

золоторудного объекта Республики Башкортостан. Месторождение расположено на северном окончании Магнитогорской мегазоны в 16 км северо-восточнее города Учалы (рис. 1). Оно относится к золоторудным месторождениям орогенного типа [1]. Этот тип оруденения в настоящее время является одним из наиболее перспективных на Южном Урале [2–4]. Поэтому разработка генетических, а на их основе и прогнозно-поисковых моделей орогенных месторождений золота представляет собой актуальную задачу. Важнейшим элементом таких моделей является состав и источники рудообразующих флюидов.

Изучением условий образования месторождения Муртыкты занимались многие ис-

следователи [4–6]. Тем не менее его генезис и особенно природа рудообразующих флюидов остаются дискуссионными.

1. Краткая геологическая характеристика месторождения

Месторождение расположено в зоне Тунгатаровского регионального разлома северо-восточного простирания, проходящего вдоль контакта ирендыкских вулканогенных комплексов (D_{2e_1}) и расположенных восточнее вулканогенно-осадочных и осадочных толщ карамалыташской (D_{2e_2}) и улутауской ($D_{2,3}$) свит. Разлом в районе месторождения представляет собой чешуйчатый надвиг юго-восточного падения, сопровождающийся в тыловой части восточновергентными взбросами [5].

