

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА, КИСЛОРОДА И СТРОНЦИЯ В КАРБОНАТАХ МЕДНО-СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

А.И. Грабежев, Ю.Л. Ронкин

Институт геологии и геохимии УрО РАН

620151, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

E-mail: grabezhev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 28 июля 2006 г.

Скарново-медно-порфировые D_1^2 - D_2^1 Гумешевское (Средний Урал) и C_{1-2} Тарутинское (Южный Урал) месторождения резко отличаются от собственно медно-скарнового D_1^2 - D_2^1 Промежуточного месторождения (Турьинское рудное поле, Северный Урал) интенсивным развитием метасоматической карбонатизации ретроградного этапа. Для всех месторождений характерны поздние карбонатные жилы. Наблюдается достаточно четкое обособление полей карбонатов медно-скарнового и скарново-медно-порфировых месторождений по величине $\delta^{13}C$ (соответственно $-6,3 \dots -3,5$ и $-3,4 \dots +1,0$ ‰) и $\delta^{18}O$ (соответственно $+10 \dots +12$ и $+12 \dots +20$ ‰). Карбонаты Гумешевского месторождения образуют отчетливый тренд на диаграмме $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ от мрамора в сторону «магматического» кальцита. Установлена хорошая прямая зависимость между величиной $\delta^{13}C$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношением в карбонатах из жил выполнения Гумешевского месторождения. На графике $^{87}Sr/^{86}Sr$ - $\delta^{13}C$ в нижней части линии регрессии находится «магматический» кальцит ($\delta^{13}C = -6,9$ ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70378 \pm 4$), а в верхней – поле мрамора ($\delta^{13}C = +2,3$ ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70784 \pm 2$). Образование карбоната связано с флюидом, образовавшимся в результате активного взаимодействия ювенильного флюида с мраморами и соответствующего изменения его состава (изотопное смешение) при очень сильном влиянии мраморов на изотопный состав флюида.

Ключевые слова: *медь, скарны, рудообразование, изотопы стронция и углерода, Урал.*

CARBON, OXYGEN AND STRONTIUM ISOTOPES IN COPPER-SKARN DEPOSITS OF THE URALS

A.I. Grabezhev, Yu.L. Ronkin

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Skarn-Cu-porphyry D_1^2 - D_2^1 Gumeshevsk (Middle Urals) and C_{1-2} Tarutinsk (South Urals) deposits are strongly distinguished from proper Cu-skarn D_1^2 - D_2^1 Promezhutochnoe deposit (Tur'insk ore mine, North Urals) by the intensive retrograde metasomatic carbonatization. The carbonate veins are fixed at all the deposits. The carbonates of the Cu-skarn and skarn-Cu-porphyry deposits are distinctly differ in the $\delta^{13}C$ (correspondingly $-6,3 \dots -3,5$ and $-3,4 \dots +1,0$ ‰) and $\delta^{18}O$ (correspondingly $+10 \dots +12$ and $+12 \dots +20$ ‰). The Gumeshevsk deposit carbonates tend from marble to «magmatic» calcite at the $\delta^{13}C$ - $\delta^{18}O$ diagram. There is the good straight relation between $\delta^{13}C$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the vein carbonates of Gumeshevsk deposit. The regression line joins the «magmatic» calcite ($\delta^{13}C = -6,9$ ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70378 \pm 4$) and marbe ($\delta^{13}C = +2,3$ ‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70784 \pm 2$). The carbonate origin is related to fluid formed by interaction of the juvenile fluid with marble. That interaction defines the Sr and C isotope mixing.

Key words: *copper, skarns, ore formation, Sr and C isotopes, Urals.*

Введение

Карбонаты являются одними из основных минералов гидротермалитов ретроградного этапа минералообразования на скарных месторождениях. В медно-скарновых месторождениях Урала и других регионов они в основном слагают наиболее поздние карбонатные и кварц-карбонатные жилы, гораздо реже встречаясь в составе различных метасоматитов. Однако если в пределах рудных зон присутствуют сохранившиеся после скарнирования реликтовые тела мраморов, то роль карбонатизации в постскарновом процессе может резко возрастать. Это позволяет полагать, что карбонатсодержащие вмещающие породы могут вносить существенный вклад в изменение изотопного состава углерода, кислорода и стронция глубинного флюида, что подчеркивалось многими исследователями [Ohmoto, Rye, 1979; Shelton, 1983; Valley, 1991; Bowman, 1998, и др.]. Однако целый ряд вопросов, таких как соотношение во флюиде ювенильного и местного углерода или стронция, вариации этого соотношения в пространстве и во времени, роль органического углерода, реальное влияние изотопного фракционирования на состав карбоната и др., остаются еще в достаточной степени дискутируемыми. Для анализа проблемы нами использован материал по трем, заметно отличающимся по различным параметрам, уральским медно-скарновым месторождениям (наличие или отсутствие реликтовых мраморов в рудно-метасоматических зонах, степень развития ретроградных карбонатсодержащих метасоматитов и т.д.). Существенное значение имеет то, что месторождения представлены двумя разными генетическими типами медно-скарновой формации [Жариков, 1968; Эйнаути и др., 1984] – собственно медно-скарновым и скарново-медно-порфировым, резко отличающимися по степени развития метасоматоза ретроградной стадии максимальной кислотности. В первом типе он проявлен весьма слабо, в то время как для второго постоянно отмечается наличие разнообразных карбонатсодержащих метасоматитов по мраморам, скарнам и гранитоидам. Отсутствие органического углерода во вмещающих породах и углекислотных флюидных включений в гидротермальных минералах изученных уральских месторождений в некоторой степени облегчают рассмотрение указанных вопросов.

Краткая характеристика месторождений

Изученные объекты включают D_1^2 - D_2^1 Гумешевское месторождение (Средний Урал), D_1^2 - D_2^1 Промежуточное месторождение Турьинского рудного поля (Северный Урал) и C_{1-2} Тарутинское месторождение (Южный Урал). Согласно имеющимся классификациям [Жариков., 1968; Эйнаути и др., 1984], Турьинские рудники, хорошо известные по монографии Д.С. Коржинского [1948], являются типичным представителем магнетит-медно-скарнового генетического типа, в то время как Гумешевское и Тарутинское месторождения отвечают скарново-медно-порфировому типу. Месторождения парагенетически связаны с малокалиевыми кварцдиоритовыми малыми интрузиями островодужного типа. Новые материалы по характеристике месторождений изложены в ряде работ [Грабежев и др., 2001, 2002; 2005; Грабежев, 2004], ниже кратко приведены только необходимые для рассмотрения проблемы сведения.

