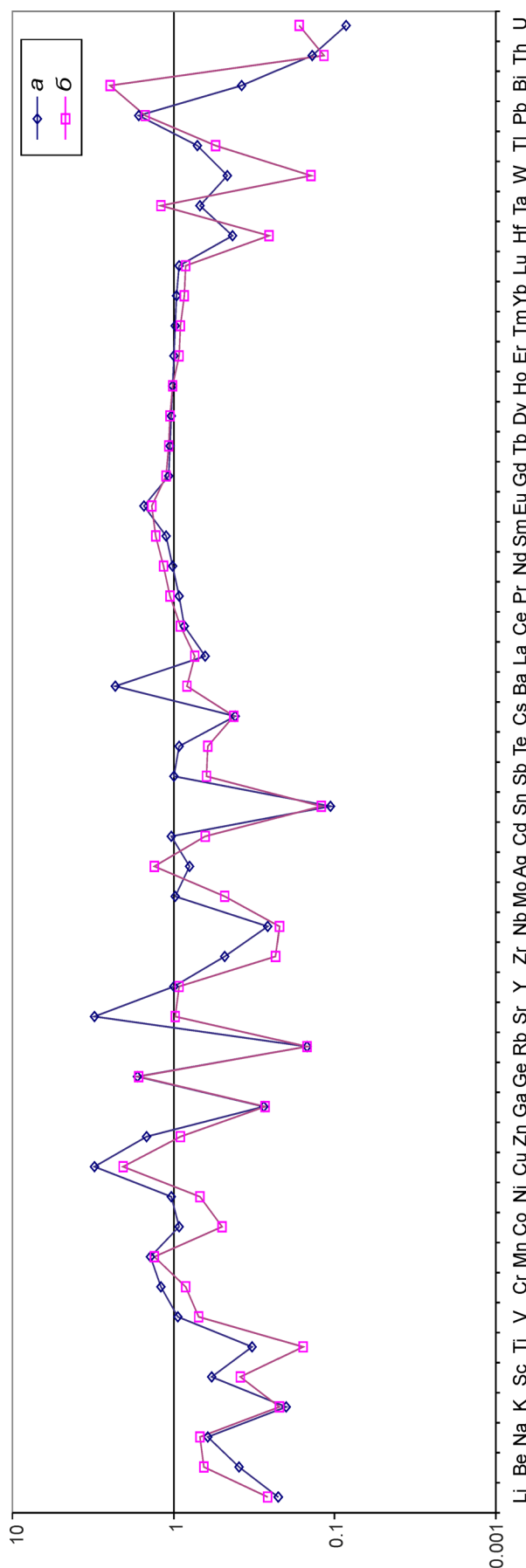


Рис. 4. Слайдер-диаграмма средних соотношений Dm-2a/Dm-1 и Dm-2b/Dm-1 карагайского горизонта саткинской свиты.

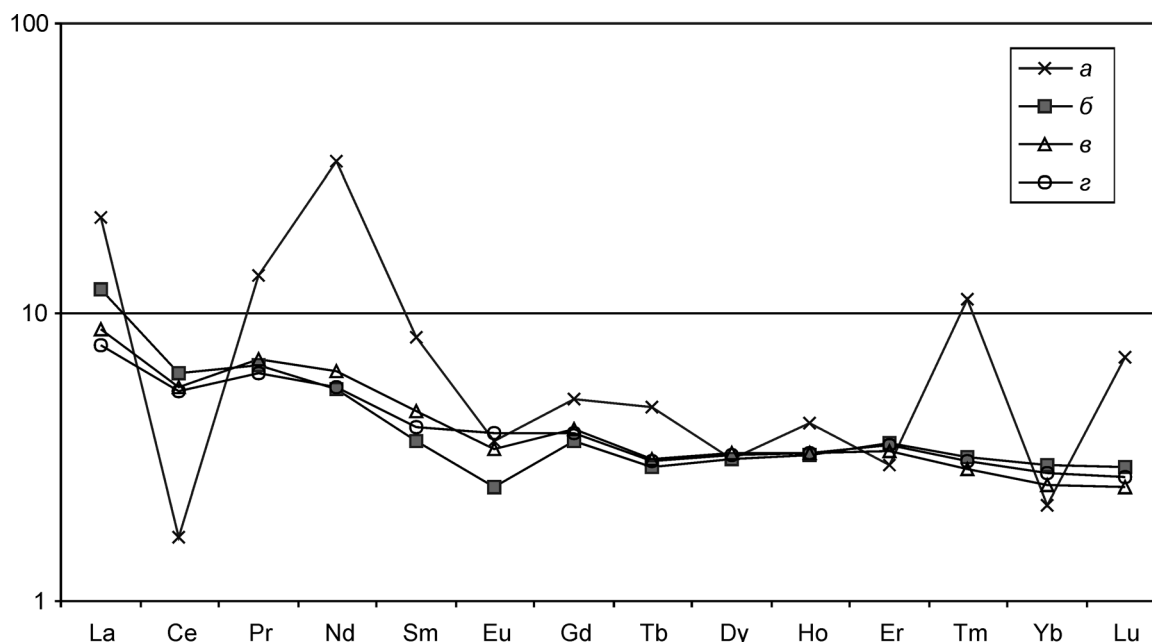


Рис. 5. Нормированные на хондрит распределения лантаноидов для кларков карбонатных пород (а); средних значений для Dm-1 (б) Dm-2b (в) и Dm-2a (г).