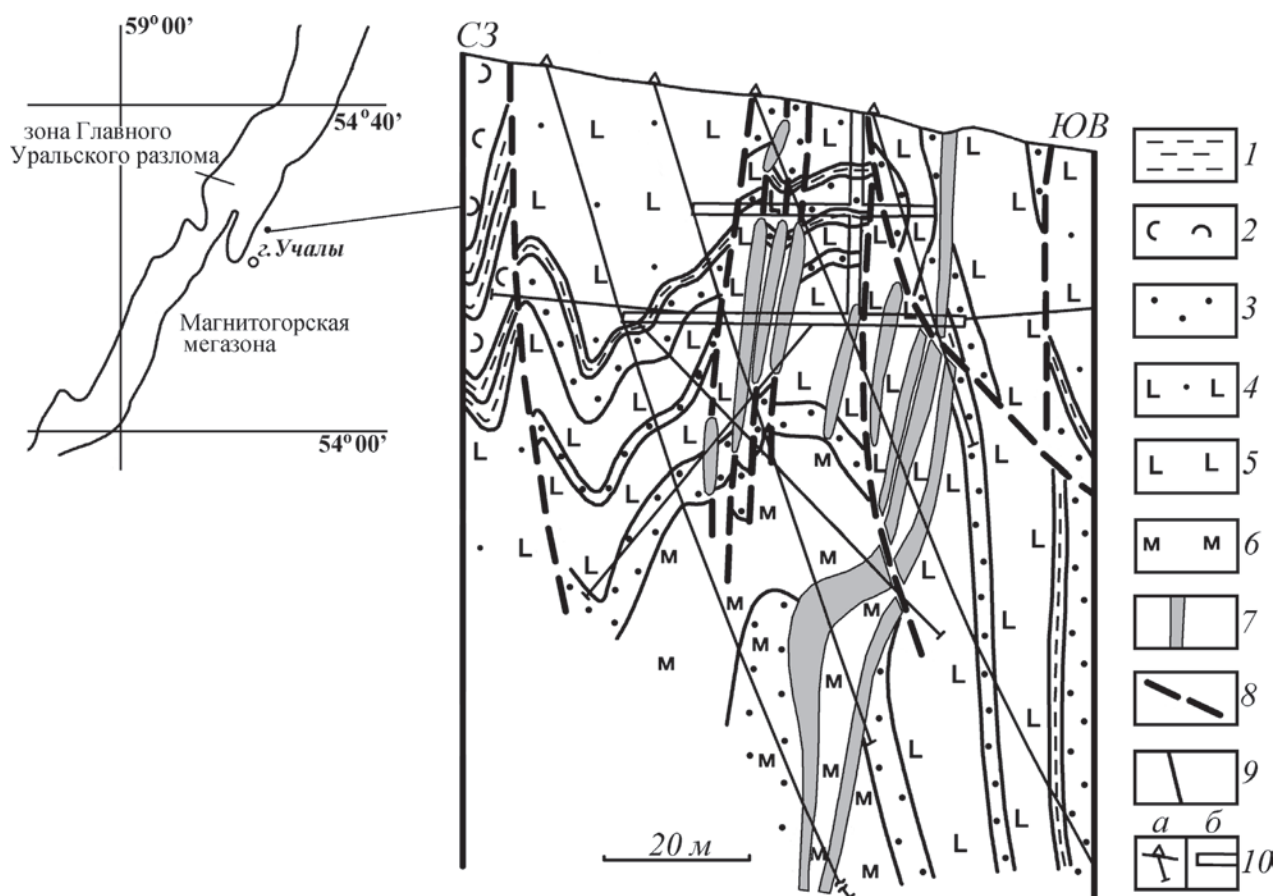


Рис. 1. Геологический разрез Восточной рудной зоны месторождения Муртыкты. 1 – кремнистые сланцы; 2 – вулканомиктовые песчаники и гравелиты; 3 – туфы и туффиты смешанного состава; 4 – туфы и туффиты основного состава; 5 – базальты и андезитобазальты; 6 – метасоматиты березит-лиственитового состава; 7 – рудные тела; 8 – разломы; 9 – геологические границы; 10 – скважины (а) и горные выработки (б)

ТАБЛИЦА 1 – Содержание редкоземельных элементов и иттрия в основных эффузивах и минералах руд месторождения Муртыкты

Элемент/ номер обр.	B1	B2	B3	B4	B5	B6
La	2,92	5,88	5,14	5,56	1,3	0,46
Ce	7,42	14,79	10,97	13,77	2,83	1,32
Pr	1,16	2,18	1,59	1,96	0,38	0,2
Nd	6,13	10,49	7,95	10,2	1,71	0,94
Sm	2,08	3,22	2,39	3,13	0,45	0,32
Eu	0,75	1,23	0,85	1,04	0,08	0,08
Gd	2,85	4,35	3,4	4,05	0,58	0,39
Tb	0,47	0,69	0,53	0,65	0,11	0,07
Dy	3,02	4,57	3,81	4,39	0,74	0,44
Ho	0,62	1	0,83	0,94	0,17	0,1
Er	1,87	3,02	2,71	3,05	0,62	0,31
Tm	0,27	0,43	0,4	0,44	0,11	0,04
Yb	1,72	2,87	2,65	3,05	0,74	0,3
Lu	0,26	0,45	0,41	0,49	0,13	0,05
Y	15,29	25,12	23,39	28,13	5,03	2,66
ΣPЗЭ	31,54	55,17	43,63	52,72	9,95	5,02
ΣPЗЭ _L	20,46	37,79	28,89	35,66	6,75	3,32
ΣPЗЭ _H	11,08	17,38	14,74	17,06	3,2	1,7
ΣPЗЭ _L / ΣPЗЭ _H	1,85	2,17	1,96	2,09	2,11	1,95
(La/ Yb) _N	1,22	1,47	1,4	1,31	1,26	1,1
(La/ Sm) _N	0,91	1,18	1,39	1,15	1,87	0,93
(La/Lu) _N	1,2	1,4	1,34	1,22	1,07	0,99
(Gd/ Yb) _N	0,91	1,18	1,39	1,15	0,65	1,07
Eu/Eu*	0,96	1,01	0,89	0,99	0,57	0,76
Ce/Ce*	1,37	1,25	1,06	1,1	0,95	1,09
Y/Ho	24,66	25,12	28,18	29,93	29,59	26,6

