

УДК 550.42 (470.55/.57)

© С.Е.Знаменский, С.В.Мичурин, Н.Н.Анкушева, 2013

ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ ОРЛОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

С.Е.Знаменский, С.В.Мичурин (Институт геологии УНЦ РАН), Н.Н.Анкушева (Институт минералогии УрО РАН)

Изучены фазовый состав и температуры гомогенизации флюидных включений в кальците, изотопный состав кислорода и углерода кальцита и серы пирита из сульфидно-карбонат-кварцевых прожилков. Исследовано распределение редкоземельных элементов в рудовмещающих породах и пирите, а также элементов-примесей в пирите. Полученные данные свидетельствуют о метаморфогенном источнике рудообразующих флюидов Орловского месторождения золота.

Ключевые слова: месторождение золота, рудообразующий флюид, температура гомогенизации, изотопный состав серы, редкоземельные элементы.

Знаменский Сергей Евгеньевич, Znamensky_Sergey@mail.ru, Мичурин Сергей Васильевич, s_michurin@mail.ru, Анкушева Наталья Николаевна, ankusheva@ilmeny.ac.l.ru

THE ORIGIN OF ORE-FORMING FLUIDS OF ORLOVKA GOLD DEPOSIT, THE SOUTHERN URALS

S.E.Znamensky, S.V.Michurin, N.N.Ankusheva

Phase composition and homogenization temperatures of fluid inclusions in calcite, carbon and oxygen isotope composition in calcite and sulfur in pyrite from sulfide-carbonate-quartz veins were studied. REE patterns in ore-bearing rocks and pyrite and also trace elements in pyrite was determined. The received dates evidence metamorphic source of ore-forming fluids of Orlovka gold deposit.

Key words: gold deposit, ore-forming fluids, homogenization temperature, isotope composition sulfur, rareearth elements.

Орловское золото-сульфидно-кварцевое месторождение расположено в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале в 60 км северо-восточнее г. Учалы Республики Башкортостан. Оно открыто в конце XIX в. и с перерывами отрабатывалось карьерами и шахтами до середины прошлого столетия. Поисковые работы, выполненные в 2007–2009 гг. Учалинским филиалом ОАО «Башкиргеология», показали, что месторождение до сих пор обладает значительными прогнозными ресурсами золота. Изучением его геологического строения в разные годы занимались Н.И.Бородаевский, П.И.Соколов, Р.И.Валишин и другие геологи. Исследования, направленные на выяснение генезиса и источников вещества месторождения, до настоящего времени не проводились.

Месторождение локализовано в зоне взброса юго-восточного падения, образовавшегося вдоль контакта серпентинитового меланжа с блоком пород ирендыкской свиты (D₂ef₁) (рис. 1, а). В этой же зоне располагаются Асфандияровское месторождение и несколько мелких рудопроявлений с близкими по составу к орловским рудами. Взброс состоит из сегментов, различающихся строением по простирацию. Их границами служат субширотные и северо-западные разломы, по-видимому, представляющие собой трансферные сдвиги. Все известные месторождения и рудопроявления золо-

та приурочены к наиболее дислоцированному сегменту разломной зоны, который отличается чешуйчатой структурой с многократно повторяющимся разрезом ирендыкской свиты и интенсивным зеленосланцевым динамометаморфизмом слагающих его пород. В наиболее полных фрагментах ирендыкская свита представлена тремя пачками (снизу вверх): известняки с прослоями углеродсодержащих глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников; слоистые вулканогенно-осадочные породы основного состава; пироксен-плаггиоклазовые порфириды и их брекчии. Мощность свиты в таких фрагментах достигает 100–150 м.