дов в изученных доломитах примерно постоянное (2.4–2.7) и ниже кларка (3.5), однако **La/Ce стабильно** несколько ниже в Dm-2a (1.4) чем в Dm-2b (1.7) и Dm-1 (1.8) и тем более для кларка (12.9). Слабый относительный вынос лантана в Dm-2a определяется их повышенной магниальностью и подтверждает связь образования этой генерации с магнетитами. Об этом же свидетельствует и слабое увеличение Yb/Lu в ряду генераций Dm-1, Dm-2b, Dm-2a. Отрицательная аномалия европия имеет самую низкую величину для кларка карбонатных пород (0.5) и максимальную для Dm-2a (1.0), где некоторые частные значения достигают 1.6–1.8 (положительная аномалия), что объясняется, возможно, более высокотемпературным характером кристаллизации данной генерации [15] по сравнению и с Dm-1 и даже Dm-2b.

Заслуживает внимания рассмотрение геохимических свойств гнездовых доломитов в вертикаль-

ном разрезе рудоносной пачки. В генерации Dm-2a выделены группы подрудных, рудных (между магнетитовыми залежами), надрудных (первые ~100 м выше руды в Карагайском, Волчегорском карьерах), средней части пачки, верхов пачки северо-западнее рудного поля и южнее. Сравнение концентраций микроэлементов в этом ряду снизу вверх по разрезу относительно вмещающих доломитов Dm-1 дает для рудного интервала аномалии Cr, Cu, Zn, Sr, Mo, Ba, Eu, Pb (табл. 2). Вверх по разрезу некоторые компоненты исчезают из списка аномальных, однако для верхней части появляются кроме перечисленных, незначительные аномалии Mn, Ni, Ge, Ag, Sb, Te, Ta, W. Их появление может быть как спецификой эвапоритовых рассолов [10], так и следствием некоторой контаминации терригенным или магматогенным компонентами. Некоторые модули распределения РЗЭ из данных пространственных зон

Таблица 1. Некоторые модули распределения лантаноидов для средних значений генераций доломитов из карагайской пачки саткинской свиты

	Clarck*	Генерации доломита			Dm-2a из разных пространственных зон*					
		Dm-1	Dm-2b	Dm-2a	1	2	3	4	5	6
N	-	20	8	22	1	4	5	5	4	4
SumREE	27.0	13.1	12.6	11.8	6.58	10.23	11.21	14.40	15.23	9.43
La/Ce(C1)	12.9	1.8	1.7	1.4	1.70	1.40	1.80	1.22	1.52	0.76
(L _{Ln} /H _{Ln})N*	3.5	2.4	2.7	2.5	2.36	1.45	1.87	2.45	4.22	2.38
Eu/Eu*	0.5	0.7	0.8	1.0	0.91	0.90	0.90	1.14	0.99	1.07
Yb/Lu(C1)	0.31	1.00	1.02	1.04	1.10	0.99	1.09	1.02	1.02	1.05
Y/Ho	86.96	45.338	40.99	45.077	52.12	39.59	41.19	43.31	43.30	55.78

Примечание. Clarck* – кларк карбонатных пород [9]; (L_{Ln}/H_{Ln})N* – (La/LaC1 + 2Pr/PrC1 + Nd/NdC1)/(Er/ErC1 + Tm/TmC1 + Yb/YbC1 + Lu/LuC1); Eu/Eu* – 2*(Eu/EuC1)/(Sm/SmC1 + Gd/GdC1); Dm-2a из разных пространственных зон*: 1 – подрудные; 2 – рудный интервал; 3 – надрудный интервал (100 м); 4 – средняя часть пачки; 5 – верхи пачки, северо-западная часть района; 6 – верхи пачки, южная часть района. N – число проб.