Гумешевское рудное поле локализовано в пределах долгоживущего Серовско-Маукского глубинного разлома, который функционировал в течение всего периода формирования месторождения. Рудная зона находится в контакте субмеридиональной дайки кварцевых диоритов и мраморов. Положение месторождения в зоне разлома определило резко выраженную линейную субмеридиональную ориентировку при крутом (60 - 70°) восточном падении перемежающихся гранитоидов, мраморов (а также гораздо реже встречающихся сланцев и серпентинитов), образовавшихся по ним скарнов и разнообразных метасоматитов ретроградного этапа. Скарны представлены весьма низкотемпературными фациями. По диоритам сформировались амфиболовые эпидозиты и (пироксен)-эпидот-гроссуляровые скарны, а по мраморам – актинолитсодержащие андрадитовые скарны. Метасоматизм ретроградного этапа проявлен исключительно интенсивно. Наиболее распространена повсеместная карбонатизация скарнов (актинолит-магнетит-кварц-кальцитовая ассоциация) и, по-видимому, синхронное с ней образование полосчатых тальк-хлорит-магнетит-кварц-карбонатных метасоматитов по мраморам. Все метасоматиты в той или иной мере подверглись сульфидизации (преимущественно пирит и халькопирит). Очень часто наблюдается образование сульфидных тел непосредствен-

но по мраморам (что иногда сопровождается анкеритизацией кальцита). Все эти образования представляют основной тип рудных тел. В зонах интенсивного расщепления нередко наблюдаются аподиоритовые кальцит-парагонит-серицит-кварцевые метасоматиты. Карбонат в метасоматитах по мраморам, а также в наиболее поздних карбонатных жилах, представлен кальцитом и ассоциацией кальцита с анкеритом. Повсеместная директивность текстур и структур определяет отсутствие секущих взаимоотношений между различными типами ретроградных метасоматитов, поэтому последовательность их образования не может являться окончательно установленной.

На Таругинском месторождении рудоносные (пироксен)-эпидот-гранатовые и андрадитовые скарновые зоны с магнетитом и наложенными сульфидами сформировались по останцам мраморов и вмещающих их гранитоидов в эндоконтактной части массива кварцевых диоритов. В пределах рудоносного массива выделяются крупные зоны умеренной серицитизации-карбонатизации гранитоидов, содержащие бедную прожилково-вкрапленную халькопиритовую и молибденитовую минерализацию. Скарны часто заметно карбонатизированы, ретроградные метасоматиты по мраморам встречаются редко. На Промежуточном месторождении наблюдается слабая прожилково-

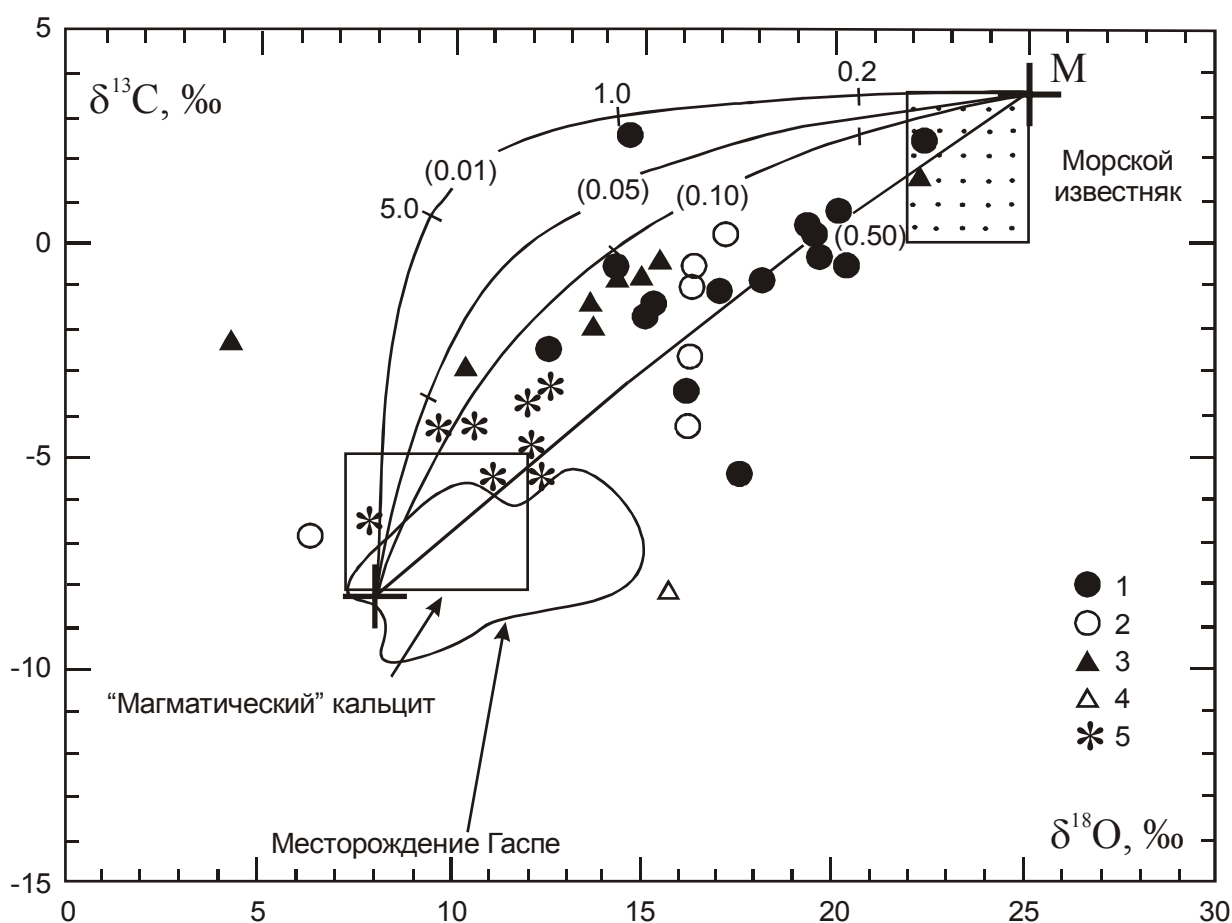


Рис. 1. Соотношение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах из медно-скарновых месторождений Урала.

1, 2 – соответственно метасоматиты (крайний правый знак – мрамор) и жилы Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения; 3, 4 – соответственно жилы (крайний правый знак – мрамор) и карбонатизированный диорит Таругинского скарново-медно-порфирового месторождения; 5 – прожилки в скарнах и магнетит-сульфидных рудах Промежуточного месторождения Турьинского медно-скарнового рудного поля.

Остальные обозначения по [Bowman, 1998]. Линии отвечают изменению соотношения изотопов в кальците, изотопный состав которого рассчитан для 450°C при взаимодействии магматической воды ($\delta^{18}\text{O} = +6\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -8\text{‰}$) с мрамором ($\delta^{18}\text{O} = +25\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = +3,5\text{‰}$) при различных значениях вода/порода (мас. %) и X_{CO_2} (в скобках).

метасоматическая карбонатизация апоандезитовых пироксен-гранатовых скарнов, представленного крупным телом в южной части Турьинского рудного поля. Почти полностью отсутствует замещение мраморов в ретроградный этап. Для всех трех месторождений характерно широкое распространение наиболее поздних по отношению к другим образованиям карбонатных и кварц-карбонатных жил.