Основные запасы золота месторождения локализованы в пределах Орловской рудной зоны. Она приурочена к разлому, разделяющему тектонические пластины (см. рис. 1, б). К востоку от нее во вторичных разрывах чешуйчатого взброса вскрыты еще несколько мелких рудных тел, среди которых промышленное значение имеет минерализованная зона Жила 2. Рудные тела сложены альбит-биотит-кварц-хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами с карбонат-кварцевыми прожилками. Для рудоносных сланцев характерны S–C структуры, подчеркиваемые распределением слюистых минералов, плейчатость, кинк-банды, структуры будинажа и вращения порфирокластов, а также локальные структуры растяжения, которые контролируют размещение карбонат-кварцевых прожилков. В ос-

новном прожилки сосредоточены на изгибах поверхностей расланцевания. Кроме того, они выполняют трещины отрыва и *R*-сколы Риделя в трансенсивных дуплексах и образуют включения в телях давления порфирокластов. Прожилки сопровождаются вкрапленной сульфидной, преимущественно пиритовой, минерализацией и самородным золотом. Кроме пирита, в незначительных количествах присутствуют халькопирит, галенит и арсенопирит. По нашим данным, содержания Au в пирите невысокие (0,07–7,7 г/т). Сульфиды и самородное золото концентрируются в зальбандах прожилков. За пределами рудовмещающих разрывов интенсивность динамометаморфических изменений падает. При этом заметно сокращается количество карбонат-кварцевых прожилков и сульфидной минерализации, а содержания золота становятся непромышленными. Рудоносный интервал зоны взброса нарушен серией мелких разрывов близмеридионального простирания, которые, по-видимому, играли роль рудоблокирующих структур.

Вдоль взбросовой зоны на месторождении присутствуют немногочисленные дайки диабазов и габбро-диабазов неизвестного возраста. В эндо-экоконтактных зонах даек развиты листовиты хлорит-карбонат-мусковит-кварцевого состава с вкрапленностью пирита. По данным Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология», в листовитах содержания Au не превышают 0,16 г/т.