B7	B8	M1	M2	M3	M4	M7
0,41	0,44	5,82	9,5	4,13	5,82	1,14
1,01	1,09	9,48	6,59	7,43	11,77	2,69
0,14	0,15	1,32	2,27	1,05	1,71	0,37
0,64	0,72	6,61	11,47	5,16	8,61	1,72
0,21	0,22	2,04	3,53	1,52	2,92	0,44
0,04	0,06	2,02	1,94	1,62	1,36	0,08
0,26	0,27	2,85	4,96	1,85	3,53	0,37
0,05	0,06	0,44	0,77	0,27	0,54	0,05
0,3	0,29	2,54	4,51	1,59	3,03	0,3
0,07	0,08	0,51	0,97	0,33	0,58	0,06
0,21	0,2	1,43	2,66	0,93	1,64	0,19
0,03	0,03	0,16	0,33	0,13	0,22	0,03
0,22	0,2	0,94	2,11	0,77	1,65	0,2
0,04	0,03	0,12	0,3	0,1	0,24	0,03
2,51	1,88	19,76	31,42	11,69	19,11	1,76
3,63	3,84	36,28	61,91	26,88	43,62	7,67
2,45	2,68	27,29	45,3	20,91	32,19	6,44
1,18	1,16	8,99	16,61	5,97	11,43	1,23
2,08	2,31	3,04	2,73	3,5	2,82	5,24
1,34	1,58	4,45	3,24	3,86	2,54	4,1
1,26	1,29	1,84	1,74	1,75	1,29	1,67
1,1	1,57	5,2	3,39	4,43	2,6	4,07
0,98	1,12	2,51	1,94	1,99	1,77	1,53
0,61	0,77	2,14	1,37	2,38	1,26	0,71
1,0	1,01	0,71	0,75	0,78	0,83	1,01
35,86	23,5	38,75	32,39	35,42	32,95	29,33

Примечание – B1-B4 – эффузивы основного состава; B5-B8 – пирит ранней прожилково-вкрапленной минерализации; M1-M4 – кальцит, M7 – пирит позднего жильно-прожилкового оруденения

ТАБЛИЦА 2 – Изотопный состав углерода и кислорода кальцита и равновесного с ним флюида

Номер образца	δ ¹³ C‰, PDB	δ ¹⁸ O‰, SMOW	δ ¹³ C _{CO2} ‰, PDB	δ ¹⁸ O _{H2O} ‰, SMOW
M-1	-2,4	15,2	-2,2	5,4
M-2	-3,6	14,8	-3,4	4,5
M-3	-7,5	16,2	-7,3	6,4
M-4	-7,2	16,3	-7,0	6,5
M-5	-6,3	15,8	-6,1	5,5
M-6	-3,4	16,1	-3,2	5,8

3. Обсуждение результатов и основные выводы

По результатам исследований установлено, что пирит ранней прожилково-вкрапленной минерализации и вмещающие ее эффузивы основного состава имеют близкие спектры распределения РЗЭ, характеризующиеся незначительным накоплением легких лантаноидов (рис. 2). На диаграмме $(La/Sm)_N - (La/Yb)_N$ точки значений этих коэффициентов в эффузивах и раннем пирите в целом образуют единое поле (рис. 3). Сопоставимыми являются также величины Y/No (рис. 4), за исключением одной пробы пирита (B7). Иттрий не относится к группе лантаноидов, но имеет близкие к ним химические свойства. Индикаторное значение коэффициента Y/No определяется тем, что он практически не зависит от температуры флюида [10].