В целом, интенсивная карбонатизация скарнов и образование ретроградных метасоматитов по мраморам наиболее характерны для Гумешевского месторождения. На двух других месторождениях карбонатизация скарнов проявлена значительно слабее, а метасоматиты по мраморам встречаются только спорадически. Однако на Тарутинском месторождении широко распространена объемная серицитизация-карбонатизация гранитоидов.

Методы исследований

Определения изотопов углерода и кислорода выполнены в Аналитических центрах ИГН ДВНЦ СО РАН и ОИГГМ СО РАН общепринятыми методами. Изотопный состав стронция определялся с помощью мультиколлекторного твердофазного масс-спектрометра (TIMS) Finnigan MAT262 в лаборатории Новоуральского электрохимического комбината после соответствующего предварительного разложения в щавелевой кислоте. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализована относительно $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Погрешность анализа ($\pm 2\sigma$) соответствует последней цифре $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения. Газовая хроматография выполнена в Институте геологии Коми филиала УрО РАН. Величина X_{CO_2} флюида газовой-жидких включений рассчитана по составу газов, выделенных с помощью газового хроматографа (цвет-800), соединенного с пиролитической приставкой. Взятые количество и состав газов в интервале температур 300-600°C для кварца и 300-400°C для карбоната.

Изотопы углерода, кислорода и стронция в карбонатах

Наблюдается достаточно четкое обособление полей карбонатов медно-скарнового и скарново-медно-порфировых месторождений на диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ по величине $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 1, табл. 1, 2). Значение этого параметра в кальцитах из прожилков медно-скарнового Промежуточ-

ного месторождения составляет $-6,3...-3,5$ ‰, тяготея к полю «магматического» кальцита по терминологии [Bowman, 1998] (сформированного из ювенильного флюида). При этом три анализа по величине $\delta^{13}\text{C}$ соответствуют «магматическому» кальциту. Карбонаты из метасоматитов и жил скарново-медно-порфировых Гумешевского и Тарутинского месторождений содержат, в большинстве случаев, более тяжелый углерод ($\delta^{13}\text{C} = -3,4 ... +1,0$ ‰), укладываясь в поле от мрамора до близмагматического кальцита. По величине $\delta^{18}\text{O}$ поля карбонатов месторождений обоих типов также мало перекрываются, составляя $+10 ... +12$ ‰ в медно-скарновом Промежуточном и $+12...+20$ ‰ – в скарново-медно-порфировых месторождениях. В кальцитах из прожилков Тарутинского месторождения, по сравнению с Гумешевским месторождением, обычно наблюдается несколько более легкий состав кислорода (соответственно 10-16 и 16-17 ‰). Обращает на себя внимание очень низкое значение $\delta^{18}\text{O} = +4,4$ ‰ в кальците из жилы, локализованной в аргиллизированном кварцевом диорите (Тарутинское месторождение). На этом же месторождении резко выделяется кальцит из зоны серицитизации-карбонатизации кварцевых диоритов, величина $\delta^{13}\text{C}$ которого составляет $-8,2$ ‰ (при $\delta^{18}\text{O} = +15,9$ ‰).

Рассмотрим более детально изотопный состав углерода и кислорода карбонатов Гумешевского месторождения (табл. 1, рис. 1, 2). Мрамор характеризуется наиболее высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($+2,3$ ‰) и $\delta^{18}\text{O}$ ($+22,4$ ‰), характерными для морских известняков других регионов. Кальциту, образовавшемуся при относительно слабой карбонатизации скарнов и эпидозитов, свойственны (рис. 2, поле II) достаточно утяжеленные значения $\delta^{18}\text{O}$ ($+17...+20$ ‰) и $\delta^{13}\text{C}$ ($-1...+0,5$ ‰). Более глубокое преобразование андрадитового экзоскарна в актинолит-магнетит-кварц-кальцитовые метасоматиты (рис. 2, III) сопровождается значительным понижением величины $\delta^{18}\text{O}$ (до $+14...+15,5$ ‰) при сохранении достаточно высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ ($-0,5...-1,5$ ‰). Еще более облегченный углерод ($\delta^{13}\text{C}$ уже составляет $-2...-5$ ‰ при вариации $\delta^{18}\text{O}$ от 15 до 18 ‰) наблюдается в кальцит-магнетит-тремолитовом, магнетит-талк-кальцит-анкеритовом и биотит-актинолит-магнетит-кальцитовом метасоматитах, сформированных по мраморам. Вероятно, формирование указанных метасоматитов по

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах Гумешевского месторождения

Таблица 1

№ п.п.	№ пробы	Характеристика породы	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$, флюид	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$, флюид
1	3676-346	Мрамор на удалении от рудной зоны	+2,3	+22,4	–	–
2	3915-458	Мрамор вблизи зоны сульфидизации	+2,6	+14,8	+0,6	+9,0
3	3676-342кв	Мрамор анкеритизированный темно-серый мелкозернистый густо импрегнированный пиритом	+0,6	+19,2	-1,4	+13,4
4	3676-342кб	Мрамор анкеритизированный белый крупнозернистый, перекристаллизованный в контакте с предыдущим образцом	+0,7	+20,2	-1,3	+14,4
5	3660-241	Мрамор сильно сульфидизированный с небольшим количеством тремолита	-0,4	+20,6	-2,4	+14,8
6	3660-378.5	Сульфидно-талек-кальцит-анкеритовый метасоматит по мрамору	-1,6	+15,1	-3,6	+9,3
7	3660-241а	Тремолитовый метасоматит по мрамору карбонатизированный	-3,3	+16,2	-5,3	+10,4
8	3657-338.2	Биотит-эпидот-актинолит-магнетит-кальцитовый метасоматит по мрамору	-5,3	+17,7	-7,3	+11,9
9	3860-291	Гранатовый скарн, частично замещенный кварц-актинолит-кальцитовой ассоциацией	+0,3	+19,6	-1,7	+13,8
10	3671-250	Гранатовый скарн слабо карбонатизированный	-1,0	+17,4	-3,0	+11,6
11	3870-385.9	Эпидозит карбонатизированный	-0,6	+19,4	-2,6	+13,6
12	3658-400	Актинолитовый эпидозит слабо карбонатизированный	-0,8	+18,4	-2,8	+12,6
13	3658-406.5	Пирит-кварц-актинолит-кальцитовый метасоматит по экзоксарну	-0,5	+14,3	-2,5	+8,5
14	3658-414.7	Кварц-актинолит-кальцитовый метасоматит по экзоксарну	-1,3	+15,3	-3,3	+9,5
15	3616-558	Эпидот-ангидрит-кальцитовая жила	+0,3	+17,3	-1,7	+11,5
16	3701-108	Кальцит-анкеритовая жила в кварцевом диорите	-0,5	+16,3	-2,5	+10,5
17	3701-95.1	Анкерит-кальцитовая жила в кварцевом диорите	-1,0	+16,3	-3,0	+10,5
18	3337-265	Альбит-кальцитовая жила в рудной зоне	-2,7	+12,5	-4,7	+6,7
19	3665-597	Кварц-кальцитовая жила в диорите	-2,8	+16,4	-4,8	+10,6
20	3644-194	То же	-4,3	+16,6	-6,3	+10,8
21	3345-698	То же	6,9	+6,7	-8,9	+0,9

Примечание. Здесь и далее значения $\delta^{13}\text{C}$ даны в PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в SMOW. Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитаны для 300°C по уравнениям [Ohmoto, Rue, 1979; Zheng, 1999]. Номер пробы включает скважину и глубину взятия образца в метрах. Остальные сведения приведены в тексте.

Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах Тарутинского скарново-медно-порфирового (1-9) и Промежуточного медно-скарнового (10-17) месторождений

№ п.п.	Номер пробы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	№ п.п.	Номер пробы	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
		кальцит		флюид				кальцит		флюид	
1	506-120	+1,5	+22,3	–	–	10	17	-4,6	+11,4	-6,6	+5,6
2	256-91	-3,0	+10,4	-5,0	+4,6	11	20	-5,5	+12,4	-7,5	+6,6
3	501-280	-1,9	+13,9	-3,9	+8,1	12	00-2-367	-4,0	+10,2	-6,0	+4,4
4	541-175	-1,3	+13,6	-3,3	+7,8	13	00-2-378	-3,9	+11,9	-5,9	+6,1
5	251-95	-2,3	+4,4	-4,3	-1,4	14	01-3-104	-6,3	+8,4	-8,3	+2,6
6	252-181	-0,5	+15,5	-2,5	+9,7	15	01-3-220	-3,5	+12,5	-5,5	+6,7
7	250-72	-0,9	+15,0	-2,9	+9,2	16	01-3-240	-4,3	+9,9	-6,3	+4,1
8	502-50	-0,9	+14,5	-2,9	+8,7	17	01-3-342	-5,5	+10,9	-7,5	+5,1
9	503-208	-8,2	+15,9	-10,2	+10,1						

Примечание. 1 – мрамор; 2-4 – кальцитовые прожилки в кварцевом диорите; 5, 6 – кальцитовые прожилки соответственно в аргиллизите и андезите; 7, 8 – кальцитовые прожилки в скарне; 9 – метасоматически карбонатизированный кварцевый диорит; 10, 11 – кальцитовые обособления в массивной пирит-халькопиритовой руде в скарнах; 12-17 – кальцитовые жильно-метасоматические прожилки (часто с хлоритом и кристаллами перекристаллизованного скарнового граната) в скарнах за пределами рудных тел.

Величины $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитаны для 300°C по уравнениям кальцит-вода. Номер пробы включает номер скважины и глубину отбора образцов в метрах. Анализы 1-3, 6-9 выполнены в лаборатории ОИГГМ СО РАН, анализы 10-17 – в лаборатории Дальневосточного аналитического центра. Температура гомогенизации первично-вторичных газовой-жидких включений в пробе 7 составляет 210-234°C, в пробе 10 – 193-252°C, в пробе 12 – 212-246°C (определения В.С. Карпухиной). В пробах 10-17 температура гомогенизации вторичных флюидных включений отвечает < 100-130°C (определения А.А. Боровикова).

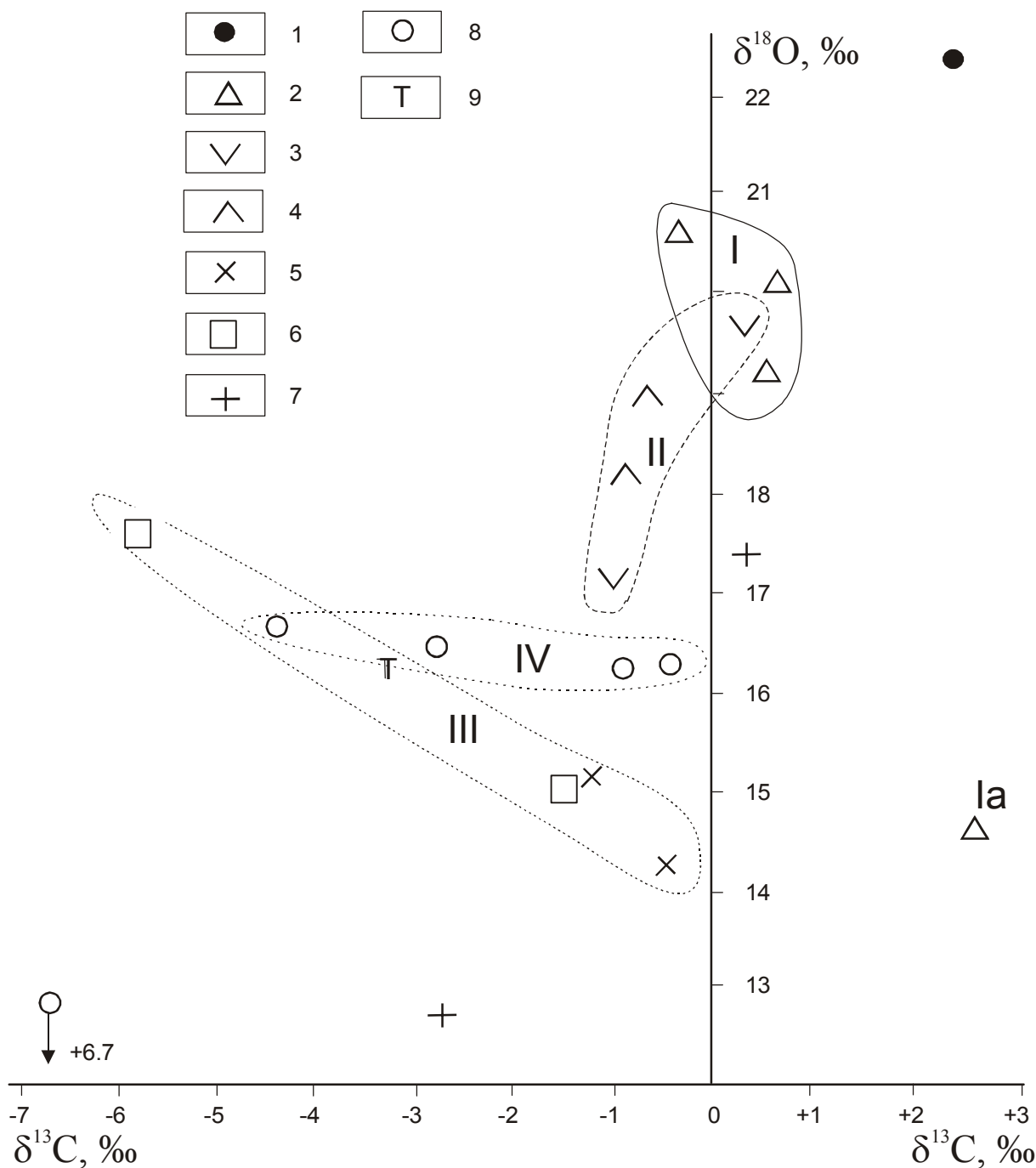
скарнам и мраморам происходит близодновременно при встречном перемещении главных петрогенных компонентов. При более позднем процессе – перекристаллизации мрамора в зонах сильной сульфидизации или замещении мрамора кварц-пирит-(анкерит)-кальцитовыми метасоматитами – имеет место минимальное облегчение изотопного состава кислорода и углерода кальцита мрамора (рис. 2, поле I), хотя в отдельных случаях происходит сильное понижение величины $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 2, Ia). В наиболее поздних образованиях – карбонатах большей части кварц-карбонатных и карбонатных безрудных жил – обычно наблюдается стабильная величина $\delta^{18}\text{O}$ (+16,0...+16,5 ‰) при значительно варьирующей величине $\delta^{13}\text{C}$ = -0,5...-4,3 ‰ (рис. 2, поле IV). Близкая картина ($\delta^{18}\text{O}$ = +17,3 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ = +0,3)