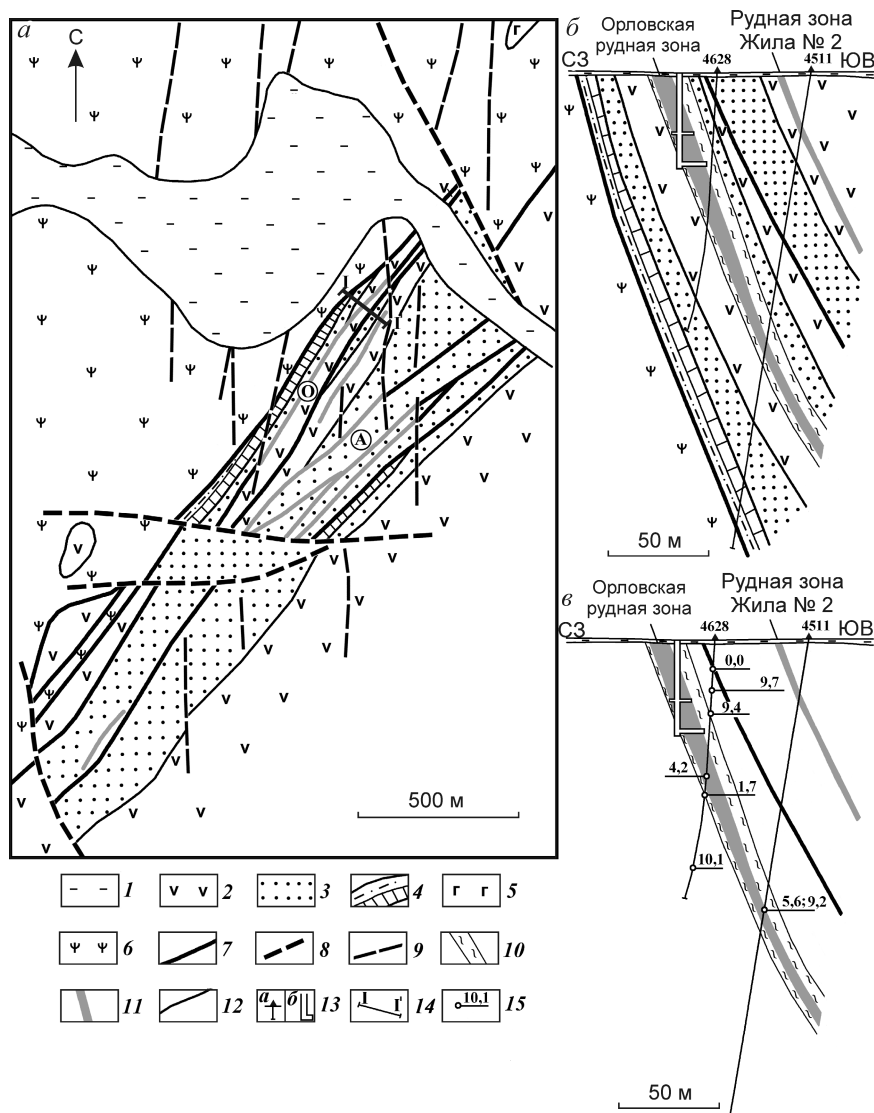


Рис. 1. Схема геолого-структурной позиции Орловского месторождения (а), разрез по линии I-I' (б), распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ в пирите по разрезу (в); а, б составлены с использованием данных Учалинского филиала ОАО «Башкиргеология»:

1 — четвертичные отложения; ирендикская свита, De_1 ; 2 — пироксен-плагиоклазовые порфиры и их брекчии; 3 — вулканогенно-осадочные породы основного состава; 4 — известняки, алевролиты, песчаники; 5 — диабазы ($O_2?$); 6 — серпентинитовый меланж; 7 — взбросы и надвиги; 8 — трансферные сдвиги; 9 — разрывы близмеридионального простирания; 10 — на разрезе зоны альбит-биотит-кварц-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам; 11 — рудные тела; 12 — геологические границы; 13 — скважины (а) и горные выработки (б); 14 — линия разреза I-I'; 15 — значения $\delta^{34}\text{S}$ в пирите; O — Орловское, A — Асфандияровское месторождения

Возрастные соотношения даек с золото-сульфидно-кварцевой минерализацией не установлены.

Для определения возможных источников рудообразующих флюидов месторождения нами выполнены термобарогеохимические и изотопно-геохимические исследования.

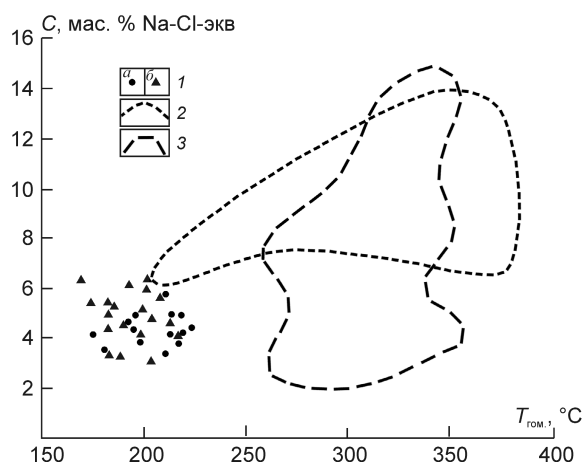


Рис. 2. Соотношение температур гомогенизации и концентраций растворов во флюидных включениях в кальците Орловского месторождения:

1 — из рудных тел (а), безрудных зон (б); 2 — Кочкарское, по данным В.Ю.Прокофьева и Э.М.Спиридонова, 3 — Березовское, по данным Н.С.Бортникова, месторождения

Термобарогеохимические исследования. С использованием методов криометрии и термометрии [1, 5] изучены фазовый состав солевых систем и температуры гомогенизации флюидных включений в кальците из карбонат-кварцевых прожилков, развитых в рудных телах и во вмещающих породах. Исследования выполнены в Институте минералогии УрО РАН в микрокриотермокамере THMSG-600 английской фирмы Linkam, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале T от -196 до 600 °C, на микроскопе Olimpus с объективом $50\times$. Точность измерений составляла $\pm 0,1$ °C в интервале температур от -20 до 80 °C и ± 1 °C за пределами этого интервала. Концентрации солей в растворе оценивались по температуре плавления льда в пересчете на систему $H_2O-NaCl$ по данным работы [10]. Фазовый состав солевых систем определялся по данным А.С.Бо-

рисенко [1]. Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 6.1.