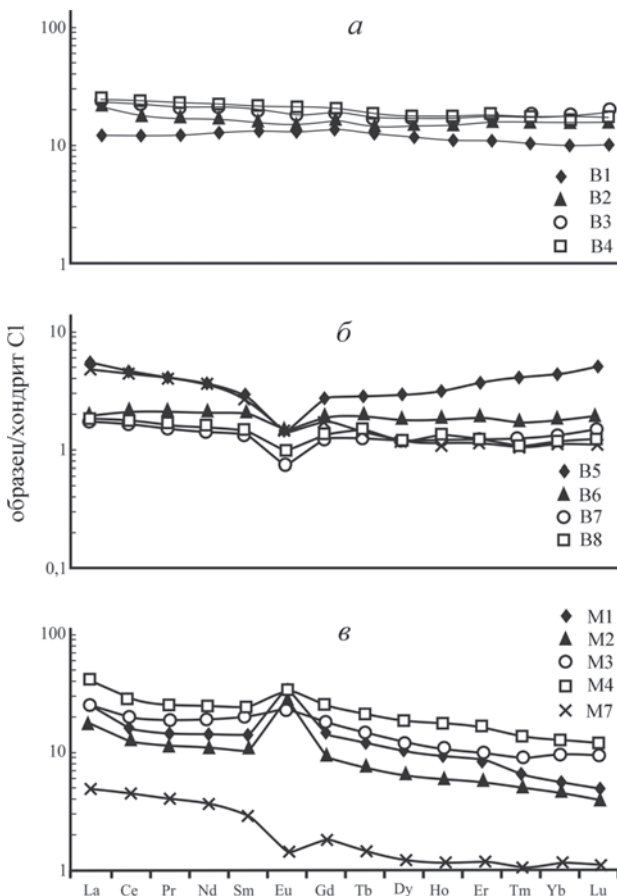


Рис. 2. Спектры распределения редкоземельных элементов в эффузивах основного состава (а), в пирите ранней прожилково-вкрапленной минерализации (б) и в кальците и пирите позднего жильно-прожилкового оруденения (в).

Как известно, РЗЭ концентрируются в пирите, главным образом, во флюидных включениях и в дефектах кристаллической решетки и не могут изоморфно замещать Fe^{2+} , т. к. имеют по сравнению с двухвалентным железом значительно больший ионный радиус. По существу, спектры распределения РЗЭ в пирите напрямую характеризуют состав лантаноидов во флюиде, что позволяет судить о его источниках.

Полученные нами данные указывают на то, что основным источником РЗЭ во флюиде, из которого кристаллизовался ранний пирит месторождения Муртыкты, служили основные эффузивы. Отличительной особенностью спектров распределения РЗЭ в пирите является наличие небольших негативных аномалий Eu (0,55-0,79). Окислительно-восстановительный потенциал Eu зависит от многих параметров, но, главным образом, от температуры [11]. При температуре выше $250^{\circ}C$, что соответствует условиям образования раннего пирита месторождения Муртыкты, Eu может существовать в водных растворах, главным образом, в двухвалентной форме [12]. Низкие значения $(La/Lu)_N$, варьирующие в интервале от 1,09 до 1,5, свидетельствуют о существенной роли в фракционировании РЗЭ механизма комплексобразования. В этом случае для спектров распределения лантаноидов во флюиде характерны отрицательные аномалии европия, т. к. Eu^{2+} имеет больший ионный радиус по сравнению с другими трехвалентными редкоземельными элементами [12].

К числу наиболее информативных относятся модели редкоземельных элементов в Ca -содержащих минералах, и, прежде всего, в кальците, т. к. лантаноиды имеют близкие к кальцию ионные радиусы и могут замещать его в кристаллической решетке этого минерала. Спектры распределения РЗЭ в кальците поздних рудных жил и прожилков месторождения Муртыкты характеризуются заметным накоплением легких лантаноидов $((La/Yb)_N=2,53-4,45)$, наличием позитивных

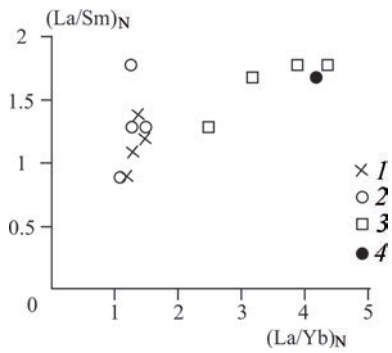


Рис. 3. Диаграмма $(La/Sm)_N - (La/Yb)_N$ для рудовмещающих эффузивов основного состава и минералов руд.