фиксируется для кальцита из ангидрит-кальцитовой жилы (с перекристаллизованным эпидотом), находящейся в эпидозите. В то же время в кальците одной из кварц-карбонатных жил, а также из альбит-кальцитовой жилы фиксируются уже заметно облегченные значения $\delta^{18}\text{O}$ (соответственно +6,7 и +12,5 ‰) при величине $\delta^{13}\text{C}$, составляющей соответственно -6,9 и -2,7 ‰.

Изотопный состав стронция рассматривается в данной статье только для карбонатов из жил выполнения (околожилные изменения отсутствуют), локализованных преимущественно в рудоносных кварцевых диоритах. Для этих карбонатов наблюдается значительная вариация $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения: от 0,70378 до 0,70708 (табл. 3, рис. 3). Если исключить один резко

выделяющийся на графике анализ (№ 9, табл. 3), то устанавливается хорошая прямая зависимость между величиной $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением, которая ранее в литературе, насколько нам известно, не отмечалась. Тенденция аналогичной зависимости наблюдается также между величиной $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением. Анализы стронция, углерода и кислорода для каждого из изученных образцов сделаны из одной навески, так как величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в карбонате из зон метаморфизма и гидротермального пропитывания может заметно варьировать в интервале даже до 1 см [Nakano

et al, 1990]. В верхней части графиков линии регрессии выходят в стандартное поле морского известняка нижнедевонского возраста. Реликтовые линзы мрамора широко распространены в рудной зоне (в кальците мрамора $\delta^{13}\text{C} = +2,3 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +22,4 \text{ ‰}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70784$). Кальцит с минимальными значениями $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (соответственно $-6,9 \text{ ‰}$, $+6,7 \text{ ‰}$ и $0,70378$) может рассматриваться как наиболее близкое подобие «магматического» кальцита, равновесного по изотопному составу стронция с рудоносными кварцевыми диоритами или глубинным флюидом из магматического ис-



точника. Остальные пять образцов имеют промежуточные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения между «магматическим» кальцитом и мрамором, при этом данные параметры не зависят от состава карбоната и присутствия силикатов (розового клиноцоизита, эпидота, мусковита) в жилах.

Обсуждение результатов

Карбонаты Гумешевского месторождения образуют отчетливый тренд на диаграмме $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ (рис. 1, 2) от мрамора в сторону облегченных значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Однако, за отдельными исключениями, изотопный состав углерода и кислорода карбонатов указанных месторождений заметно тяжелее состава «магматического» кальцита. Подобный тренд установлен для контактового ореола около интрузии на скарново-медно-порфировом рудном поле Гаспе в Канаде [Shelton, 1983] и около многих других интрузий [Valley, 1991, и др.]. Общепринятое объяснение отвечает преимущественно изотопному деплетированию ювенильного флюида в результате его взаимодействия с известняком [Ohmoto, Rye, 1979; Valley, 1991; Bowman, 1998, и др.]. При этом считается, что изотопное фракционирование при температуре более 200°C приводит к значительному обогащению тяжелым изотопом углерода и, частично, кислорода газообразной CO_2 , далее в основном удаляющейся из системы [Ohmoto, Rye, 1979; Bowman, 1998, и др.]. Сказанное в первом приближении может свидетельствовать о роли мраморов как существенного источника углерода во флюиде при формировании ретроградных метасоматитов Гумешевского и Тарутинского месторождений. Промежуточные изотопные составы карбонатов этих месторождений между мрамором и «магматическим» кальцитом указывают, при принятии прочих равных условий, на смешение ювенильного флюида с раствором, образовавшимся при замещении

мраморов вышеохарактеризованными метасоматитами. Исключительно широкое распространение мраморов и ретроградных метасоматитов по ним в рудных зонах Гумешевского месторождения подтверждает сделанное предположение. Еще более отчетливо роль мраморов вырисовывается при сравнении Гумешевского и Промежуточного месторождений. Действительно, в последнем изотопные характеристики углерода и кислорода в прожилковом карбонате ($\delta^{13}\text{C} = -6,3 \dots -3,5 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +8,4 \dots +12,4 \text{‰}$) близки к «магматическому» кальциту, а в пределах месторождения (да и всего Турьинского рудного поля) практически не развиты ретроградные метасоматиты по мраморам. Аналогичные облегченные изотопные характеристики ($\delta^{13}\text{C} = -5,6 \dots -3,5 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +9,5 \dots +12,8 \text{‰}$) фиксируются и для кальцита из сульфидизированных пироксен-гранатовых скарнов магнетит-скарновых месторождений (Воронцовское, Северо-Песчанское), примыкающих с юга к Турьинским медным рудникам [Мурзин., Сазонов, 1999]. На этих месторождениях, как и на Турьинских рудниках, отсутствуют апоизвестняковые ретроградные метасоматиты.

Указанное выше различие изотопного состава карбонатов из жил скарново-медно-порфировых и медно-скарновых месторождений как результат степени развития ретроградных метасоматитов по мраморам (степени обогащения флюида тяжелым углеродом вмещающих осадочных карбонатсодержащих пород) подтверждается и при рассмотрении сводки по изотопному составу карбонатов из многих медно- и магнетит-скарновых месторождений [Bowman, 1998]. В меньшей части анализов значения $\delta^{13}\text{C}$ составляют $-1 \dots -4 \text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O} = +9 \dots +15 \text{‰}$, располагаясь на диаграмме $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ несколько выше «магматического» кальцита. Составы карбонатов другой группы месторождений, в том числе месторождения Гаспе, отвечают ($\delta^{13}\text{C} = -6 \dots -10 \text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} =$

Рис. 2. Соотношение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах из Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения.