В изучавшихся образцах кальцит представлен светлыми прозрачными в тонком слое зернами и мелкозернистой массой с аномальными цветами интерференции в скрещенных николях. Флюидные включения находятся в крупных прозрачных зернах. Присутствуют первичные и вторичные включения: вторичные приурочены к трещинам в минерале в виде цепочек или скоплений, первичные располагаются обособленно, редко образуя группы по два-три включения. Размер первичных включений в среднем $5-10$ мкм до $20-30$ мкм, форма округлая, овальная, часто с элементами огранки. Встречены однофазные и двухфазные включения. Измерения производились по двухфазным включениям, состоящим из прозрачной светлой жидкости и газового пузырька. При нормальных условиях (25 °C) газовый пузырек занимает $10-15\%$ объема включения. Физико-химические параметры растворов во флюидных включениях в кальците из рудных тел и безрудных зон близки между собой (табл. 1).

Температуры гомогенизации газовой-жидких включений составляют $168-223$ °C (36 определений). Температуры эвтектики флюидных включений образуют несколько интервалов. Большая часть определений попадает в интервал от $-23,0$ до $-23,9$ °C (11 определений). Такие температуры эвтектики соответствуют солевой системе $NaCl-KCl-H_2O$. Единичные определения температур эвтектики $-33,5$, $-33,7$ (2 определения), $-37,1$, $-37,3$ (два определения) и $-35,1$ °C указывают на присутствие солевых систем $MgCl_2-H_2O$, $NaCl-FeCl_2-H_2O$, $FeCl_2-H_2O$ и $Na_2CO_3-K_2CO_3-H_2O$. Концентрации солей составляют $3,0-6,4$ мас. % $NaCl$ -экв (36 определений). Значения солёности варьируют в интервале $3-5$ мас. % $NaCl$ -экв.

Полученные данные показывают, что по физико-химическим параметрам гидротермальные растворы Орловского месторождения отличаются от гидротерм золото-сульфидно-кварцевых месторождений золота Урала, связанных с интрузивным маг-

1. Температуры эвтектики и гомогенизации и фазовый состав газовой-жидких включений в кальците

Кальцит	Интервал $T_{эвт.}$, °C	Солевая система	Интервал $T_{гом.}$, °C	C, мас. % $NaCl$ -экв.
Из рудных тел	$-23,3 \dots -23,9$ (4) $-35,1$ (1) $-37,1 \dots -37,3$ (2)	$NaCl-KCl-H_2O$ $MgCl_2-NaCl-H_2O$ $Na_2CO_3-K_2CO_3-H_2O$	$173,9-223,3$ (16)	$3,5-5,7$ (16)
Из безрудных зон	$-23,0 \dots -23,9$ (7) $-33,5 \dots -33,7$ (2)	$NaCl-KCl-H_2O$ $MgCl_2-H_2O$	$168,3-217,3$ (20)	$3,0-6,4$ (20)

Примечание. В скобках — число изученных включений.

магизмом. Например, на Кочкарском месторождении, расположенном в Пластовском массиве плагиогранитов, концентрации солей в золотоносных флюидах составляют 6,3–16,7 мас. % Na-Cl-экв, а температуры растворов — 180–370°C (рис. 2). По-видимому, в период формирования карбонат-кварцевых прожилков в гидротермальную систему Орловского месторождения были вовлечены слабоминерализованные метеорные воды.

Геохимические исследования включали анализ изотопного состава углерода и кислорода кальцита из карбонат-кварцевых прожилков, серы пирита, а также изучение распределения РЗЭ в слабо измененных разностях ирендыкских пород, динамометаморфических сланцах и пирите из рудных тел и безрудных зон. Кроме того, было исследовано поведение элементов-примесей в пирите.

Измерение изотопного состава углерода и кислорода выполнены в ЦКП «Геонаука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН (руководитель группы В.Л.Андреичев). Разложение карбонатов до CO₂ проводилось в ортофосфорной кислоте при температуре 80°C. Измерения осуществлялись на масс-спектрометре DELTA V Advantage (Thermo Fisher Scientific, Бремен, Германия). Точность определений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляла $\pm 0,2\%$.

Проанализированы три пробы кальцита, отобранные из карбонат-кварцевых прожилков Орловской рудной зоны и вмещающих пород, которые слагают ее лежащий и висячий бока. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составили для кальцита из рудной зоны -1,1 и 14,3 ‰, для кальцита из вмещающих пород лежащего бока — -2,3 и 13,9‰, для кальцита из вмещающих пород висячего бока — -1,9 и 15,3‰ соответственно. По изотопному составу углерода кальцит из рудных тел и безрудных зон практически не отличается. По изотопному составу кислорода отличие составляет всего 1–1,5‰.

