

Sr-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГНЕЗИТОВ И ВМЕЩАЮЩИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО РИФЕЯ ТИПОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНО-УРАЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

© 2009 г. М. Т. Крупенин*, А. Б. Кузнецов**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: krupenin@igg.uran.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Поступила в редакцию 21.01.2009 г.

Изучена Rb-Sr систематика кристаллических магнезитов и вмещающих карбонатных пород типовых месторождений в отложениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции. Установлено, что в ряду известняк–доломит–магнезит во всех месторождениях наблюдается увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и нарастание содержаний Fe и Mn. По комплексу указанных геохимических индикаторов возможно выделение ранней, домагнезитовой, (Сатка, возможно Бакал), синрудной, магнезитовой и поздней, послемагнезитовой в связи с сидеритизацией (Бакал) стадий доломитизации вмещающих пород. Геохимические и Sr-изотопные характеристики магнезитов в нижнерифейских отложениях Южного Урала позволяют выделить две группы месторождений: Бакало–Саткинскую и Кызылташско–Исмакаевскую. Магнезиты первой группы отличаются от магнезитов второй группы пониженным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и меньшим содержанием Fe: 0.712–0.720 и 0.6–5.1% против 0.722–0.762 и 1.6–6.8%, соответственно. Эти различия отражают особенности миграции флюидов при формировании метасоматической магнезитовой минерализации в литологических комплексах северо-западных и юго-восточных районов Башкирского мегантиклинория. Сравнение с магнезитовыми месторождениями Западной Европы показывает сохранение тенденции увеличения индикаторных параметров в ряду известняк–доломит–магнезит, но концентрация Fe и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кристаллических магнезитах прямо зависят от мощности вмещающего карбонатного резервуара, состава и мощности ассоциированных в разрезе алюмосиликатных пород. Ключевые слова: Rb-Sr система, магнезит, доломит, известняк, метасоматоз, рифей, Южный Урал.

Изучение Rb-Sr систематики карбонатных пород помогает в решении различных вопросов генезиса карбонатов и их постдиагенетических преобразований. Карбонатные минералы содержат очень малые количества Rb (обычно <1 мкг/г) и значимо высокие концентрации Sr, поэтому отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них отражает изотопный состав Sr раствора (флюида) из которого образовался минерал. Как правило, низкие величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ могут характеризовать морские воды, а повышенные – подземные растворы (флюиды), обогащенные радиогенным стронцием в результате взаимодействия с силикокластическими породами осадочного бассейна [7, 15, 17, 19, 28, 29]. Величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах используются для реконструкции изотопного состава Sr в среде седиментации карбонатных осадков, что позволяет использовать эти данные как средство “хемостратиграфической” корреляции удаленных формаций в докембрии. Rb-Sr метод имеет важное прикладное значение для понимания эволюции минерализующих систем в осадочных бассейнах, поскольку позволяет оценивать вклад коровых источников в эпигенетические растворы (флюиды) и вы-

являть стадии карбонатного рудообразования.

Терригенно-карбонатные отложения рифейского стратотипического разреза Башкирского мегантиклинория содержат несколько крупных месторождений кристаллического магнезита, которые объединяются в Южно-Уральскую магнезитовую провинцию [1, 2, 8]. Генезис этого типа месторождений, несмотря на длительное изучение, является дискуссионным. Рудные тела заключены в карбонатных толщах и имеют, с одной стороны стратиграфическую приуроченность к определенным горизонтам, что позволяет предполагать осадочный генезис, а с другой – явные признаки метасоматического образования. Привлечение Rb-Sr метода дает возможность оценки места магнезитового оруденения в стадийном минералообразовании на этапах седименто- и/или литогенеза. Широкомасштабное изучение изотопного состава Sr в кристаллических магнезитах выполнено для наиболее крупных промышленных месторождений Западной Европы, которые объединены в группу “Вайч-типа” (Veitsch type) и локализованы в карбонатных палеозойских толщах Австрии [31], Словакии [35] и Испании [33]. Пионерами в изучении Rb-Sr систе-

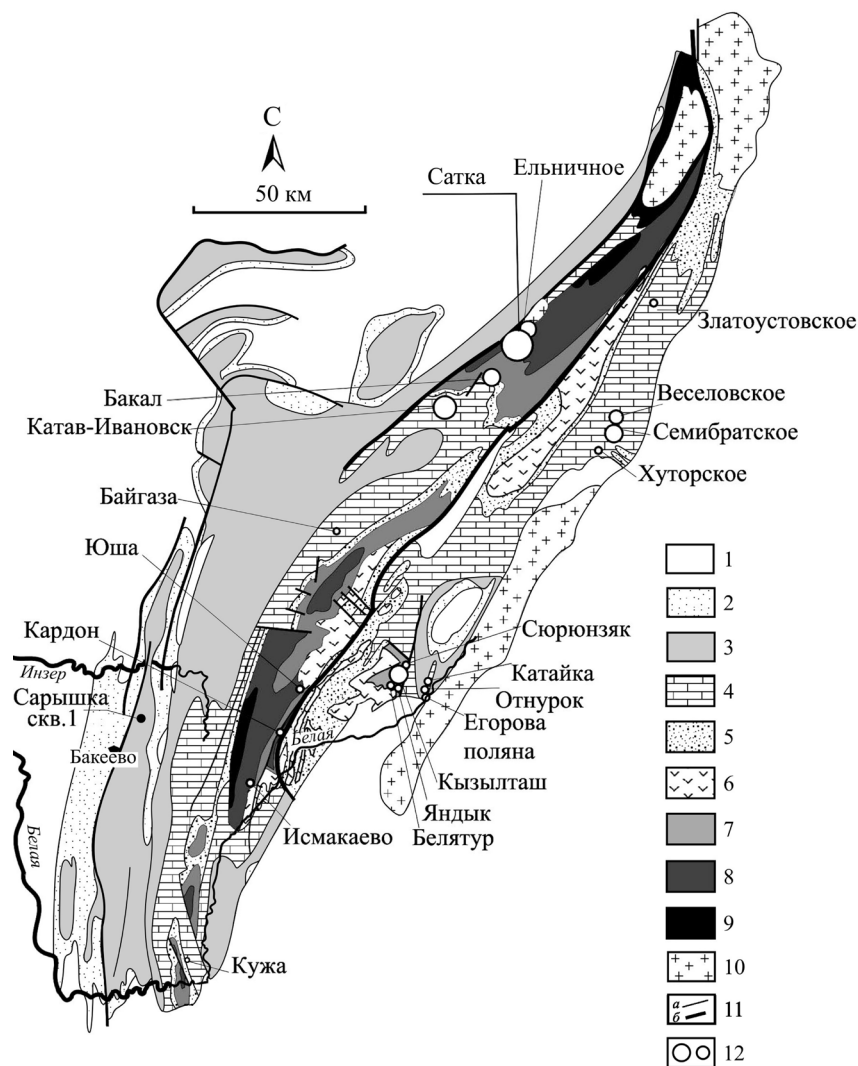


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Башкирского мегантиклинория с размещением месторождений магнетита в карбонатных комплексах рифея (по [9]).

1 – палеозой; 2 – венд; 3 – верхний рифей; 4–6 – свиты среднего рифея: 4 – авзянская, 5 – зигальгинская, 6 – машакская; 7–9 – свиты нижнего рифея: 7 – бакальская и кызылташская, 8 – саткинская и суранская, 9 – айская и большеинзерская; 10 – метаморфические комплексы архея и протерозоя; 11 – границы: а) – геологические, б) – тектонические; 12 – магнетитовые месторождения и проявления.

матики кристаллического магнетита, добываемого на российских месторождениях, стали В.И. Виноградов и В.М. Горожанин [3], которые представили уникальные данные для единичных образцов магнетитовой породы, доломита и алевролита из крупнейшего Саткинского месторождения. Изотопно-геохимическое исследование магнетитов и вмещающих карбонатных пород Южно-Уральской провинции были продолжены нами и первоначально проведены на примере эталонного для России Саткинского рудного поля [14].

В настоящей статье представлены новые данные изучения Rb-Sr систематики основных промышленных магнетитовых объектов, охватывающих ранее выделенные подтипы месторождений Южно-

Уральской провинции [8] в отложениях нижнего рифея: рудные поля Сатки, Бакала в северо-западной части мегантиклинория, месторождения Исмакаево, Кызылташ в юго-восточной его части (рис. 1). На этой основе нами проведено сравнение месторождений кристаллического магнетита Южно-Уральской провинции с магнетитовыми провинциями Западной Европы.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Объектами исследования стали магнетиты четырех месторождений: Саткинского, Бакальского, Исмакаевского и Кызылташского и разнотипные кар-

бонатные породы (известняки, доломиты и анкериты) вмещающих толщ. Отобранные образцы делились на две части, одна из которых шла на изготовление препаратов для петрографического изучения, а другая истиралась и использовалась для различных видов изотопно-геохимического анализа. Содержания петрогенных окислов в известняках, доломитах и магнезитах определены весовым химическим методом, содержания Mn и Fe в известняках и доломитах – атомно-абсорбционным методом в лаборатории ГИН РАН и на микроанализаторе в ИМин УрО РАН (Миасс). Минеральный состав силикокластической составляющей изучен в ИГиГ УрО РАН и ИГГД РАН методом рентгеновской дифрактометрии после растворения карбонатного материала. Результаты геохимического и минералогического изучения карбонатных пород сведены в таблицу 1.