1 – мрамор; 2 – кварц-пирит-анкерит-кальцитовые метасоматиты по мраморам (внизу справа – перекристаллизованный мрамор около зоны пиритизации); 3 – частично замещенные (актинолит-кварц-магнетит-кальцитовая ассоциация) скарны; 4 – частично карбонатизированные эпидозиты аподиоритовые; 5 – апоскарновые актинолит-кварц-магнетит-кальцитовые метасоматиты сульфидизированные; 6 – сульфидизированный тальк-кальцит-анкеритовый метасоматит по мрамору (справа) и биотит-актинолит-магнетит-кальцитовый метасоматит по мрамору (слева); 7 – альбит-кальцитовая (внизу) и эпидот-ангидрит-кальцитовая (вверху) жилы; 8 – анкерит-кальцитовые жилы в кварцевых диоритах (у анализа со стрелкой величина $+6,7$ относится к $\delta^{18}\text{O}$); 9 – тремолитовый метасоматит по мрамору. I-IV – см. текст.

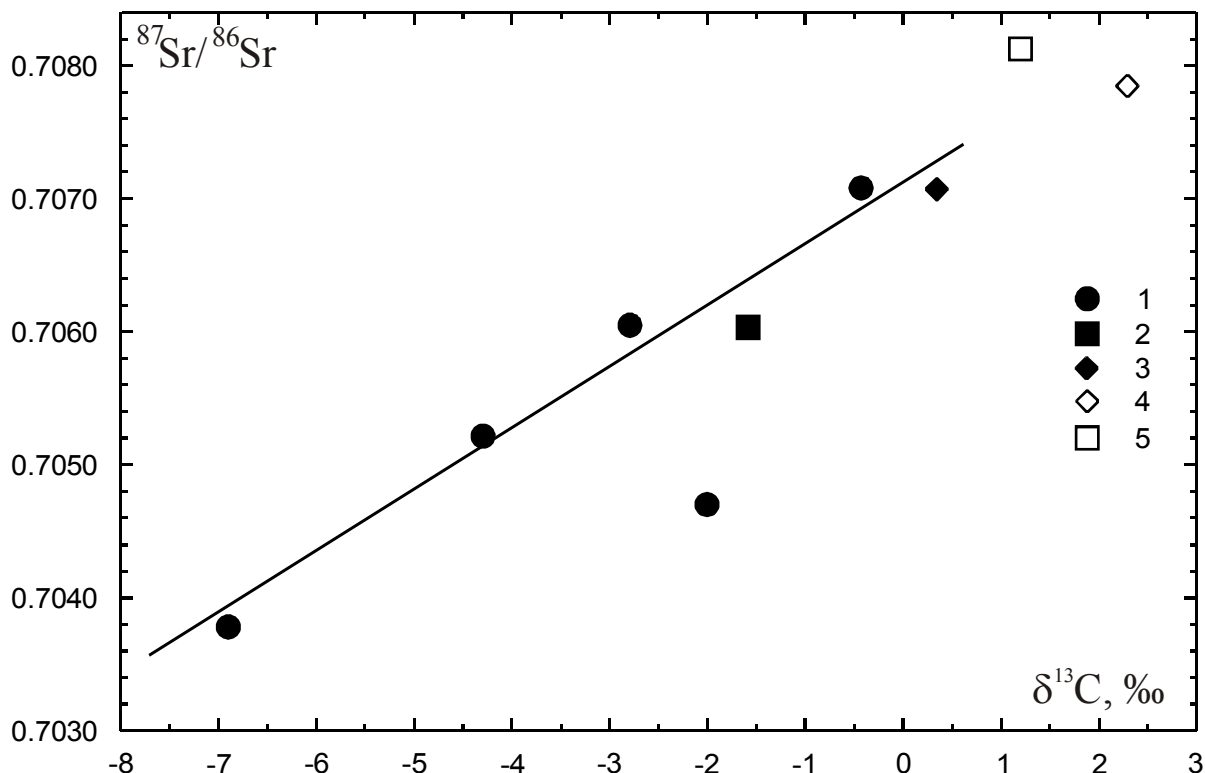


Рис. 3. Зависимость между изотопным составом стронция и углерода в карбонатах из жил и мраморов Гумешевского месторождения.

1 – кварц-анкеритовые (верхний образец и второй образец снизу) и кварц-кальцитовые жилы в кварцевом диорите; 2 – мусковит-клиноцоизит (розовый)-кальцитовая жила (в клиноцоизите величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$ составляет $0,70626 \pm 4$); 3 – эпидот-ангидрит-кальцитовая жила в эпидозите; 4 – мрамор на удалении от скарнов; 5 – мрамор на расстоянии 2 см от зоны амфибол-андрадитового экзоскарна мощностью 0,5-1,5 см. Линия регрессии проведена для карбонатов из жил (за исключением обособленного правого образца).

+5...+14 ‰) «магматическому» кальциту. Наконец, в карбонатах из третьей обособленной группы месторождений величины $\delta^{13}\text{C}$ составляют $-3,5...-7,0$ ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – $+2...+8$ ‰. Интерпретация этих данных свидетельствует о преобладании во флюиде ювенильного углерода [Bowman, 1998]. Изотопный состав кислорода указывает на его магматическую природу, часто при значительной роли метеорной или метаморфической воды [Bowman, 1998].

В карбонатах и всех других минералах скарнов, ретроградных метасоматитов и жил Гумешевского месторождения встречены только единичные первичные газовой-жидкие включения [Боровиков и др., 2002]. Однако повсеместное распространение имеют многочисленные мелкие вторичные и первично-вторичные двухфазовые включения с температурой гомогенизации $140-180^\circ\text{C}$ и общей концентрацией солей от 2 до 9 мас. % в NaCl – эквиваленте. Отсутствие первичных высокотемператур-

ных включений и включений с углекислотой может быть обусловлено напряженной стрессовой тектоникой месторождения, локализованного в зоне глубинного разлома. По кальцит-доломитовому геотермобарометру (в теоретическом плане правомерность его существования рядом исследователей оспаривается) температура образования и перекристаллизации карбоната варьирует в интервале $200-400^\circ\text{C}$. В соответствии со сказанным, расчет изотопного состава углерода и кислорода во флюиде сделан для условной температуры 300°C (табл. 1-3).