1 – эффузивы основного состава; 2 – пирит ранней прожилково-вкрапленной минерализации; 3-4 – кальцит (3) и пирит (4) позднего жильно-прожилкового оруденения

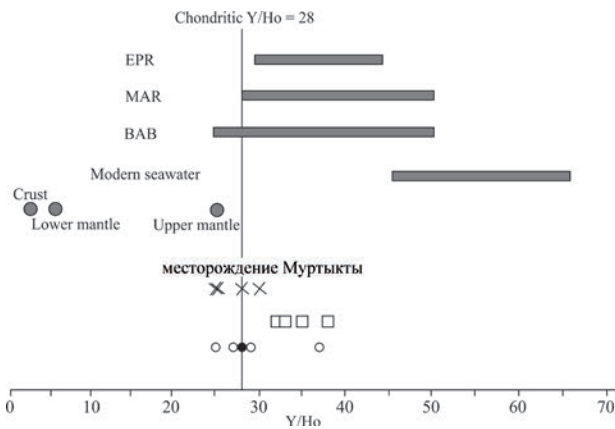


Рис. 4. Величина отношений Y/Ho в эффузивах основного состава, кальците и пирите руд.

Значения Y/Ho в хондрите (chondritic), коре (crust), верхней (upper) и нижней (lower) мантии (mantle), современной океанической воде (modern seawater), во флюидах активных гидротермальных систем задуговых бассейнов (ВAB), Срединно-Атлантического (MAR) и Восточно-Тихоокеанского рифта (EPR) по [13]. Условные обозначения см. на рис. 3

аномалий Eu (1,37-2,37) и небольших негативных аномалий Ce (0,71-0,83). Значения $(La/Lu)_N > 1$ указывают на преобладание процессов сорбции РЗЭ во флюиде. Положительные аномалии Eu являются признаком фракционирования лантаноидов в высокотемпературных обстановках ($>250^\circ C$), в которых доминировал Eu^{2+} [12; 13]. Однако термобарогеохимические данные свидетель-

ствуют о том, что кальцит месторождения Муртыкты образовался при температуре $200-180^\circ C$ [6]. В работах М. Бау и П. Меллера [13], Ф. Касторина и У. Маси [14] показано, что положительные аномалии Eu в гидротермальном карбонате, образующемся при температурах $<200-250^\circ C$, отражают высокотемпературные условия взаимодействия флюид/порода, существовавшие до кристаллизации карбоната. В низкотемпературной обстановке при сохранении общего количества Eu^{2+} окисляется до Eu^{3+} , имеющего меньший ионный радиус. В условиях сорбционного контроля фракционирования РЗЭ это приводит к появлению на спектрах карбонатов положительных аномалий Eu .

Негативные аномалии церия, возможно, связаны с вовлечением в гидротермальную систему месторождения в небольших количествах метеорной или морской воды. По индикаторным значениям Y/Ho флюид, отлагавший кальцит месторождения Муртыкты, близок к рудообразующим флюидам активных гидротермальных систем задуговых бассейнов и срединно-океанических хребтов (рис. 4), в которых установлено присутствие морской воды.

Кристаллизация пирита поздней жильно-прожилковой минерализации происходила так же, как и кальцита при участии низкотемпературного и относительно окисленного флюида ($Eu/Eu^* = 0,7$), обогащенного легкими лантаноидами (таблица 1, рис. 2). Отличительной особенностью спектра распределения лантаноидов в пирите является отсутствие аномалии Ce ($Ce/Ce^* = 1,02$). По-видимому, формирование пирита, кристаллизовавшегося позднее кальцита, происходило без участия окисленных метеорных вод или морской воды и/или в более щелочной обстановке [14]. Следует отметить, что по значению Y/Ho пирит соответствует эффузивам основного состава (рис. 4).