Таблица 2. Аномальные концентрации (средние значения) микроэлементов в гнездовых доломитах Dm-2a относительно вмещающих доломитов Dm-1 в вертикальном разрезе карагайской пачки саткинской свиты

Зоны *	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Ge	Sr	Mo	Ag	Sb	Te	Ba	Eu	Ta	W	Pb
1	—	—	—	7	—	—	1.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	2.8	—	—	3	1.4	—	5.8	2.7	—	—	—	3.7	1.3	—	—	2.6
3	—	—	—	2.5	1.9	—	2.7	—	—	—	—	—	1.2	—	—	2.9
4	1.4	1.8	1.4	5.5	1.5	3.5	1.7	—	—	—	—	4.5	2.4	—	—	—
5	1.8	—	1.6	—	—	1.7	1.7	—	1.3	1.8	1.6	—	1.7	2	1.6	—
6	—	1.4	—	1.4	—	1.9	3.7	—	—	—	—	—	—	—	—	1.6

Примечание. *Номера зон соответствуют таковым в табл. 1.

показаны в табл. 1, графики распределения РЗЭ – на рис. 6. Слабая контрастность графиков для гидротермального доломита позволяет, тем не менее, выделить нижележащие Dm-2a с наименьшей суммой РЗЭ, максимальным La/Ce(C1) и $(L_{Ln}/H_{Ln})N$ и рудные с пониженными значениями указанных модулей (следствие повышенной магнезиальности). Надрудные Dm-2a почти полностью совпадают с рудными, за исключением несколько повышенного (типичного для нормальных, не магнезиальных, доломитов) распределения лантаноидов цериевой группы. Таким образом, рудные и надрудные гнездовые доломиты, пространственно и генетически ассоциирующие с магнезитами, имеют особые характеристики распределения РЗЭ в отличие от гнездовых доломитов из подстилающих отложений. Более сложная картина с генерациями Dm-2a из вышележащих частей пачки. Объединяет их относительно высокая величина $(L_{Ln}/H_{Ln})N$ по сравнению

с рудной частью, и, как ни странно слабая положительная аномалия европия (впрочем, для некоторых проб рудного интервала она также присутствует и отражает, вероятно, относительно высокотемпературный, более 250°C, температурный режим кристаллизации доломита). В то же время La/Ce(C1), Yb/Lu(C1) находятся на одном с рудным интервалом уровне. Все это отражает сходный состав флюидов и физико-химические условия осаждения генерации Dm-2a во всем объеме проницаемой толщи. В то же время, в рудной зоне Dm-2a имеют минимальное отношение Y/No (39.6), которое постепенно повышается вверх по разрезу до 55 (что соответствует и подрудной части, см. табл. 2). Известно, что в карбонатных породах величина отношения Y/No составляет 35–60 и уменьшается при увеличении дистанции миграции флюидов в осадочных толщах [14]. Это предполагает максимальную миграцию именно в рудной зоне, в нижней части ка-

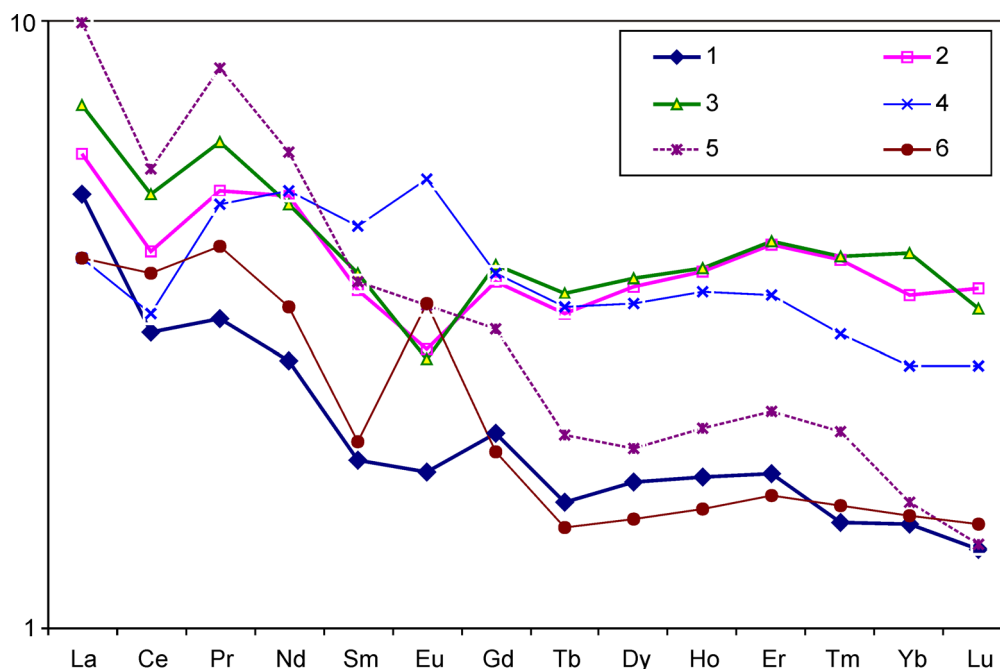


Рис. 6. Нормированные на хондрит медианные значения изученных групп генерации доломитов Dm-2a для различных частей рудоносной карагайской пачки саткинской свиты.