Величина $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде, из которого сформировалась подавляющая часть изученных кальцитов Гумешевского и Тарутинского месторождений, составляет 10-15 ‰. Это, возможно, отвечает смеси ювенильной и метаморфической воды при преобладании последней. Гораздо реже наблюдающиеся значения $\delta^{18}\text{O} = 7-10$ ‰ флюида соответствуют магматической воде, которая наиболее характерна для

ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА, КИСЛОРОДА И СТРОНЦИЯ В КАРБОНАТАХ

Таблица 3

Изотопный состав стронция, углерода и кислорода в карбонате и кварце из жил и мраморов Гумешевского месторождения

№ п.п.	Скважина, глубина	Кальцит						Кварц		
		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Sr, г/т	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ флюид	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ флюид	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ флюид	$\delta^{13}\text{C}$, ‰*
1	3676-346	0,70784±2	201	+2,3	+22,4	–	–	–	–	–
2	3644-546	0,70813±4	142	+1,2	+17,0	–	–	–	–	–
3	3701-108	0,70708±6	66	-0,5	+16,3	-2,5	+10,5	–	–	–
4	3616-558	0,70705±2	398	+0,3	+17,3	-1,7	+11,5	–	–	–
5	3648-347	0,70609±4	41	-1,6	+14,5	-3,6	+8,7	–	–	–
6	3665-597	0,70605±5	497	-2,8	+16,4	-4,8	+10,6	+16,6	+9,7	-3,2
7	3644-194	0,70522±5	223	-4,3	+16,6	-6,3	+10,8	+17,0	+10,1	-4,8
8	3345-698	0,70378±4	251	-6,9	+6,7	-8,9	+0,9	+9,4	+2,5	–
9	3893-397	0,704779±7	377	-2,1	+13,6	-4,1	+7,8	–	–	–

Примечание. 1 – мрамор на удалении от скарнов; 2 – мрамор на расстоянии 2 см от зоны амфибол-андрадитового экзоскарна мощностью 0,5-1,5 см; 3 – кальцит-анкеритовая жила в кварцевом диорите; 4 – эпидо-тангидрит-кальцитовая жила в эпидозите; 5 – мусковит-клиноцоизит (розовый)-кальцитовая жила (в клиноцоизите величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$ составляет 0,70626±4); 6, 8, 9 – кварц-кальцитовые жилы в кварцевых диоритах; 7 – кварц-анкеритовая жила в кварцевом диорите. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во флюиде рассчитаны для 300°C по уравнениям [Clayton et al., 1972; Ohmoto, Rye, 1979; Zheng, 1999].

*Величина $\delta^{13}\text{C}$ в кварце определена во флюиде первично-вторичных двухфазовых включений, имеющих температуру гомогенизации 140-180°C и общую концентрацию солей от 2 до 9 мол. % в NaCl-эквиваленте. Величина δD во флюидных включениях в кварце из пробы 6 составляет 102,4 ‰.

По данным газовой хроматографии величины X_{CO_2} во флюиде газовой-жидких включений из карбоната составляют 0,02, 0,08, 0,07 соответственно для проб 4, 7, 8, а в кварце – 0,07 для пробы 7. Содержание водорода в микрограммах на грамм отвечает 0,02-0,40 (до 2,88), азота – 0,01-0,55, метана – 0,03-0,07. Количество тяжелых углеводородов обычно незначительно.

жилых карбонатов. В двух случаях (обр. 21, табл. 1 и обр. 5, табл. 2) очень вероятно преобладание во флюиде метеорной воды ($\delta^{18}\text{O}$ составляет +0,9 и -1,4 ‰ соответственно). Действительно, второй образец представлен кварц-карбонатной жилой в околотрещинно аргиллизированном диорите. Наиболее распространенное значение $\delta^{13}\text{C}$ (-5...-1 ‰) флюида обоих рассматриваемых месторождений заметно больше, чем ювенильного флюида. Учитывая широкое развитие в породах рудной зоны мраморов и продуктов их ретроградного преобразования, изотопный состав флюида в отношении кислорода и углерода в значительной мере может определяться декарбонатизацией мраморов при их взаимодействии с ювенильным флюидом.

Формирование прожилкового кальцита на Промежуточном месторождении связано с воз-

действием существенно ювенильного флюида ($\delta^{13}\text{C} = -8...-6$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = +4...+7$ ‰, табл. 2), не претерпевшего существенного взаимодействия с карбонатсодержащими вмещающими породами. Это подтверждается, как уже говорилось, отсутствием на месторождении апоизвестняковых ретроградных метасоматитов.

Охарактеризованные выше прямо пропорциональные зависимости в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ в принципе подобны теоретическому и эмпирическим графикам $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$, отвечающим смешению двух контрастных по составу флюидно-магматических систем с близкими содержаниями стронция и кислорода [Taylor, 1980; Покровский, 2000, и др.]. Соответственно, наиболее вероятный вариант интерпретации наших графиков может быть связан со смешиванием магматического (или равновесного по стронцию с диоритами)

флюида с раствором, образовавшимся при воздействии на мрамор магматического флюида. Флюид, с которым связано формирование большей части карбонатных жил выполнения в диоритах, содержит небольшую примесь метаморфической воды ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +9,7 \dots 10,8 \text{ ‰}$, табл. 3). Вместе с тем, величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ для нашего «магматического» кальцита (табл. 3, ан. 8) при расчетной температуре 300°C составляет $+0,9 \dots +2,5 \text{ ‰}$, что требует присутствия метеорной воды. Если принять изотопно-равновесное распределение кислорода между кальцитом и кварцем для этой пробы, то изотопная температура равновесия будет составлять около 400°C (примерно такая же максимальная температура получается по кальцит-доломитовому геотермометру для других жил). В этом случае флюид будет характеризоваться небольшой примесью метеорной воды. В двух других образцах не наблюдается изотопного равновесия между кальцитом и кварцем.

Указанная прямая зависимость между величиной $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением в карбонатах может существовать, если на изотопный состав углерода существенно не влияли (помимо деплетирования при взаимодействии флюида с мрамором) другие факторы (температура, наличие органического углерода, X_{CO_2} , pH, окислительный потенциал, w/r), приводящие к фракционированию углерода [Ohmoto, Rye, 1979; Valley, 1991; Bowman, 1998; Покровский, 2000, и др.]. Подчеркнем, что в интервале возможных температур формирования жил ($300\text{--}400^\circ\text{C}$) изменение значения $\delta^{13}\text{C}$ в связи с температурным фракционированием не превышает по экспериментальным данным примерно 1 ‰. Полное отсутствие в минералах месторождения углекислотных включений, а во вмещающих мраморах органического углерода, по-видимому, исключает влияние этих факторов на изотопное фракционирование углерода во флюиде. Нередко наблюдающееся на многих гидротермальных месторождениях утяжеление изотопного состава углерода жильных карбонатов от ранних стадий минералообразования к поздним объясняется, как и в нашем случае, большим влиянием карбонатсодержащих вмещающих пород (как источника тяжелого изотопа углерода), нежели изменением температуры и других факторов [Ohmoto, Rye, 1979, и др.]. Другим условием существования указанной зависимости должно, по-видимому, являться близкое содержание стронция в источниках смеше-

ния. В нашем случае оно составляет 142 г/т в мраморе и 215 г/т в нашем «магматическом» кальците. Содержание стронция в жильном карбонате с наиболее высоким значением $\delta^{13}\text{C}$ и наиболее низкой величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения (табл. 3, ан. 3, 8) составляет 67 и 215 г/т. Соответственно на графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\text{--Sr}$ эти значения могут дать крутопадающую гиперболу, типичную для двух источников смешения. Вместе с тем, два анализа не укладываются в контур этой гиперболы. В целом представляется, что к периоду жилообразования поступила новая порция ювенильного флюида, который после смешения уже более не реагировал с диоритами (что подтверждается и отсутствием околосильных изменений), ибо в противном случае вышеуказанная линейная зависимость не должна проявиться. Однако наличие на графике аномального анализа (далеко отстоящего от линии регрессии) свидетельствует о том, что кроме реакции с мрамором ювенильный флюид в отдельных участках месторождения претерпел взаимодействие с силикатной породой, что и привело к нарушению изотопных отношений стронция и углерода.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что при образовании карбонатных жил Гумешевского месторождения существенным источником большей части Sr (а соответственно возможно Ca) и C во флюиде являлись породы месторождения – кварцевые диориты (магматический резервуар) и мраморы, при обычно резко доминирующей роли последних.