Известно, что температуры гомогенизации флюидных включений отражают минимальные температуры минералообразования. С учетом этого для расчета изотопного состава углерода и кислорода флюида по уравнениям фракционирования в системах кальцит–CO₂ [13] и кальцит–H₂O [17] нами использовано среднее значение температуры 200°C. Рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ флюида (4,1–5,5‰) соответствуют изотопному составу кислорода метаморфической воды [8]. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (-2,1 до -0,9 ‰) близки к изотопному составу осадочных морских карбонатных пород.

Таким образом, данные, хотя и не многочисленные, по изотопному составу углерода и кислорода кальцита свидетельствуют в пользу метаморфоген-

2. Изотопный состав серы пирита Орловского месторождения

Номера образцов	Вмещающая порода	$\delta^{34}\text{S}$, ‰ (CDT)
<i>Рудные зоны</i>		
17	Метаморфический сланец по пироксен-плагиоклазовому порфириду	5,1
19		3,3
20		2,3
12	Метаморфический сланец по туффиту основного состава	4,2
13		9,2
21		5,6
<i>Безрудные зоны</i>		
18	Метаморфический сланец по пироксен-плагиоклазовому порфириду	0,0
16		1,7
14	Метаморфический сланец по туффиту основного состава	9,7
22		9,4
9		10,1

Примечание. Номера образцов пород в таблицах, тексте и рисунках совпадают.

ного источника рудообразующих флюидов Орловского месторождения.

Измерения изотопного состава серы пирита проводилась на масс-спектрометре МИ-1201 в ИГ УНЦ РАН. Сера пирита для изотопного анализа окислялась до SO₂ в вакууме при ~770°C кислородом оксида меди. Воспроизводимость определений составляла $\pm 0,3\%$. Результаты измерений приведены в табл. 2.

Установлено, что изотопный состав серы пирита, сопровождающего карбонат-кварцевые прожилки, зависит от состава вмещающих пород и положения относительно рудных тел. В безрудных зонах, которые сложены динамометаморфизованными пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, пирит отличается околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$ (0,0–2,3‰). В безрудных динамометаморфических сланцах, образовавшихся по вулканогенно-осадочным породам, он значительно обогащен тяжелым ³⁴S изотопом (9,4–10,1‰). Такую зависимость можно объяснить процессами заимствования серы при формировании пирита из вмещающих пород. Выявленная зависимость сохраняется и в рудных телах. Однако здесь появляется пирит с промежуточными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (3,3–5,6‰). По-видимому, в зонах рудовмещающих разломов происходило смешивание серы, выделявшейся при метаморфизме как вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных пород. Увеличение градиента в изотопном составе серы пирита по направлению от рудных зон в окружающие породы можно было бы объяснить с позиции модели инфильтрационного потока с внешней диф-

3. Содержание редкоземельных элементов в слабоизмененных породах и динамометаморфических сланцах Орловского месторождения, г/т