Изучение Rb-Sr систематики магнезитов и околорудных доломитов проводилось в валовой карбонатной составляющей образца после его растворения в 2.5N HCl при $t = 60^\circ\text{C}$. Изучение Rb-Sr систематики известняков и доломитов, удаленных от рудного поля, проводилось с помощью методики селективного растворения, включавшей предварительную обработку образца раствором ацетата аммония и последующее растворение остатка в уксусной кислоте [7]. Концентрации Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора $^{87}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$. Выделение Sr для определения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ проводилось ионообменным методом с катионитом Dowex AG50W $\times 8$ (200–400 меш) и 2.5N HCl в качестве элюента. Изотопный анализ при определении концентраций Rb и Sr выполнялся на одноколлекторном масс-спектрометре МИ 1320, а изотопный состав Sr измерялся на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Измерение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном карбонате стронция Национального Института стандартов и технологий США NIST SRM-987 в период работы дало значение 0.71026 ± 0.00001 ($n = 21$).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Краткая характеристика геологического строения, минералогических особенностей и геохимических свойств месторождений кристаллического магнезита Южно-Уральской провинции представлена недавно в журнале “Литосфера” [11]. Предлагаемая статья посвящена закономерностям метасоматоза на типовых месторождениях. Основные особенности геологического строения месторождений I подтипа (Саткинского и Бакальского рудных полей) и II подтипа (Исмакаевского месторожде-

ния) были описаны ранее, поэтому ниже приводятся лишь необходимые для понимания сути и привязки проб сведения и более подробная информация по Кызылташскому месторождению.

Саткинские месторождения

Саткинские месторождения, приуроченные к одноименной свите в разрезе нижнего рифея, расположены в районе г. Сатки, где на комбинате “Магнезит” производится до 90% периклаза – основы огнеупорной продукции для металлургии России. Пластообразные магнезитовые залежи мощностью до 40 м прослежены в рудном поле на расстоянии 12 км в составе верхнесаткинской подсвиты, завершающей разрез саткинской свиты. Рудные тела приурочены к нижней части карагайского горизонта мощностью до 700 м, сложенного мелкокристаллическими доломитами, имеющими преимущественно брекчиевидную структуру. Подстилается карагайский горизонт глинистыми доломитами каменногорского горизонта, перекрывается – тонкозернистыми известняками казымовского горизонта. Материал для исследования был отобран из известняков казымовского горизонта за пределами рудного поля (отроги горы Казымовской), из доломитов карагайского горизонта, расположенных как на расстоянии первых метров от магнезитовых залежей, так и удаленных от рудных зон и соответствующих разным стратиграфическим уровням, а также из магнезитов (профиль через две сближенные залежи в шахте Магнезитовая). Одна проба отобрана из доломитов нижнесаткинской подсвиты (расчистка в дороге на ДОФ-2 у моста через р. Сатку).

Карбонатные породы карагайского и казымовского горизонта имеют высокую чистоту, за редким исключением содержат минимальное количество терригенной примеси на уровне 1–2% (при колебаниях 0.5–5%), представленной кварцем, гидрослюдой и хлоритом.

Известняки (микритовой структуры) характеризуются низкими концентрациями Mg (<0.3%), Mn (10–30 г/т) и Fe (250–1120 г/т), очень высокими – Sr (1140–2750 г/т) и имеют минимальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70460–0.70520 (табл. 1, рис. 2а, 3а).

Доломиты нижнесаткинской подсвиты (тонкокристаллической структуры) (проба ST6-44, табл. 1), представленные глинистыми тонкослоистыми разностями, имеют повышенное содержание терригенной примеси (9.6%) и повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71481). *Доломиты* карагайского горизонта (тонко- и мелкокристаллической структуры), отобранные на удалении от рудного поля, характеризуются вариациями отношения Mg/Ca (0.59–0.64), близкими к стехиометрическому (0,62) и низкие содержания Sr (24.6–62.8 г/т). Содержания Mn (45–160 г/т) и Fe (550–5750 г/т) и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70743–0.73079, рис. 2а, 3а) в доломитах

Таблица 1. Некоторые геохимические характеристики карбонатных пород и магнезитов нижнего рифея

№ пробы	Лито- логия	Н.о.,%	Mg/Ca	Mn г/т	Fe г/т	Rb, г/т	Sr, г/т	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr изм.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Саткинская свита									
<i>Казымовский горизонт</i>									
UC-79	Cc	3.5	0.003	31	790	0.47	2453	0.0005	0.70473
2-21	Cc	0.8	0.005	14	280	0.10	2740	0.0001	0.70465
UC-78	Cc	0.9	0.003	11	250	0.03	2753	0.0000	0.70460
2-18	Cc	1.7	0.005	20	460	0.12	2180	0.0002	0.70470
2-16	Cc	2.2	0.006	18	700	0.12	2340	0.0002	0.70466
2-10	Cc	2.9	0.002	23	800	0.19	1140	0.0005	0.70520
UC-74	Cc	1.1	0.005	21	420	0.04	1675	0.0001	0.70468
UC-73	Cc	3.1	0.003	22	730	0.54	1490	0.0011	0.70482
<i>Карагайский горизонт</i>									
m180-12	Mgz	1.3	98.0	220	6220	0.25	1.19	0.6087	0.71787
m180-11	Mgz	1.1	89.4	270	6200	0.47	3.02	0.4510	0.71935
m180-10	Mgz	1.6	35.5	230	7040	0.40	1.68	0.6898	0.71638
m180-9	Mgz	1.9	72.6	330	13300	0.31	2.70	0.3326	0.71525
m180-8	Dm	3.4	0.63	150	1830	0.50	43.6	0.0336	0.70822
m180-7	Dm	2.7	0.59	150	1510	0.44	49.0	0.0263	0.70816
m180-6	Mgz	0.9	88.7	280	12400	0.28	1.69	0.4799	0.71425
m180-5	Mgz	1.7	112	240	8990	0.35	1.07	0.9475	0.71476
m180-4	Mgz	1.5	98.5	240	14000	0.38	1.54	0.7148	0.71562
m180-3	Mgz	0.5	55.1	230	7260	0.11	4.8	0.0664	0.71793
m180-1	Mgz	1.4	56.0	330	14500	0.25	4.0	0.1815	0.71517
m180-2	Dm	2.8	0.60	150	1710	0.26	42.6	0.0179	0.70825
ST6-45	Dm	1.0	0.61	70	600	0.30	44.2	0.0199	0.70659
ST6-3A	Dm	0.1	–	–	–	0.25	26	0.0276	0.7077
ST6-3B	S-Dm	7.1	–	–	–	0.26	71	0.0106	0.7134
ST6-7A	Dm	0.2	–	–	–	0.11	23	0.0140	0.7070
ST6-7B	S-Dm	0.1	–	–	–	0.18	28	0.0186	0.7080
Kar-11-1a	Dm	0.8	0.62	–	270	0.25	34	0.0210	0.7118
Kar-11-1b	S-Dm	0.1	0.63	–	800	0.29	107	0.0078	0.7213
Kar-11-1c	Dm	0.1	–	–	–	0.23	28	0.0236	0.7103
Kar-10-7a	Dm	0.1	0.61	209	1478	0.26	23	0.0333	0.7078
Kar-10-7b	Dm	0.1	–	–	–	0.29	28	0.0305	0.7070
Kar-10-7c	S-Dm	0.1	0.62	186	1789	0.39	27	0.0421	0.7075
Kar-10-7d	Dm	0.1	–	–	–	0.33	25	0.0378	0.7092
<i>Нижнесаткинская подсвита</i>									
ST6-44	Dm	9.6	0.61	150	800	0.60	51.0	0.0345	0.71481
Бакал, <i>Березовская пачка</i>									
UB-101	Cc	0.5	0.003	46	385	0.01	1040	0.0001	0.70474
UB-121	Cc	0.7	0.003	22	280	0.05	960	0.0002	0.70479
UB-198	Cc	0.6	0.003	16	250	0.15	1000	0.0004	0.70457
UB-209	Cc	0.2	0.003	20	260	0.06	990	0.0002	0.70462
UB-65	Cc	0.7	0.003	22	210	0.04	830	0.0001	0.70467
UB-76	Cc	0.5	0.003	25	250	0.04	990	0.0001	0.70471
UB-81	Cc	0.7	0.003	40	390	0.04	790	0.0002	0.70481
<i>Шуйдинская пачка</i> Петлинский карьер									
Пе-2	Dm	1.2	0.53	105	3700	0.29	127	0.0067	0.71174
Пе-4	Mgz	0.6	28.7	660	33600	0.04	15.8	0.0070	0.71099
Пе-8b	Dm	0.6	0.51	40	5200	0.33	47.9	0.0202	0.71591
Пе-9	Dm	0.9	0.52	95	5720	0.49	99.7	0.0144	0.71438
Пе-13	Mgz	0.8	160	800	48800	0.03	2.2	0.0369	0.71419
Пе-14	Mgz	0.8	190	820	50800	0.04	2.7	0.0424	0.71239
Пе-15	Mgz	0.6	110	740	47600	0.04	3.2	0.0319	0.71633
Пе-16	Mgz	0.0	39.4	970	49400	0.02	5.9	0.0084	0.71355
Пе-17	Mgz	0.5	132	830	46700	0.02	1.8	0.0259	0.71830