О природе флюида, из которого отлагались минералы поздней сульфидно-карбонатно-кварцевой минерализации, позволяют

судить данные по изотопному составу углерода и кислорода в кальците (таблица 2). Величины $\delta^{13}\text{C}$ в кальците варьируют от $-7,5$ до $-2,4\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O}$ – $14,8$ до $16,3\text{‰}$. Большинство значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ рудоносного флюида соответствует изотопному составу углерода магматогенной природы (рис. 5).

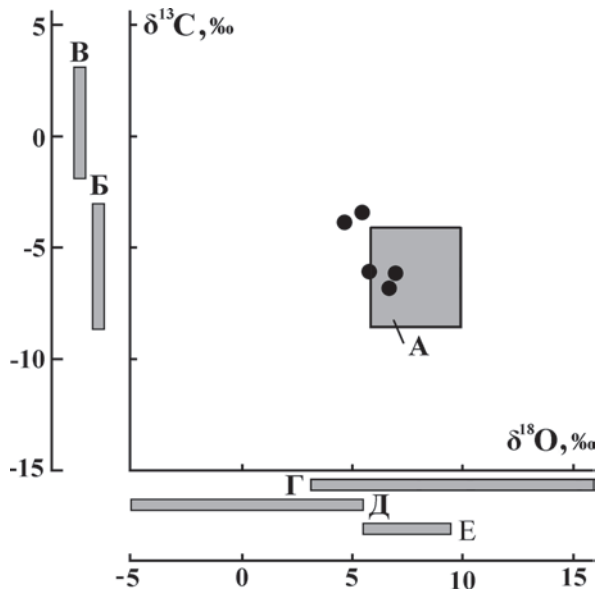


Рис. 5. Изотопный состав углерода и кислорода минералообразующего флюида, формировавшего кальцит жильно-прожилкового оруденения. А – поле карбонатов; изотопные составы, Б – углерода магматического или глубинного корового флюида, В – морских известняков, Г – кислорода метаморфической воды, Д – кислорода метеорной воды, Е – кислорода магматической воды по [15; 16]

Судя по величинам $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ($4,5 \dots 6,5\text{‰}$), в состав флюида входила магматическая вода с небольшой примесью метеорной или морской воды. На участие в рудообразовании метеорной или морской воды, как было показано выше, указывают также отрицательные аномалии Се на спектрах распределения РЗЭ в кальците.

Таким образом, образование ранней прожилково-вкрапленной пиритовой минерализации месторождения Муртыкты сопровождалось процессами мобилизации редких земель и иттрия, а, возможно, и других элементов из вмещающих пород. Пирит отлагался в высокотемпературной обстановке ($>250^\circ\text{C}$) из относительно восстановленного флюида.

Минералы поздней сульфидно-карбонатно-кварцевой минерализации сформировались при участии низкотемпературных ($<250^\circ\text{C}$) относительно окисленных флюидов магматогенной природы. Образование кальцита сопровождалось вовлечением в гидротермальную систему в небольших количествах метеорной или морской воды. Возможно, при кристаллизации пирита происходила частичная мобилизация лантаноидов и иттрия из вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann, Robert F. Orogenic gold deposits: proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geology Reviews*. 1998. V. 3. P. 7–27.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В. Условия образования золото-сульфидного месторождения Миндяк (Южный Урал): структурные и изотопно-геохимические аспекты // *Литосфера*. 2013. № 4. С. 121–135.
- Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Мичурин С.В. Источники рудообразующих флюидов и условия формирования орогенных месторождений золота зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 464. № 3. С. 313–316.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.П. Месторождения золота Урала. Екатеринбург, 1999. 570 с.
- Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
- Юминев А.М., Белогуб Е.В., Семibrатова Е.В. Условия образования поздних золоторудных жил Ильинского рудного поля (Южный Урал) // *Записки РМО*. 2008. № 1. С. 198–201.
- McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 1079–1091.