Элементы	Диабаз		Габбро-диабаз*		Известняки			Алевролит*		Песчаник*	Пироксен-плаггиоклазовые порфиры		Динамометаморфические сланцы			Туфолев-ролит	
	1	2	2	3	3	4	4	5	6		7	8	по туфо-алевро-лигиту	по пироксен-плаггиоклазовому порфириту	9		10
La	35,72	27,89	1,26	1,26	1,71	10,12	8,27	8,89	10,03	5,98	9,36	18,30	18,79	10,03	5,98	9,36	6,06
Ce	79,92	59,88	1,28	1,28	1,20	21,61	18,60	20,96	24,00	14,67	18,30	18,30	18,79	24,00	14,67	18,30	18,79
Pr	9,34	7,38	0,22	0,22	0,20	2,87	2,61	2,93	3,10	1,85	2,92	2,57	2,57	3,10	1,85	2,92	2,57
Nd	39,88	29,55	0,93	0,93	0,81	12,91	12,62	14,07	14,10	8,51	13,94	12,63	12,63	14,10	8,51	13,94	12,63
Sm	7,47	5,51	0,19	0,19	0,15	3,36	3,10	3,58	3,69	2,02	3,50	3,03	3,03	3,69	2,02	3,50	3,03
Eu	2,28	1,59	0,05	0,05	0,03	1,39	0,98	1,03	1,12	0,60	1,15	0,81	0,81	1,12	0,60	1,15	0,81
Gd	6,50	3,61	0,22	0,22	0,18	3,68	3,14	4,01	4,27	2,40	4,25	3,17	3,17	4,27	2,40	4,25	3,17
Tb	0,86	0,46	0,03	0,03	0,03	0,55	0,43	0,60	0,64	0,37	0,62	0,47	0,47	0,64	0,37	0,62	0,47
Dy	4,57	2,92	0,20	0,20	0,18	3,81	2,81	3,56	4,05	2,31	3,91	2,70	2,70	4,05	2,31	3,91	2,70
Ho	0,87	0,51	0,05	0,05	0,05	0,78	0,54	0,72	0,86	0,48	0,84	0,56	0,56	0,86	0,48	0,84	0,56
Er	2,38	1,33	0,14	0,14	0,15	2,36	1,69	2,23	2,66	1,47	2,36	1,67	1,67	2,66	1,47	2,36	1,67
Tm	0,31	0,17	0,02	0,02	0,02	0,34	0,21	0,31	0,38	0,22	0,32	0,22	0,22	0,38	0,22	0,32	0,22
Yb	1,97	0,96	0,10	0,10	0,11	2,01	1,34	2,02	2,49	1,44	2,02	1,51	1,51	2,49	1,44	2,02	1,51
Lu	0,30	0,14	0,02	0,02	0,01	0,25	0,18	0,31	0,39	0,22	0,30	0,22	0,22	0,39	0,22	0,30	0,22
? P3Э	192,38	141,9	4,71	4,71	4,82	66,04	56,52	65,21	71,78	42,55	63,80	54,41	54,41	71,78	42,55	63,80	54,41
P3Э _I	174,61	131,8	3,93	3,93	4,11	52,26	46,18	51,45	56,03	33,63	49,17	43,88	43,88	56,03	33,63	49,17	43,88
P3Э _{II}	17,76	10,1	0,78	0,78	0,72	13,78	10,34	13,76	15,74	8,92	14,63	10,53	10,53	15,74	8,92	14,63	10,53
? L/? H	9,83	13,05	5,03	5,03	5,73	3,79	4,47	3,74	3,56	3,77	3,36	4,17	4,17	3,56	3,77	3,36	4,17
Eu/Eu*	1,04	1,01	0,85	0,85	0,66	1,19	0,72	0,93	0,93	0,91	0,99	0,87	0,87	0,93	0,91	0,99	0,87
Ce/Ce*	1,04	1,0	0,48	0,48	0,34	0,94	0,97	1,0	1,03	1,08	0,84	1,27	1,27	1,03	1,08	0,84	1,27
(La/Yb) _N	12,80	20,9	9,32	11,09	3,62	4,44	1,94	3,19	2,87	3,07	3,37	2,92	2,92	2,87	3,07	3,37	2,92
(Gd/Yb) _N	2,69	3,11	1,82	1,35	1,51	1,94	1,72	1,65	1,42	1,42	1,74	1,77	1,77	1,42	1,42	1,74	1,77
(La/Sm) _N	3,07	3,27	4,42	7,32	1,94	1,72	1,60	1,75	1,75	1,94	1,73	1,31	1,31	1,75	1,94	1,73	1,31

Примечание. 1–11, а также 12–18 в табл. 4 — номера образцов. Анализ выполнены методом ICP MS в ИИПТМ РАН, * — в ИГТ УрО РАН.
 $Eu/Eu^* = Eu/(Sm + Tb + Eu)^{0.5 \cdot Yb}$; $Ce/Ce^* = Ce/((2La + Sm)/3)$.

фузионной зоной. Эта модель предполагает однонаправленное увеличение доли тяжелого ^{34}S изотопа в околорудном ореоле по мере удаления от рудных тел [7], что не подтверждается результатами наших исследований (см. рис. 1, в).