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Карьер Центральный Иркутскан									
Kont-1D	FeDm	4.6	–	1150	22100	0.25	42.3	0.0172	0.72412
CI-2D	FeDm	2.2	0.556	360	7080	0.14	75.8	0.0055	0.71522
CI-1D	FeDm	3.3	0.558	570	9500	0.08	22.7	0.0106	0.72145
386к	Mgz	0.21	10.318	385	37955	0.06	16.5	–	0.72078
Карьер Новобакальский									
Bmz	Mgz	–	3,502	223	21341	0.31	27.8	–	0.71315
Исмакаево									
<i>Миньякская подsvита, суранская svита</i>									
дер. Исмакаево									
i-1-1	Mgz	8.1	44.4	1920	57300	0.33	2.9	0.3276	0.72224
i-1-5	Mgz	11.1	68.7	1890	51900	1.48	1.6	1.8049	0.76250
i-1-9	Mgz	1.1	120	1970	68100	0.10	1.5	0.1907	0.72360
i-1-11	Mgz	10.3	490	1860	54500	0.27	1.3	0.5843	0.72410
i-3-9	Mgz	2.9	450	1950	61500	0.36	1.1	0.9161	0.72962
i-3-10	Dm	5.4	0.53	610	15900	0.28	44.4	0.0185	0.72625
i-2-2	Dm	12.9	0.56	600	18300	0.50	26.8	0.0546	0.72983
i-2-3	Cc	15.1	0.08	350	6010	0.40	182	0.0064	0.71104
i-2-8	Dm	11.1	0.46	1320	27700	0.40	46.6	0.0251	0.71622
i-2-13	Cc	4.6	0.03	160	1490	0.30	700	0.0013	0.70587
Кызылташское месторождение									
m28-3	Mgz	2.0	110	340	15900	0.38	1.8	0.6112	0.7256
m28-2	Mgz	1.9	130	400	17200	0.35	1.9	0.5196	0.7237
K6-11	Dm	17.2	–	–	–	0.28	68	0.0119	0.7191
K6-10	Dm	6.2	–	–	–	0.36	37	0.0286	0.7179
K6-2	Cc	9.8	–	–	–	0.40	316	0.0037	0.7099
K6-1	Cc	8.2	–	–	–	0.50	279	0.0052	0.7082

Примечание. Н.о. – нерастворимый остаток, Сс – известняк, Dm – доломит, S-Dm – доломит крупнокристаллический, FeDm – доломит железистый, Mgz – магнезит.

выше, чем в известняках. Указанные параметры положительно коррелируются с содержанием терригенной примеси, что предполагает частичный обмен элементами и радиогенным ^{87}Sr между силикокластической и карбонатной составляющими доломитов, вероятно, в условиях полузамкнутой системы [14]. Околорудные доломиты не отличаются от доломитов периферийных зон по величине отношения Mg/Ca (0.59–0.63) и средним содержаниям Mn (150 г/т), Fe (1680 г/т) и Sr (45 г/т), однако значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них ниже (0.70659–0.70825, табл. 1). Это отношение увеличивается при приближении к магнезитовым залежам от 0.70659 до 0.70825, но в околорудных доломитах заключено в узких пределах – 0.70816–0.70822. Отдельную группу представляют собой вторичные белые крупнокристаллические доломиты, образующие гнезда в мелкозернистом темно-сером вмещающем доломите. Образцы крупнокристаллических доломитов отобраны в магнезитовых карьерах. Для этих доломитов характерно отсутствие глинистой примеси, но иногда встречаются заметные количества кварца (выполняющего зальбанды гнезд). По сравнению с темно-серыми вмещающими доломитами крупнокристаллические разности обогащены Fe (по данным микронзондового анализа 1300 г/т по сравне-

нию с 200 г/т в сером доломитовом матриксе [12]) и Mn (по данным ЭПР, [22]), а также радиогенным ^{87}Sr (отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0.7213, табл. 1).

Магнезиты имеют состав, близкий к стехиометрическому. Содержание Mg в них достигает 27.4–28.7%, а Ca не превышает 0.3–0.8% (табл. 1). Терригенная примесь незначительна (0.5–1.9%) и представлена кварцем, магнезиальным хлоритом, редко тальком, при отсутствии гидрослюда. По сравнению с доломитами в магнезитах повышается содержание Mn (220–330 г/т) и Fe (620–14500 г/т), и резко снижается концентрация Sr (1.0–4.8 г/т). Положительная корреляция между содержаниями Sr и Ca ($r = 0.68$) в магнезитах, вероятно, отражает изоморфное замещение иона кальция стронцием в примеси доломита. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во всех изученных магнезитах выше, чем в околорудных доломитах (0.71425–0.71935, рис. 3а). Это отношение отрицательно коррелируется с содержанием Fe ($r = -0.76$) и не зависит от доли силикокластической примеси. Наблюдается зависимость значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от положения в магнезитовой залежи в двух изученных рудных телах: высокие значения характерны для центральных зон, по мере перехода к краевым частям они уменьшаются от 0.71793 до 0.71425 в первом теле и от 0.71935 до 0.71525 – во втором [14].

Первая попытка изучения Rb-Sr систематики магнезитов Саткинского месторождения была основана на единственном образце [3]. Однако авторами не указано, из какой части залежи он был отобран, какое количество силикокластической примеси содержал и каким лабораторным способом обрабатывался. Остается лишь догадываться, представляет ли опубликованное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ только карбонатную составляющую или валовую породу. Полученное авторами высокое содержание Rb, достигающее 10 г/т, позволяет предполагать, что образец был разложен как валовая порода, а следовательно, Rb-Sr характеристики относятся к смеси карбонатной и силикатной компонент. Принципиальное различие в методическом подходе не позволяет сравнивать Rb-Sr данные, опубликованные в цитируемой работе и представленные в этой публикации.

Таким образом, для Саткинского рудного поля наблюдается тенденция повышения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк–вмещающий мелкозернистый темно-серый доломит–гнездовый крупнокристаллический белый доломит–магнезит. Максимальная величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отмечается в центральной части магнезитовых залежей.

Бакальское рудное поле

Бакальское рудное поле, известное, прежде всего, как крупнейшее в мире скопление сидеритовой руды, содержит также и магнезитовые залежи [25]. Бакальская свита представляет собой чередование горизонтов существенно карбонатных и терригенно-глинистых пород общей мощностью около 1500 м, причем сидеритовые залежи развиты во всех пяти карбонатных горизонтах, а магнезиты – только в шуйдинском. Все карбонатные горизонты, кроме доломитового шуйдинского, представлены известняками с зонами метасоматической доломитизации около сидеритовых тел, распределение которых подчиняется структурно-литологическому контролю. В Бакальском рудном поле, сидериты развиваются эпигенетически по магнезитам [10]. Установлено, что магнезиты древнее раннесреднерифейской генерации диабазов, а сидериты – моложе [18]. Магнезитовые тела имеют пластообразную форму, ту-

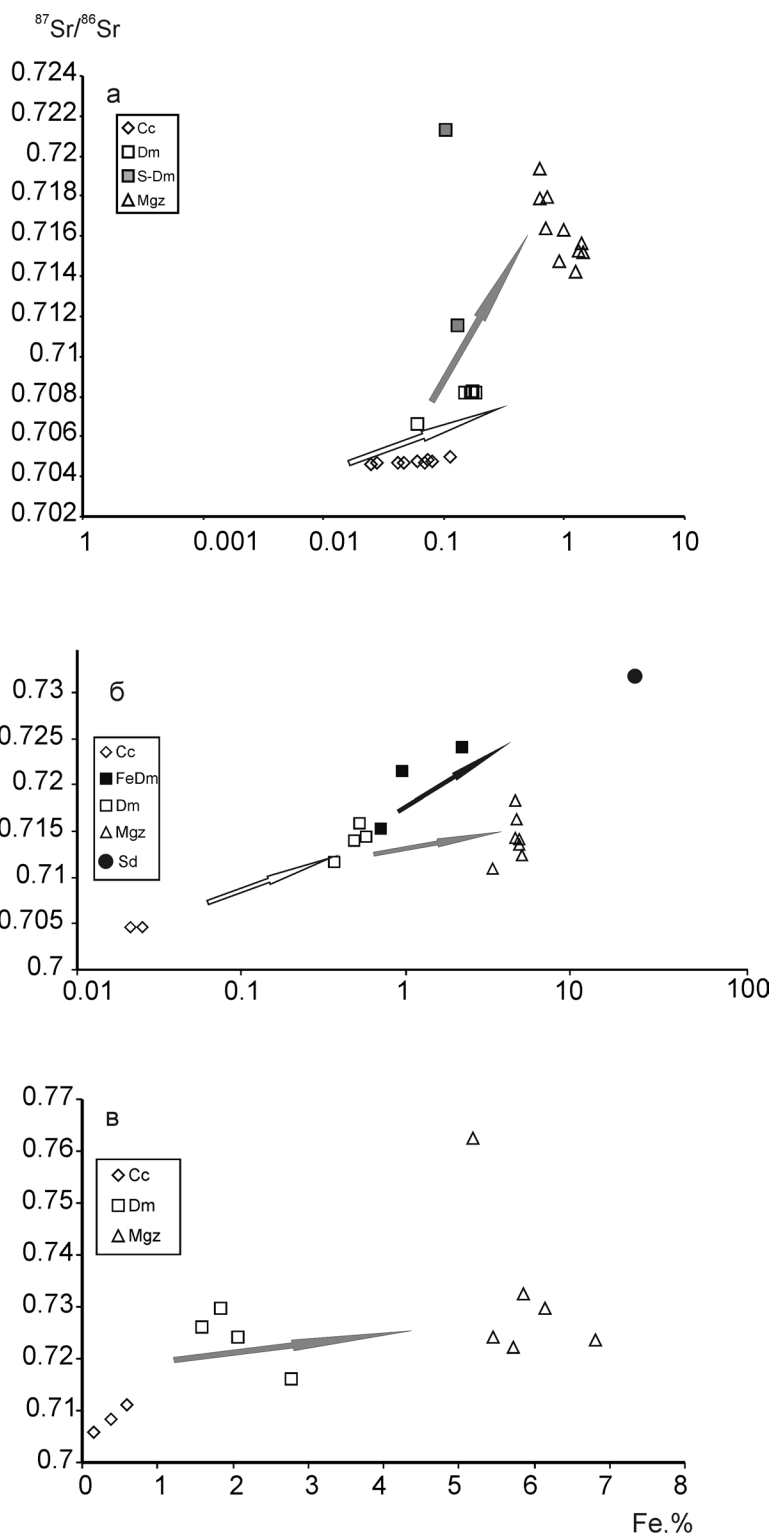


Рис. 2. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от содержания Fe в карбонатных породах и магнезитах Саткинских (а), Бакальских (б), Ирмакаевского (в) месторождений.