1 – подрудная, 2 – рудная, 3 – надрудная (интервал 100 м), 4 – средняя часть пачки, 5 – верхи пачки северо-западнее рудного поля, 6 – верхи пачки южнее рудного поля.

рагайской пачки, где, вероятно, и количество и общий объем пустот, образованных в результате образования коллапс-брекчий растворения, были максимальны.

Выявленные минералого-геохимические закономерности минералообразования в связи с магниевым метасоматозом в Саткинском рудном поле позволяют уточнить как эволюцию формирования рудовмещающей толщи, так и механизм рудоотложения. Различия в геохимическом составе вмещающих и гнездовых доломитов подтверждают, что гнезда являются не продуктом перекристаллизации, а результатом заполнения пустот. Положительные аномалии **Mn, Cu, Zn, Ge, Sr, Ba, Pb** являются геохимическими индикаторами эвапоритовой природы рудных растворов, не присущими вмещающим доломитам. В вертикальном разрезе индикаторные элементы эвапоритовых рассолов как раз присущи рудному горизонту. Особенности состава лантаноидов отражают более высокотемпературные условия формирования гнезд в рудном и более высоких уровнях толщи, повышенную магниезность рудного горизонта и относительно повышенную интенсивность миграции минералообразующих флюидов на этом уровне.

Таким образом, предполагаемая модель образования магнетитов при миграции захороненных эвапоритовых высокомагниезных рассолов подтверждается новыми геохимическими данными. Гнезда формирования в рудоносном горизонте явились следствием стадийного заполнения пустот в коллапс-брекчиях растворения эвапоритовых раннедиагенетических минералов. Формирование магнетитов произошло из подогретых рассолов, в зоне их активной миграции (и, вероятно, максимальной минеральной концентрации) в нижней части рудоносного горизонта. Анализ минерального состава пород и руд предполагает, что в данном месте палеогидрогеологического бассейна в прерудный период был гипсометрический минимум, где происходило накопление диагенетических сульфидов из вышележащих горизонтов в процессе био-сульфатредукции. Заполнение карагайской толщи тяжелыми эвапоритовыми рассолами привело к расслоению резервуара с образованием “коктейля” с градиациями рассолов по составу и удельному весу. Магниезитовому метасоматозу способствовал локальный подогрев и флюидная миграция в проницаемой карагайской толще на этапе рифтогенной активизации в начале среднего рифея. Градиент температуры явился критическим фактором для смещения метасоматических реакций в сторону образования магнетита.

Авторы выражают благодарность за выполнение анализов Л.К. Ворониной, В.В. Хиллер, Т.Я. Гуляевой, В.Г. Петрищевой.

Исследование выполнено при финансовой поддержке грантов РФФИ 09-05-00964а и 12-05-00977.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е.* Саткинское месторождение магнетитов на Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.
2. *Дворов В.И.* Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 180 с.
3. *Крупенин М.Т.* Модель метасоматического магнетитообразования в Саткинском рудном поле в связи с рифтогенным подогревом высокомагниезных эвапоритовых рассолов // Ежегодник-2009. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 224–228.
4. *Крупенин М.Т., Гараева А.А.* К характеристике флюидного режима магниезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях (крио-термометрия флюидных включений в синрудном кварце) // Ежегодник-2010. Труды ИГГ УрО РАН. Вып. 158. 2011. С. 152–156.
5. *Крупенин М.Т., Прохаска В.* Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661–663.
6. *Крупенин М.Т., Котляров В.А., Кузнецов А.Б.* Связь эпигенетического магниезитового оруденения Южно-Уральской провинции с эвапоритовой природой рифейских отложений // Рудогенез: мат-лы междунар. конф. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 158–163.
7. *Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П., Маслов А. В.* Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы магниезитового метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 5. С. 660–664.
8. *Крупенин М.Т., Хиллер В.В., Гуляева Т.Я., Петрищевой В.Г.* Аутигенный микроклин в доломитах Саткинского рудного поля // Вестник УрО РМО. № 8. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 61–67.
9. *Овчинников Л.Н.,* Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.
10. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.
11. *Чередниченко Н.В., Березикова О.А., Дерюгина Л.К. и др.* Опыт работы с современными микроволновыми системами разложения геологических материалов // Минералы: строение, свойства, методы исследования: мат-лы Всеросс. молодеж. науч. конф. Миасс: УрО РАН, 2009. С. 291–293.
12. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
13. *Anders E., Grevesse N.* // Abundances of the elements: Meteoritic and solar Geochimica et Cosmochimica Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
14. *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.
15. *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.
16. *Kesler S.E.* Appalachian Mississippi Valley Type deposits: paleoaquifers and brine provinces // Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. 4. Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits. Ed. D.F. Sangster. 1996. P. 29–57.