Обращаясь к литературным данным, отметим, что изучение изотопной геохимии стронция (особенно в сочетании с неодимом) в кальциевых минералах часто позволяет довольно надежно судить об источниках стронция во флюиде и путях его миграции [Nakano et al., 1990; Банникова и др., 1993; Frei, 1995; Сотников и др., 1998; Voicu et al., 2000; Dupont et al., 2002, и др.]. Обычно фиксируется смешение стронция из нескольких источников – магматического резервуара (или рудоносной магматической породы) и известняка (или другой осадочной породы). Особенно наглядно это показано на примере изучения скарнов из медно-магнетит-скарновых месторождений Японии [Nakano et al., 1990]. Установленная нами прямая линейная зависимость между значением $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением, что оказалось возможным, благодаря рассмотрению довольно простой системы, подтверждает правильность

подхода в интерпретации изотопных данных для месторождений, в пределах которых наблюдаются карбонатсодержащие породы.

Таким образом, карбонаты из метасоматитов ретроградного этапа и жил скарново-медно-порфировых месторождений обогащены тяжелым изотопом углерода и кислорода, по сравнению с жильными карбонатами из собственно медно-скарновых месторождений. Карбонаты Гумешевского месторождения образуют отчетливый тренд на диаграмме $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ от мрамора в сторону «магматического» кальцита. Облегчение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов на ретроградном этапе формирования скарново-медно-порфировых месторождений обусловлены, по-видимому, активным взаимодействием ювенильного флюида с мраморами и соответствующим изменением его состава, в том числе в результате смешения растворов. Установлена хорошая прямая линейная зависимость между величиной $\delta^{13}\text{C}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением в карбонатах из поздних жил выполнения, секущих рудоносные кварцевые диориты Гумешевского месторождения. Данный тренд в верхней части графика выходит в область мрамора. График свидетельствует о смещении ювенильного флюида с изотопным резервуаром мрамора и об отсутствии существенного фракционирования углерода в образовавшемся флюиде. Весьма вероятно, что при образовании жил источником большей части Sr и C карбоната являлись породы месторождения – диориты и мраморы, при резко доминирующей роли мраморов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 06-05-64053).

Список литературы

Банникова Л.А., Спасенных М.Ю., Козеренко С.В., Барсуков В.Л. Особенности флюидного режима и возможные механизмы формирования золотого оруденения в вулканогенных поясах (по изотопным данным) // *Геохимия*. 1993. № 3. С. 412-426.

Боровиков С.С., Грабежжев А.И., Сотников В.И. Низкотемпературная флюидная перекристаллизация гидротермалитов Гумешевского месторождения // *Ежегодник-2001*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 207-210.

Грабежжев А.И. Скарны Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения (Средний Урал) // *Петрология*. 2004. № 2. С. 176-190.

Грабежжев А.И., Белгородский Е.А., Сотников

В.И., Гмыра В.Г. Скарны Таругинского скарново-медно-порфирового месторождения (Южный Урал) // *Петрология*. 2002. № 1. С. 46-59.

Грабежжев А.И., Мурзин В.В., Сотников В.И. и др. Карбонаты из метасоматитов и жил Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения (Средний Урал): состав и геотермобарометрия // *Записки ВМО*. 2005. № 4. С. 15-27.

Грабежжев А.И., Сотников В.И., Боровиков А.А., Азовскова О.Б. Генетическая типизация Гумешевского медно-скарнового месторождения (Средний Урал) // *Докл. РАН*. 2001. Т. 380. № 2. С. 242-244.

Жариков В.А. Скарновые месторождения // *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 220-302.

Коржинский Д.С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. М.: Изд. АН СССР, 1948. 148с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Изотопный состав кислорода и углерода гидротермальных флюидов при сульфидном рудообразовании в скарнах и кварцевых жилах Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (Урал) // *Ежегодник-1998*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 207-210.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Маик «Наука-Интерпериодика». 2000. 228 с.

Сотников В.И., Берзина А.П., Пономарчук и др. Источники углерода в эндогенных образованиях Сорского медно-молибден-порфирового месторождения (Кузнецкий Алатау) // *Геология и геофизика*. 1998. № 2. С. 222-227.

Эйнауди М.Т., Мейнерт Л.Д., Ньюберри Р.Дж. Скарновые месторождения // *Генезис рудных месторождений*. Т. 1. М.: Мир, 1984. С. 401-515.

Bowman J.R. Stable-isotope systematics of skarns // *Mineralized intrusion-related skarn systems / D.R. Lentz (ed). Mineralogical Association of Canada Short Course Series, V.26. Quebec City, Quebec, 1998. P. 99-145.*

Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. P. 3057-3067.

Dupont A., Auwera J.V., Pin C., Mari S. Trace element and isotope (Sr, Nd) geochemistry of porphyry mineralizing Late Cretaceous intrusions from Banat, W. Carpathians, Romania // *Mineral. Deposita*. 2002. V. 37. № 6-7. P. 568-586.

Frei R. Evolution of mineralizing fluid in the porphyry copper system of the Skouries deposit, northeast Chalkidiki (Greece): evidence from combined Rb-Sr and stable isotope data // *Econ. Geol.* 1995. V. 90. № 4. P. 746-762.

Nakano T., Shimasaki H., Shimizu M. Strontium isotope systematics and metallogenesis of skarn deposit in Japan // *Econ. Geol.* 1990. V. 85. № 4. P. 794-815.

Ohmoto H., Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 2nd ed. / Ed. H.L. Barnes. New York: John Wiley & Sons, 1979. P. 509-567.

Shelton K.L. Composition and origin of ore-forming fluid in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: a fluid inclusion and stable isotope study of mines Gaspé, Quebec // *Econ. Geol.* 1983. V. 78. № 3. P. 387-421.

Taylor H.P., Jr. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rock // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 47. P. 243-254.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rock // *Stable isotopes in high temperature*

geologic processes / J.W. Valley, H.P. Taylor, Jr. & J.R. O'Neil, eds. *Rev. Mineral.* 1991. V. 16. P. 445-490.

Voicu G., Bardoux M., Stevenson R., Jebrak M. Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Ornai, Guiana Shield: implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits // *Mineral. Deposita.* 2000. V. 35. № 4. P. 302-314.

Zheng Y.-E. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochemical J.* 1999. V. 33. P. 109-126.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Н.Н. Перцев