Cc – известняк, Dm – доломит, S-Dm – вторичный крупнокристаллический доломит, FeDm – железистый доломит, Mgз – магнезит. Стрелками показано направление метасоматического минералообразования: прозрачная – ранняя стадия доломита, серая – единая стадия доломита и магнезита, черная – ранняя стадия железистого доломита и сидерита.

пые метасоматические контакты с вмещающими доломитами, мощность тел достигает 20–30 м. Выделяется две субширотные полосы развития магнетитовых залежей: в центральной части сидеритового рудного поля и севернее зоны развития сидеритового оруденения.

Материал для исследования отобран в карьерах Центральный Иркутскан, Новобакальском и Петлинском. Доломиты и магнетиты в различной степени обогащены железом, поскольку расположены вблизи зон интенсивной сидеритизации. Магнетиты приурочены к нижней части доломитового горизонта мощностью 60–100 м, представленного пакетами массивных и тонкослоистых доломитов с маломощными телами строматолитов. В Петлинском карьере магнетитовая залежь мощностью до 20 м прорвана крупной дайкой габбро-диабазов и пикрит-диабазов с образованием контактовой зоны брусита [11]. В Новобакальском карьере доломиты и магнетиты опробованы в юго-западном борту, к западу от контактовой зоны бруситизации. Известняки для сравнительной характеристики химических свойств отобраны в 3 км к востоку от рудного поля в березовской пачке бакальской свиты [15].

Известняки из березовской пачки (мощность до 250 м) имеют тонкокристаллическую структуру, отличаются чистотой (0.2–0.7% терригенной примеси), характеризуются низким отношением Mg/Ca (0.003–0.065), пониженным содержанием Mn (16–46 г/т) и Fe (210–390 г/т), наряду с высоким содержанием Sr (765–1090 г/т, табл. 1). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них низкое (0.70456–0.70481, рис. 26, 36) и соответствует изотопному составу Sr в океане конца раннего и начала среднего рифея, согласно известным данным для карбонатных пород этого возраста [16, 17].

Доломиты имеют мелкокристаллическое сложение, небольшую примесь терригенного материала (0.2–4.6%), представленного кварцем, гидрослюдой, хлоритом; около диабазов отмечается серпентинит. В доломитах шуйдинского горизонта на месторождении Центральный Иркутскан отношение Mg/Ca несколько ниже стехиометрического (0.55), содержания Fe и Mn повышены (7080–9500 и 360–570 г/т, соответственно), а Sr – понижены (23–75 г/т). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах шуйдинского горизонта достигает значений 0.71522–0.72145, что существенно выше, чем в неизмененных бакальских известняках (рис. 36). На Петлинском месторождении в доломитах около магнетитовой залежи, прорванной диабазами, силикокластическая примесь незначительна (0.62–1.21%), отношение Mg/Ca ниже стехиометрического (0.51–0.53), содержания Fe и Mn немного повышены (3559–5557 и 35–100 г/т соответственно), а Sr находятся на оптимальном уровне (47–127 г/т). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих доломитах варьирует незначительно (от 0.71174 до 0.71591) и

в целом несколько ниже, чем в доломитах месторождения Центральный Иркутскан. Вероятно, такое различие связано с более заметным влиянием наложенной сидеритизации на карбонатные породы месторождения Центральный Иркутскан, чем на породе Петлинского месторождения.

Магнетиты на месторождении Центральный Иркутскан представлены чистой от терригенной примеси (0.22%) железистой крупнокристаллической (зерна до 10 мм) разновидностью с высокими концентрациями Fe и Mn (37955 г/т и 385 г/т по пробе 386к), невысоким содержанием Sr (16.5 г/т) и повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.72078). В Новобакальском карьере магнетиты сложены кристаллами размером до 5–7 мм, содержат небольшую терригенную примесь (около 2%), много Fe (21341 г/т) и Mn (233 г/т), но мало Rb (0.31–0.49 г/т) и Sr (27.8 г/т). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнетите составляет 0.7132–0.7157. В Петлинском карьере магнетиты (размер зерен 5–7 мм), чистые от терригенной примеси (0.47–0.8%), как правило, с низким содержанием Rb (0.02–0.04 г/т) и Sr (1.8–5.7 г/т), содержат много Fe (21793–49280 г/т) и Mn (639–943 г/т), и имеют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71099–0.7183$ (рис. 36).

Таким образом, для карбонатных пород бакальской свиты отмечается та же тенденция, что и для пород саткинской свиты: возрастание отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк–доломит–магнетит. Известняки, отобранные на удалении от рудных полей, представляют собой наименее измененные осадочные разности и сохранили отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морской воды раннего рифея. В наиболее детально изученном разрезе Петлинского месторождения средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах и магнетитах одинаковы, соответственно 0.7140 и 0.7143. Средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных доломитах шуйдинского горизонта незначительно выше, чем в магнетитах, соответственно 0.7171 против 0.7146. Повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в шуйдинских доломитах, возможно, связано с примесью силикокластического компонента и влиянием наложенных сидеритообразующих флюидов, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в которых достигало 0.740 [15].

Исмакаевское месторождение

Исмакаевское месторождение расположено в 20 км к северу от поселка Верх. Авзян около одноименной деревни. Магнетитовое оруденение приурочено к карбонатной (миньякской) подсвите суранской свиты нижнего рифея и локализовано в западной части Ямантауского антиклинория. Миньякская подсвита мощностью до 500 м сложена известняками и доломитами с прослоями мергелей, глинистых сланцев и полевошпат-кварцевых песчаников, подстилается и перекрывается терригенно-

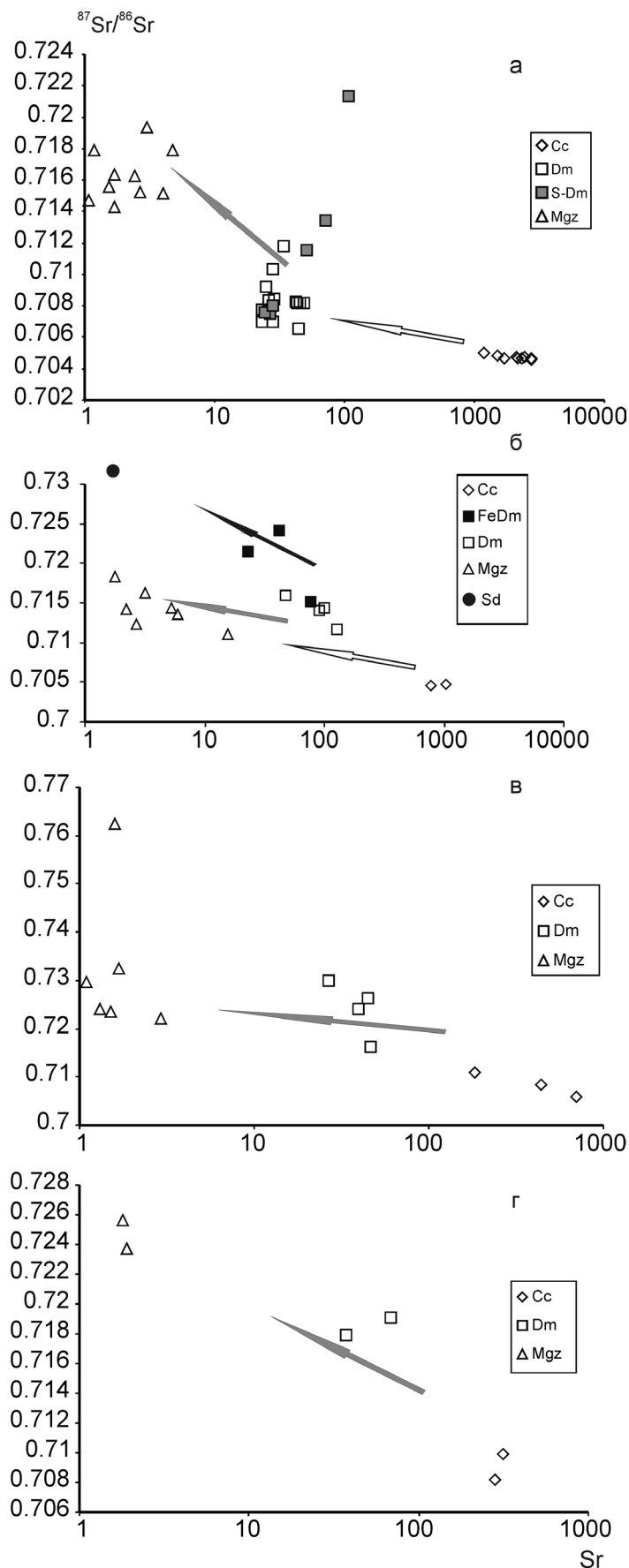
глинистыми отложениями. Сложного строения магнезитовая залежь общей мощностью до 400 м представлена серией линзовидных тел, разделенных прослоями филлитовидных сланцев и доломитов. В северном направлении магнезиты резко выклиниваются в доломитах, последние далее к северу сменяются доломитистыми известняками, формируя, таким образом, метасоматическую зональность [11]. Для исследования отобраны все типы карбонатных пород из обнажений вкост метасоматической зональности, на расстоянии около 700 м в северном направлении.