Определение редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в ИПТМ РАН и ИГТ УрО РАН (табл. 3, 4). Предел обнаружения редкоземельных элементов составляет 0,01 г/т. Максимальные концентрации РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}=141,9\text{--}192,38$ г/т) обнаружены в диабазах (обр. 1) и габбро-диабазы (обр. 2), слагающих дайки. Они существенно обогащены легкими лантаноидами ($\Sigma\text{L}/\Sigma\text{H}=9,83\text{--}13,05$; $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=12,8\text{--}20,9$). На нормированных графиках интрузивных пород аномалии европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=1,01\text{--}1,04$) и церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=1,01\text{--}1,04$) не выражены (рис. 3, а).

Породы всех разновидностей ирендыкской свиты также обогащены легкими РЗЭ, хотя и в меньшей мере, чем диабазы и габбро-диабазы. Наиболее низкие содержания лантаноидов ($\Sigma\text{РЗЭ}=4,71\text{--}4,82$ г/т) в известняках (обр. 4, 3). Значения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ в карбонатных породах составляют 9,32–11,09, а $\Sigma\text{L}/\Sigma\text{H}$ — 5,03–5,73. Среди стратифицированных пород известняки выделяются высоким отношением $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$, характеризующим степень дифференциации внутри легких лантаноидов (4,42–7,32). На графиках распределения РЗЭ отчетливо проявлены негативные Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,66\text{--}0,85$) и Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=0,34\text{--}0,48$) аномалии (рис. 4, б).

Алевриты (обр. 5) и песчаники (обр. 6), слагающие вместе с известняками нижнюю пачку, по сравнению с карбонатными породами имеют более высокие содержания РЗЭ (56,62–66,04). Они характеризуются следующими отношениями: $\Sigma\text{L}/\Sigma\text{H}=3,79\text{--}4,47$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=3,62\text{--}4,44$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}=1,72\text{--}1,94$. На графиках распределения лантаноидов в осадочных породах отмечаются незначительные разнонаправленные европиевые аномалии.

По уровню концентрации и спектрам распределения РЗЭ к алевритам и песчаникам близки туф-

4. Содержание редких элементов в пирите Орловского месторождения

Элементы	Пирит из динамометаморфических сланцев						
	по вулканогенно-осадочным породам основного состава				по пироксен-плагиоклазовым порфиритам		
	12*	13*	14***	15***	16*	17**	18***
La	2,03	2,11	1,23	2,43	1,77	3,40	5,06
Ce	4,76	5,45	2,88	5,71	4,52	7,07	8,26
Pr	0,59	0,68	0,41	0,79	0,54	1,05	1,03
Nd	2,54	3,19	2,10	3,95	2,40	5,10	4,60
Sm	0,56	0,90	0,61	1,47	0,55	1,32	1,13
Eu	0,13	0,27	0,17	0,36	0,12	0,45	0,32
Gd	0,54	1,02	0,64	1,90	0,55	1,46	1,12
Tb	0,08	0,17	0,11	0,34	0,08	0,23	0,17
Dy	0,53	1,10	0,66	2,21	0,47	1,47	1,00
Ho	0,11	0,22	0,14	0,44	0,10	0,29	0,21
Er	0,36	0,63	0,40	1,17	0,30	0,81	0,60
Tm	0,05	0,08	0,05	0,15	0,04	0,11	0,08
Yb	0,32	0,53	0,35	0,81	0,26	0,67	0,48
Lu	0,05	0,06	0,04	0,08	0,04	0,08	0,05
$\Sigma\text{РЗЭ}$	12,66	16,42	9,80	21,80	11,74	23,50	24,10
РЗЭ_{L}	10,62	12,60	7,41	14,69	9,90	18,39	20,40
РЗЭ_{H}	2,05	3,82	2,39	7,11	1,85	5,12	3,70
$\Sigma\text{L}/\Sigma\text{H}$	5,19	3,30	3,09	2,07	5,36	3,59	5,51
δEu	0,79	0,91	0,87	0,74	0,79	1,01	0,91
δCe	1,05	1,09	0,96	0,92	1,13	0,89	0,75
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	4,48	2,84	2,46	2,13	4,97	3,64	7,62
$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$	1,40	1,56	1,51	1,94	1,75	1,85	1,90
$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$	2,31	1,51	1,27	1,03	2,11	1,69	2,99
Bi	2,4	1,5	4,2	1,5	8,0	2,9	4,2
Se	29,1	18,4	69,1	30,0	19,1	48,2	125

Примечание. Анализы выполнены методом ICP-MS в ИПТМ РАН. * — пирит из рудной зоны Орловская, ** — из рудной зоны Жила 2, *** — из безрудных интервалов.