Известняки из расчисток у тракта Авзян-Тукан представлены тонкослоистой и косослоистой (калькаренит) разностями с микритовой структурой, иногда обогащенными алевропсаммитовой примесью кварца, альбита и калишпата, что обуславливает повышенное содержание в породах нерастворимого минерального остатка (4.9–16%). Степень доломитизации слабая ($Mg/Ca = 0.075–0.029$), концентрации Fe и Mn понижены (соответственно 1418–5198 и 160–350 г/т), а Sr – повышены (182–700 г/т). В наименее доломитизированном известняке (проба i-2-13) отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0.70587 (табл. 1, рис. 2в, 3в), что указывает на лишь незначительную переработку пород эпигенетическими флюидами, несмотря на то, что в этой пробе, по данным рентгеновского анализа и микроскопического изучения, присутствует примесь калишпата и мусковита.

Доломиты в северном направлении от магнезитовой залежи распространены на расстоянии до 500 м. Зона контакта с известняками пересекает слоистость и имеет сложное строение. Доломиты как из контактов с магнезитовыми залежами, так и около контактовой зоны с известняками имеют мелкозернистую структуру и сходные химические свойства. Они характеризуются повышенной терригенной примесью (5.5–12.83%), представленной преимущественно кварцем, с примесью полевых шпатов и слюды. Отношение Mg/Ca в доломитах ниже стехиометрического (0.46–0.56), концентрации Fe и Mn повышены (соответственно 15900–27700 г/т и 600–1320 г/т), Sr понижены (26–46 г/т), а отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ высокое и варьирует в пределах 0.71622–0.72983 (рис. 2в, 3в).

Рис. 3. Зависимость отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от содержания Sr в карбонатных породах и магнезитах Саткинских (а), Бакальских (б), Исмакаевского (в) и Кызылташского (г) месторождений.

Условные обозначения – на рис. 2.



Кристаллические *магнезиты* (размер зерен 1–5 мм) имеют полосчатую текстуру, наследующую слоистость вмещающих карбонатных пород. Для магнезитов характерно присутствие гнезд кварца с примесью доломита и магнезиального хлорита, реже талька, количество нерастворимого минерального остатка достигает 2–10%. Концентрации Fe и Mn (соответственно 51900–68100 и 1860–1970 г/т) и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.72224–0.72962) высокие, а концентрации Sr (1.1–2.9 г/т) **очень низкие** (рис. 2в, 3в). В пробе i-1-5 отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0.76250 (табл. 1), в ней также наблюдается увеличение в 5 раз концентраций глинозема (1.46%) и K_2O (0.56%), по данным рентгеновского анализа, обнаружен мусковит [11].

Таким образом, для Исмакаевского месторождения в ряду известняк–доломит–магнезит также отмечается тенденция уменьшения концентрации стронция и увеличения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Среднее значение этого отношения в породах указанного метасоматического ряда изменяется от 0.7085 в известняках через 0.7241 в доломитах до 0.7324 в магнезитах. В этом же ряду происходит нарастание концентраций Fe (3300–18100–53500 г/т) и Mn (15–735–1730 г/т) и наблюдается обеднение Sr (440–40–1.7 г/т).

Кызылташское месторождение

Кызылташское магнезитовое месторождение в составе Сюрюнзякской группы расположено в 25 км к западу от Белорецка на западном крыле Маярдаского антиклинория, сложной зонально метаморфизованной тектонической структуры. Месторождение приурочено к низам кызылташской свиты, относимой к верхней части нижнего рифея [24], сложенной доломитовыми и кальцитовыми мраморами с прослоями хлоритовых сланцев. По данным З.М. Ротару [21], отложения изменены в условиях хлоритовой зоны зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Рудоносной является ахмеровская подсвета (суммарная мощность мраморов до 300 м), расположенная среди слюдяных кварцитов и гнейсовидных двуслюдяных кварц-карбонатных с гранатом сланцев. Магнезиты образуют мощные скальные выходы высотой до 20–30 м на правом берегу р. Большой Сюрюнзяк в разрезе протяженностью около 1 км. Рудные залежи пластообразные и линзовидные, вытянуты согласно со слоистостью вмещающих карбонатных пород с прослоями кварц-хлоритовых и кварц-хлорит-серицитовых с графитом и тальком сланцев. Всего в разрезе карбонатной толщи насчитывается до 10 магнезитовых тел мощностью от 2 до 78 м (в среднем по месторождению – 16 м). Запасы магнезитов достигают 24 млн. т [25]. Вмещающие породы представлены доломитами, на удалении от магнезитов по разрезу переходящими в доломитизированные и чистые мраморизованные известняки. Мощность

прослоев доломитов (в том числе глинистых доломитов и прослоев глинистых пород) между магнезитами составляет 10–20 м. Среди доломитов отмечены участки, магнезиальных доломитов с повышенным относительно стехиометрического содержания MgO . По данным О.С. Андриановой и др. (1957 г.) наиболее чистые магнезиты приурочены к центральной части залежей, а по направлению к подошве и кровле наблюдается переход в магнезиальные доломиты и доломитизированные известняки. Латеральные контакты магнезитов и доломитов не изучены. Рудные тела подвержены тем же пликативным и дизъюнктивным дислокациям, что и вмещающие карбонатно-терригенные породы.

Вмещающие кальцитовые мрамора характеризуются средне- и крупнозернистой гранобластовой структурой с размером изометричных зерен 0.2–1 мм и полосчатостью, образованной неравномерным послойным распределением углеродистоглинистой примеси. Мрамора сложены преимущественно кальцитом с небольшой примесью кварца и серицита. Около магнезитовых залежей наблюдается постепенная доломитизация кальцитовых мраморов. Структуры магнезитов, как правило, крупнокристаллические. Размеры зерен составляют в основном около 5–10 мм, но встречаются как тонко-мелкозернистые участки с размерами зерен 0.2–0.4 мм, так и очень распространенные перекристаллизованные разности с вытянутыми кристаллами магнезита до 7–8 см. Нами отмечена приуроченность наиболее крупнокристаллических разновидностей к центральным частям магнезитовых залежей, установлена связь крупнокристаллических пинолитовых структур с обогащенными терригенным компонентом прослоями магнезитов (“хризантемовидный магнезит”). Данные термического и рентгенографического изучения подтверждают повышенное содержание кварца до 5–15% и магнезиального хлорита до 10–15% в полосчатых пинолитовых магнезитах. В периферийных, контактовых частях развиты среднезернистые магнезиты. Тальк на Кызылташском месторождении является акцессорным минералом, развивающимся в виде тонких чешуек между кристаллами магнезита, часто совместно с кварцем и хлоритом. Доломит в магнезитах является постоянной, но незначительной примесью как правило, не более 1–2%), содержание которой несколько увеличивается в контактовых зонах. В виде незначительной примеси в магнезитах встречаются также серицит и пирит.

Для исследования было отобрано по две пробы магнезита из центральных частей залежей, доломита из контактовых с магнезитами зон и мрамора из участков, удаленных от магнезитов на расстоянии до 100 м.

Мрамора сложены кальцитом ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.035$) светло-серого цвета и имеют гранобластовую структуру с размером зерен около 1 мм, содержание терригенной примеси изменяется от 4 до 8%).

Породы характеризуются невысокими содержаниями Rb (0.4–0.5 г/т) и Sr (279–316 г/т), но высокими концентрациями Fe (в среднем 10450 г/т). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах варьирует в пределах 0.7082–0.7099 (рис. 3г), что значительно выше значений, характерных для морской воды раннего рифея [16].

Доломиты имеют мелко-, среднезернистую структуру, серый цвет, в них сохраняются осадочные линзовидно-слоистые текстуры. Содержание терригенной примеси невысокое, содержания Rb (0.28–0.36 г/т) и Sr (37–68 г/т) типичны для доломитов региона. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ повышенное – 0.7179–0.7191 (рис. 3г).

Магнезиты имеют крупнокристаллическую структуру с размером кристаллов до 30 мм и полосчатую текстуру. Содержание нерастворимого остатка составляет около 2%, а Rb – 0.35–0.38 г/т. Низкие концентрации Sr в образцах (1.8–1.9 г/т) и высокие содержания Fe (15900–17200 г/т) и Mn (340–400 г/т) являются типичными для магнезитов Кызылташского месторождения. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ высокое – 0.7237–0.7256 (рис. 3г).

Распределение основных изученных компонентов (Mn, Fe, Sr и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в карбонатных породах Кызылташского месторождения имеет те же тенденции, что и на других месторождениях и отражает степень проработки пород эпигенетическим флюидом во время метасоматического замещения в ряду известняк–доломит–магнезит.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обобщая Rb-Sr данные для разнотипных карбонатных пород стратотипического разреза нижнего рифея, отметим следующее.

1. Содержания Sr в известняках варьируют в широких пределах и образуют две группы пород: “умеренную” (180–700 г/т) и “высокостронциевую” (810–2750 г/т). Первая группа соответствует типичным известнякам рифея, например в каратавской серии Южного Урала [17] и в средневерхнерифейских отложениях Восточной Сибири [6]. Вторая группа характеризуется аномально высокими содержаниями Sr, нетипичными для пород нижнего рифея. Такие высокие содержания Sr свойственны современным неизменным карбонатным осадкам [28].

2. Концентрация Sr в изученных доломитах варьирует преимущественно в пределах 22–70 г/т, но в тех случаях, когда образцы содержат примесь кальцита, она достигает 99.7–127 г/т. Эти значения являются типичными для доломитов из карбонатных комплексов различного возраста и разных регионов, за исключением доломитов эвапоритовых толщ, содержащих целестин [26, 27].

3. Концентрация Sr в большинстве магнезитов около 1–3 г/т, но в образцах, отобранных вблизи до-

ломитовых толщ, она повышается до 4.8–15.8 г/т.

4. Содержание Rb во всех типах карбонатных пород очень низкое и варьирует в узких пределах 0.03–0.50 г/т. Исключением является один образец i-1-5, в котором количество этого элемента достигает 1.48 г/т. Такое обогащение Rb может быть связано с частичным растворением алюмосиликатной примеси (в этом образце ее около 11%), например, хлорита, содержащего большое количество Rb.

Резкое уменьшение концентрации Sr в ряду кальцит–доломит–магнезит объясняется кристаллохимическими особенностями. Ионный радиус стронция (1.2 Å) близок к ионному радиусу кальция (1.04 Å), но слишком велик, чтобы стронций мог заместить в кристаллической решетке магний (0.74 Å). По этой же причине структуры магнезиальных карбонатов (доломита и особенно магнезита) неблагоприятны для вхождения Rb. При минеральных трансформациях в ряду кальцит–доломит–магнезит карбонатный материал не обогащается рубидием, подтверждением этому служат сходные концентрации Rb в изученных известняках, доломитах и магнезитах (0.03–0.58, 0.06–0.50 и 0.11–0.48 г/т, соответственно). Поведение Mn и Fe в ряду кальцит–доломит–магнезит, значимо отличается от поведения стронция и рубидия. Марганец и железо, обладая малыми ионными радиусами (соответственно 0.91 и 0.8 Å), по Г.Б. Бокию, Н.В. Белову [23], будут предпочтительно входить в магниевые минералы. Изученные известняки содержат до 350 г/т марганца, доломиты – до 1320 г/т, а магнезиты – до 2000 г/т. Количество железа также увеличивается при переходе от известняков (до 0.6%) к доломитам (до 2.8%) и далее – к магнезитам (до 6.8%).

В случае магнезитовых пород интерпретация полученных Rb-Sr данных встречает 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. Проблема радиогенной добавки не столь актуальна при исследовании относительно молодых палеозойских магнезитовых пород, которыми сложены месторождения в герцинидах Австрии и Испании. При вычислении радиогенной добавки исследователи использовали возрастные значения от 330 до 250 млн. лет [31, 33].

Вычисленное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рифейских магнезитах Южного Урала в предположении, что они одновозрастны с вмещающими породами (1550 млн. лет для сагинской и суранской свит и 1430 млн. лет для бакальской и кызылташской свит), варьирует в пределах 0.6924–0.7223.

В этом случае, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в трех образцах магнетита из Саткинского месторождения 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 и 1430 млн. лет), вероятно, завышены, а Rb-Sr системы магнетитов (а, возможно, и других карбонатных пород) исследованных месторождений были перестроены на более позднем этапе в ходе перекристаллизации, сопровождавшейся приливом дополнительного количества Rb.

Анализ Rb-Sr систематики саткинских, исмакаевских и кызылташских магнетитов показывает, что "приемлемое" первичное отношение в магнетитах соответствующих месторождений может быть рассчитано при введении поправки на возраст 600 млн. лет. В геологической истории Южного Урала названный возраст согласуется с этапом кадомской региональной тектоно-термальной активизации на границе позднего рифея и венда. Вблизи Исмакаевского и Кызылташского районов в это время образовался Белорецкий метаморфический комплекс [20], остывание метаморфических пород которого происходило 597–542 млн. лет назад [32]. Такое масштабное тектоническое событие, сопровождавшееся растяжением и сжатием, вызывало увеличение теплового потока и миграцию флюидов, что могло быть причиной широкомасштабной катагенетической перекристаллизации рифейских пород. В Бакало-Саткинском районе результатом кадомской активизации стало развитие жильной сидерит-анкерит-доломит-баритовой минерализации и появление локальных зон лиственизации и калишпатизации диабазов, прорывающих бакальские отложения [18]. К-Аг возрасты фукситов и полевых шпатов из ореолов диабазовых даек в Бакальском рудном поле составляет 610–618 млн. лет [5]. Таким образом, можно предположить, что причиной нарушения Rb-Sr систем магнетитов Бакало-Саткинского рудного поля был К-метасоматоз около 620 млн. лет назад. К аналогичному выводу авторы пришли, анализируя **Rb-Sr систематику магнетитов** из пилотной коллекции Саткинского рудного поля [14]. Тем не менее, предполагаемая кадомская активизация могла быть не единственным событием, повлиявшим на Rb-Sr системы магнетитов и, возможно, вмещающих карбонатных пород. Такие нарушения могли произойти в ходе глобальной герцинской орогении, в которую были вовлечены рифейские породы Башкирского мегантиклинория около 250 млн. лет назад.

Так или иначе, присутствие в породе Rb не объясняет увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк-доломит-магнетит *только* радиогенной добавкой ^{87}Sr за счет распада изотопа ^{87}Rb *in situ*. Подобное предположение, сделанное Г. Фриммелем [31] для магнетитов рудного поля Сунк в Вос-

точных Альпах, в свете наших данных кажется ошибочным. Вычисленные с учетом возраста седиментации вмещающих карбонатных пород первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнетитах Саткинского, Бакальского, Исмакаевского и Кызылташского рудных полей достигают соответственно 0.7164, 0.7088, 0.7189 и 0.7189. Более того, концентрация Rb в магнетитах слабо зависит от доли силикокластической примеси ($r = 0.40$), поэтому высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в изученных породах также нельзя объяснить исключительно реакцией карбонатной составляющей с ассоциированной силикокластической примесью.

Средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ исправленного на возраст 600 млн. лет в известняках саткинской и бакальской свит одинаковы и равны 0.7048, в доломитах эти значения повышаются соответственно до 0.7081 и 0.7139, а в магнетитах достигают высоких величин – 0.7124 и 0.7141. Средние отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с поправкой на 600 млн. лет в разнотипных породах кызылташской и суранской свит похожи, но значительно выше, чем в карбонатах Бакало-Саткинского района. В кызылташской свите эта величина составляет 0.7090 – в известняках, 0.7184 – в доломитах и 0.7196 – в магнетитах, а в суранской свите – 0.7084, 0.7238 и 0.7255, соответственно.

Анализ геохимических характеристик и Rb-Sr систематики изученных магнетитов и вмещающих карбонатных пород (известняков и доломитов) показывает, что среди карбонатных пород рифейского стратотипического разреза и магнетитовых руд можно выделить две группы, которые различаются по концентрации малых элементов (Mn, Fe и Sr) и величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Изотопно-геохимические характеристики значительно различаются для всех литотипов (известняк, доломит и магнетит) саткинской и бакальской свит, с одной стороны, и суранской и кызылташской – с другой. Месторождения Саткинского и Бакальского рудных полей и Исмакаевское месторождение относятся к выделенным ранее по совокупности геолого-петрографических и геохимических признаков двум подтипам магнетитовых залежей [11]. Месторождения Сюрюньзякской группы (в том числе Кызылташское) по ряду геологических и геохимических признаков относятся к первому подтипу, но их **Sr изотопная систематика позволяет усматривать сходство с Исмакаевским подтипом.**

Ниже рассмотрен еще один важный вопрос, возникший в результате анализа геохимических и Sr-изотопных характеристик карбонатных пород. Анализ **Rb-Sr систематики проводился нами на основе сравнения измеренных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разных типах карбонатных пород.** Является ли образование метасоматических доломитов в рассмотренных объектах Саткинского, Бакальского и Исмакаевского рудных полей самостоятельным этапом

или оно происходило во время магнетитового метасоматоза?

Известняки Бакало-Саткинской группы выделяются наиболее высокими концентрациями Sr (в пределах 800–2750 г/т) и низкими концентрациями Fe (менее 1000 г/т) и Mn (менее 50 г/т). Известняки этой группы содержат очень мало терригенной примеси и, залегая на удалении от магнетитовых и сидеритовых рудных залежей, не затронуты процессами наложенной доломитизации. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих известняках самое низкое во всей изученной выборке – 0.7046–0.7048 – соответствует такому в морской воде раннерифейского океана [16].

Магнетиты Сатки имеют более высокие средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7163), по сравнению с вмещающими доломитами – 0.7084. Следовательно, можно предполагать, что этапы доломитизации первичных известняков и магнетитового метасоматоза одновременны. В саткинских месторождениях около магнетитовых залежей широким развитием пользуются брекчиевидные доломиты с гнездами вторичного крупнозернистого белого доломита в доломите темно-серого цвета. Детальное изучение показало, что белый доломит формирует совместно с кварцем гнезда выполнения [12]. Этот вторичный крупнокристаллический доломит имеет повышенное, относительно вмещающего мелкозернистого серого доломита содержание Fe (1300 г/т – среднее значение по 14 анализам на микрозонде) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (среднее 0.7116 при колебаниях до 0.7213), повышенное содержание Mn по данным ЭПР [22] повышенное относительно стехиометрического отношения Mg/Ca (до 0.65) за счет тонких вростков магнетита в крупнозернистом доломите. Средние значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнетитах Сатки (0.7163) наиболее близки крупнокристаллическим доломитам из гнезд. Если учесть, что магнетиты характеризуются и повышенными концентрациями железа (9990) и марганца (263 г/т), то становится очевидным, что доломит из гнезд выполнения в периферии рудных залежей связан именно с магнетитовым метасоматозом. Таким образом, в Саткинском рудном поле возможно выделение следующих геохимических разновидностей пород: известняки (надрудный казымовский горизонт), вмещающие метасоматические мелкозернистые доломиты (рудный карагайский горизонт), вторичные крупнокристаллические доломиты, магнетиты (рис. 2а, 3а). Предполагается, что процессу магнетитового метасоматоза предшествовал этап ранней доломитизации карбонатных отложений карагайского горизонта.

В Бакальском рудном поле, несмотря на наложенные процессы сидеритизации, также можно вычленить первичные известняки (Березовская пачка на периферии рудного поля), вмещающие мелкозернистые доломиты шуйдинского горизонта, железистые доломиты контактовых с сидеритовыми залежами зон, магнетиты, сидериты. На рис. 2б

и 3б показано постепенное снижение в указанном ряду концентраций стронция и повышение железа на фоне нарастания величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Доломиты в шуйдинском горизонте распространены во всех изученных разрезах бакальской свиты и не имеют отношения к контактовым зонам железистого доломита, образующим “конверт” вокруг сидеритового оруденения. Шуйдинские доломиты недосыщены магнием ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.53$) и могут рассматриваться как продукт доломитизации на ранних стадиях постдиагенетических преобразований. Они отличаются пониженным содержанием железа и марганца (4870 и 80 г/т) по сравнению с изученными магнетитами, соответственно (46150 и 800 г/т). По величине отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ доломиты и магнетиты обладают сходством (0.7140 и 0.7143), хотя следует отметить определенную роль повышенных концентраций алюмосиликокластики в изученных доломитах, как источника радиогенного стронция. Изучение магнетитов под электронным микроскопом показало крайне неравномерное распределение в них зон ожелезнения, наличие как реликтовых участков низкожелезистого магнетита (FeO от 0.23 до 2%), так и эпигенетических зон брейнеритизации [11], а в зонах, где сидеритовая минерализация отсутствует, валовое содержание FeO в магнетите, по данным химического анализа, составляет 0.44% [4]. Следовательно, можно предполагать формирование доломитов и магнетитов в шуйдинском горизонте в течение одной стадии метасоматического замещения карбонатных пород магнезиальными флюидами, хотя выделение самостоятельного этапа ранней доломитизации карбонатных пород шуйдинского горизонта также возможно.

В Исмакаевском месторождении ситуация несколько проще, здесь возможно выделение только трех геохимических разновидностей: доломитизированные известняки, метасоматические доломиты и магнетиты. Нарастание насыщенности железом и марганцем так же, как и увеличение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при падении концентраций стронция, хорошо проявлено в ряду от известняков к магнетитам (рис. 2в, 3в). Доломиты здесь также характеризуются некоторой недосыщенностью магнием ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.52$), устойчиво высокими концентрациями Fe (20600 г/т), Mn (800 г/т) и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7241). В магнетитах концентрации указанных компонентов еще выше, соответственно Fe – 58600 г/т, Mn – 1900 г/т и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.7324. Сходство значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как и высокая устойчивая железистость в доломитах и магнетитах позволяют предполагать, что, в отличие от Саткинского рудного поля, в Исмакаевском месторождении доломитизация не являлась самостоятельным этапом, а была элементом зональности при железисто-магнезиальном метасоматозе. Следует отметить, что в Исмакаевском месторождении флюид имел максимальную железистость и ве-

личину отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, сближающую его с Бакальским сидеритовым месторождением [15]. Можно предполагать, что метасоматический флюид активно взаимодействовал с силикокластическими породами рифейского разреза. Данные систематики лантаноидов указывают, что растворы, формировавшие Ирмакаевское месторождение, длительно мигрировали в породном бассейне и были наиболее высокотемпературными (положительная европиевая аномалия, низкая величина отношений Y/Ho , Y/Nd) [8]. **Силикокластические породы в разрезе суранской свиты**, вмещающей магнезиты Ирмакаевского месторождения, играют заметную роль. Известно, что Ирмакаевское месторождение расположено вблизи структуры машакского рифтогенного грабена, где в начале среднего рифея проходили мощные тектонические перестройки и внедрение вулканических и субвулканических тел, производящих термальное воздействие на силикокластические породы суранской свиты.

Имеющиеся данные по Кызылташскому месторождению, показывающие ступенчатое нарастание значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3г), позволяют предполагать прохождение этапа доломитизации перед магнезитовым метасоматозом, однако, недостаточная информация (слабая обнаженность доломитовых и кальцитовых пластов по сравнению с магнезитовыми) не позволяет сделать более определенные выводы.

Данные по Sr изотопной систематике карбонатных пород и кристаллических магнезитов месторождений в Западной Европе имеют сходные тенденции с Южно-Уральскими магнезитовыми объектами. Следует отметить, что в настоящее время накопленные нами материалы о Sr-изотопной характеристике магнезитов и вмещающих карбонатных пород Южно-Уральской провинции сопоставимы по объему с данными западных коллег по промышленным магнезитовым объектам, что позволяет проводить корректное сравнение.

Месторождения кристаллического магнезита (“spargy magnesite”) Западной Европы образуют пояс протяженностью до 2000 км от Испании до Словакии в карбонатных комплексах герцинид. Эталонным здесь является месторождение Вайч (Veitsch) в Восточных Альпах (Австрия). Оно приурочено к терригенно-карбонатной толще и представлено линзовидными залежами кристаллического магнезита, окруженными зоной доломитизации в известняках нижнего карбона [34]. На месторождении Хохентауэрн/Сунк, расположенном рядом с Вайч в тех же отложениях, изменение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк–доломит–магнезит составляет 0.7083–0.7085–0.7103 [31]. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках наиболее близко к этому отношению в океане каменноугольного времени (0.7076–0.7081). Отличие изотопного состава Sr в магнезитах и метасоматических доломитах из оре-

олов рудных тел, по сравнению с известняками и морской водой, небольшое. Однако тенденция повышения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сохраняется так же, как и тренд повышения концентраций железа в ряду известняк–доломит–магнезит (0.47%–1.02%–3.41% [30]). Вмещающие карбонатные пачки приурочены к вулканогенно-терригенной морской молассе (граувакковая зона Восточных Альп). Расположенные в этой же зоне сидеритовые месторождения (Эрцберг) также характеризуются трендом повышения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ряду известняк–сидерит, соответственно 0.70931 и 0.71642 [31].

На месторождении Кошице-Медведия (Словакия, Западные Карпаты) кристаллические магнезиты имеют отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71124$ –0.71140 [35], что также выше, чем во вмещающих известняках и доломитах и морской воде карбонного возраста. Содержание FeO в магнезитах составляет 3.6%, в доломитах оно снижается до 1% и в известняках приближается к 0. Карбонатная толща приурочена к черносланцевой последовательности карбона. Баритовые жилы и сидеритовая минерализация в карбонных и пермских карбонатных отложениях данного региона также характеризуется повышенными относительно вмещающих известняков отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответственно 0.7104–0.7115 и 0.7104–0.7112 против 0.7082. [35].

В месторождении Рубиан (Иберийский пояс герцинид на северо-западе Испании) продуктивная толща представляет собой переслаивание карбонатных пород общей мощностью до 100 м и филлитов кембрийской формации Кандана [33]. Известняки магнезито-вмещающей толщи имеют первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70849$ –0.70976, доломиты в периферии рудных залежей – 0.70538–0.70880 и кристаллические магнезиты – 0.64868–0.71415. Вычисленное с поправкой на герцинское событие первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в некоторых образцах доломитах и магнезитах значительно ниже этого отношения в хемогенных осадках кембрийского времени (0.7080–0.7092). Однако С.П. Килиас с коллегами [33] не объяснили причин этого феномена. Среднее содержание FeO в доломите – 0.42%, а в магнезите – 1.16%.

В рассмотренных примерах четко прослеживается тенденция повышения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания железа при переходе от известняков к метасоматическим магнезитах, аналогично месторождениям магнезита Южно-Уральской провинции. Вероятно, для всех месторождений этого класса формирование флюидов и особенности метасоматоза имели элементы сходства. Изучение состава флюидных включений в магнезитах и вмещающих карбонатных породах на рассмотренных месторождениях Западной Европы показало, что Mg-содержащие флюиды являются модифицированными бассейновыми рассолами [33]. Для месторождений “Вайч типа” Австрии

и Словакии было предположено, что магниеносные флюиды для их формирования образовались при погружении эвапоритовых рассолов из пермского бассейна на этапе рифтогенного растяжения [30, 34, 35]. На первой стадии погружения рассолы проникали через толщи карбонатно-глинистых и песчаных пород и незначительно обогащались железом и радиогенным стронцием. Поскольку они содержали высокие концентрации магния, в карбонатных комплексах создавались условия для метасоматического замещения в ряду известняк-доломит-магнезит. При поступлении рассолов в более глубокие горизонты коры и более интенсивном взаимодействии с силикокластическими (вулканогенно-терригенными) породами формировались условия для прохождения **Fe-Mg-метасоматоза, при этом отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в формирующихся брейнеритах, анкеритах и сидеритах увеличивалось.** Однако величина этого отношения зависит от количества радиогенного стронция в породах разреза. Для терригенно-вулканогенных пород граувакковой зоны (Восточные Альпы), где преобладает базитовый обломочный материал, величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не достигает высоких значений.

Для месторождений магнезита Южно-Уральской провинции, как и для магнезитов "Вайч типа" в палеозойских толщах Европы, были обнаружены геохимические и литологические признаки связи рудообразующих флюидов с высокомагнезиальными эвапоритовыми рассолами [13]. В рифейском стратотипическом разрезе, где источниками сноса были продукты размыва нижнепротерозойской сиалической коры Восточно-Европейской платформы [18], содержится высокое количество калия и рубидия в псаммитовых и пелитовых отложениях. К примеру, для метапелитов бакальской свиты в поздне-рифейское время отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляло 0.730–0.750 [6]. Взаимодействие с этими толщами магнезиальными рассольными флюидами при погружении или латеральной миграции способствовало заметному повышению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. При этом показательно, что величина отношения, как и концентрации железа в магнезитах, зависит от литологического типа разреза конкретного месторождения. В Саткинском рудном поле, где вмещающая толща представлена практически монопородной мощной (сотни метров) доломитовой последовательностью, магнезиты имеют самое лучшее качество (низкое содержание железа) и низкую величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в Исмакаевском – приуроченном к карбонатной пачке, подстилаемой аркозами большеинзерской свиты, перекрываемой филлитовидными сланцами бердагуловской и ангастакской подсвит суранской свиты, в магнезитах наблюдается самое высокое содержание железа и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

ВЫВОДЫ

1. Увеличение содержаний **Mn и Fe и повышение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при переходе от вмещающих карбонатных пород (известняков и доломитов) к магнезитовым телам** указывает на то, что магнезиальный флюид обогащался названными элементами и радиогенным ^{87}Sr при взаимодействии с алюмосиликатными породами. Формирование флюида за пределами карбонатного резервуара, вмещающего магнезитовые залежи, подтверждает эпигенетическую природу флюида, ответственного за прохождение магнезитового метасоматоза.

2. Относительно невысокие содержания железа и марганца и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах Саткинского и Бакальского рудных полей (0.712–0.720) по сравнению с этими параметрами в магнезитах Кызылташского и Исмакаевского месторождений (0.722–0.762) указывает на меньшее взаимодействие магнезиальных флюидов с глинистыми породами разреза. Следовательно, при формировании магнезитов Бакало-Саткинской группы магнезиальные растворы могли мигрировать внутри существенно карбонатных рифейских комплексов. Характеристики магнезитов Кызылташского и Исмакаевского месторождений сближают их с гидротермально-метасоматическими сидеритами Бакала, что предполагает активное взаимодействие высокотемпературных растворов с глинистыми породами разреза.

3. По данным Sr-изотопии в комплексе с индикаторными концентрациями Sr, Fe, Mn возможно выделение ранней (домагнезитовой, Сатка, возможно Бакал), синрудной (магнезитовой) и поздней (послемагнезитовой в связи с сидеритизацией, Бакал) стадий доломитизации вмещающих пород.

4. Анализ Sr-изотопных систем и геохимических индикаторов карбонатных пород и кристаллических магнезитов Южно-Уральской провинции и месторождений магнезитового пояса Западной Европы позволяет предполагать взаимосвязь величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и концентраций **Fe и Mn с составом вмещающих литологических комплексов, содержащих различное количество алюмосиликокластики.** В мелком масштабе наблюдается закономерность: концентрация железа и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кристаллическом магнезите прямо связана с мощностью карбонатного вмещающего комплекса и влиянием алюмосиликокластических пород на мигрирующий флюид.

5. Формирование кристаллического магнезита при участии значительного количества эпигенетических растворов, обогащенных радиогенным ^{87}Sr в ходе взаимодействия с терригенными породами, существенно ограничивает применение Sr-

изотопной характеристики этого типа пород для Sr хемостратиграфической корреляции осадочных карбонатов в докембрии.

Авторы искренне благодарны А.В. Маслоу за помощь в организации полевых работ, И.М. Горохову за критическое обсуждение результатов, а также Г.В. Константиновой, Э.П. Кутявину и Н.Н. Мельникову за помощь в аналитической работе.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты 06-05-64592 и 07-05-01107), интеграционного комплексного проекта Дальневосточного, Сибирского и Уральского отделений РАН "Реконструкции источников поступления вещества в осадочные бассейны Северной Евразии: обстановки седиментогенеза, потенциальная рудоносность" и программы № 2 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анфимов Л.В. Магнетитоносные стратифицированные уровни и их литологическая природа в рифейских доломитовых толщах Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 1. С. 33–44.
2. Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д. Южноуральская магнетитовая провинция. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
3. Виноградов В.И., Горожанин В.М. Саткинское месторождение магнетита (Южный Урал): Rb-Sr изотопные данные – ключ к пониманию генезиса // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. "Чтения А.Н. Заварицкого" Тез. докл. ИГГ УрО РАН: Екатеринбург, 1998. С. 31–32.
4. Гарань М.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957. С. 23–55.
5. Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 295 с.
6. Горохов И.М., Варшавская Э.С., Кутявин Э.П., Мельников Н.Н. Влияние слабого метаморфизма на Rb-Sr системы в осадочных и вулканогенных породах // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 81–90.
7. Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 3–33.
8. Крупенин М.Т. Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнетитовой провинции // Докл. АН. 2005. Т. 405. № 2. С. 243–246.
9. Крупенин М.Т. Модели формирования сверхкрупных месторождений кристаллического магнетита рифея // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 344–362.
10. Крупенин М.Т., Анфимов Л.В. Взаимоотношения магнетитового и сидеритового оруденения в Бакальском рудном поле // Ежегодник-1984. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 121–123.
11. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. Стадийность магнетитового метасоматоза в различных типах магнетитовых месторождений Южно-Уральской провинции (по данным микроанализа) // Литосфера. 2008. № 3. С. 98–120.
12. Крупенин М.Т., Котляров В.А., Кузнецов А.Б. Связь эпигенетического магнетитового оруденения Южно-Уральской провинции с эвапоритовой природой рифейских отложений // Мат-лы междунар. конф. "Рудогенез". Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 158–163.
13. Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнетитах саткинского типа // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661–663.
14. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнерифейских карбонатных породах магнетитосодержащей саткинской свиты, Южный Урал // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 2. С. 233–238.
15. Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Овчинникова Г.В. и др. Формирование и преобразование карбонатных пород и сидеритовых руд бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал): Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 3. С. 227–249.
16. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
17. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в карбонатных породах каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднерифейском океане // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
18. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 351 с.
19. Пиннекер Е.В., Шварцев С.Л. Изотопы стронция в рассолах Сибирской платформы // Докл. АН. 1996. Т. 351. № 1. С. 109–111.
20. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
21. Ротару З.М. Геология Маярдакского антиклинория (Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1986.
22. Смирнова Е.С., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т. Sr-изотопная и ЭПР характеристика карбонатных пород Саткинского рудного поля, Южный Урал // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Мат-лы XVIII молодежной науч. конф. памяти К.О. Кратца. СПб: ИГГД РАН. 2007. С. 243–245.
23. Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, Ф.В. Кокин, Ф.Е. Мирошников, В.Г. Прохоров. М.: Недра, 1990. 480 с.
24. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Роскомнедра, ИГГ УрО РАН, 1993. 151 л.

25. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: "Новое знание", 2003. 162 с.
26. Юдович Я.Э., Майдль Т.В., Иванова Т.И. Геохимия стронция в карбонатных отложениях (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов) Л.: Недра, 1980. 152 с.
27. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Минеральные индикторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
28. Brand U., Veizer J. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements // J. Sediment. Petrol. 1980. V. 50. № 4. P. 1219–1236.
29. Chaudhuri S., Clauer N. Strontium isotopic compositions and potassium and rubidium contents of formation waters in sedimentary basins: Clues to the origin of the solutes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 429–437.
30. Ebner F., Prochaska W., Troby J., Azim Zadeh A.M. Carbonate hosted sparry magnesite of the Greywacke zone, Austria/Eastern Alps // Acta petrologica Sinica. 2004. V. 20. № 4. P. 791–802.
31. Frimmel H. Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps // Mineral. Depos. 1988. V. 23. № 2. P. 268–275.
32. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A. et al. Thermochronology west of the Main Uralian Fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rund. 1999. V. 87. P. 515–525.
33. Kiliyas S.P., Pozo M., Bustillo M., et al. Origin of the Rubian carbonated-hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: Mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence // Mineral. Depos. 2006. № 41. P. 713–733.
34. Prochaska W. Magnesite and talc deposits in Austria // Mineralia Slovaca. 2000. V. 32. P. 543–548.
35. Radvanec M., Koderá P., Prochaska W. Mineralogy, fluid inclusion and C, O, Sr isotope study of the Koshice-Medvedia magnesite deposit, Western Carpathian, Slovakia // Acta petrologica Sinica. 2004. V. 20. № 4. P. 855–876.

Рецензент В.М. Горожанин

Sr-isotope characteristic of magnesite and ore-hosting carbonates in type deposits from Lower Riphean of Southern Urals province

M. T. Krupenin, A. B. Kuznetsov

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS
Institute of Precambrian Geology and Geochronology*

Rb-Sr systematics of crystal magnesites and hosting carbonate rocks of typical deposits in the Lower Riphean sequences of Southern Urals province was investigated. It was established, that in limestone–dolomite–magnesite series of all deposits the relation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ increases and Fe and Mn contents growth. According to mentioned geochemical indicators the distinction of early (pre-magnesite – Satka, Bakal), syn-ore (magnesite) and late (after magnesite connected with sideritization – Bakal) stages of dolomitization is possible. Geochemical and Sr-isotope characteristics of magnesites in the Lower Riphean sequences of the Southern Urals allow separating two groups of deposits: Bakal-Satka and Kyzyltash-Ismakaevo. Magnesites of the first group differ by the lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.712–0.720) and smaller Fe (0.6–5.1%) contents against 0.722–0.762 and 1.6–6.8% in the second group. These distinctions reflect the features of fluid migration during metasomatic magnesite mineralizations in northwest and southeast areas of Bashkirian meganticynorium. The comparison with Western Europe magnesite deposits shows the preservation of tendency of increase $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Fe and Mn contents in the limestone–dolomite–magnesite series, but Fe concentration and the relation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in crystal magnesites directly depends on capacity of country carbonate reservoir, composition and thickness of associated aluminosilicate rocks.

Key words: Rb-Sr system, magnesite, dolomite, limestone, metasomatism, Riphean, Southern Urals.