фиты основного состава (обр. 11) и пироксен-плагиоклазовые порфириты (обр. 7, 8), входящие в состав второй и третьей пачек ирендыкской свиты. По сравнению с алевритами и песчаниками в вулканогенно-осадочных и эффузивных породах дифференциация между легкими и тяжелыми лантаноидами выражена в меньшей степени ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=2,87\text{--}3,19$). Для порфиритов характерны незначительные отрицательные европиевые ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,93$), а для туффитов — положительные цериевые ($\text{Ce}/\text{Ce}^*=1,27$) аномалии.

Сопоставление спектров РЗЭ в динамометаморфических сланцах, образовавшихся по преобладающим в разрезе основным туффитам и пироксен-плагиоклазовым порфиритам, и в слабо измененных разностях этих пород показало, что они сходны между собой (см. рис. 3, б, в). Например, туффиты (обр. 11) и апотуффитовые сланцы (обр. 15) имеют следующие содержания лантаноидов и значения

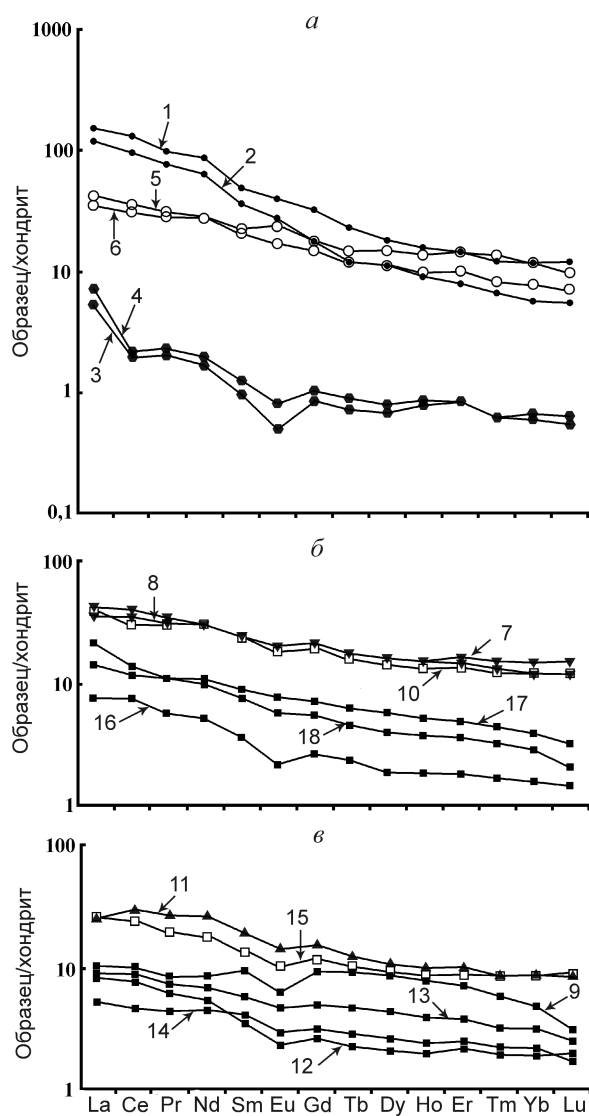


Рис. 3. Нормированные графики распределения РЗЭ в породах месторождения Орловское:

а — в диабазах, габбро-диабазе, известняках, алевролитах и песчаниках; *б* — пироксен-плагиоклазовых порфиритах, апорпорфировых сланцах и пирите из них; *в* — туффитах основного состава, апотуффитовых сланцах и пирите из них; исходные данные для построения графиков см. табл. 3, 4

геохимических коэффициентов: $\sum \text{PЗЭ} = 54,41$ и $42,55$ г/т, $\sum \text{L} / \sum \text{H} = 4,17$ и $3,77$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2,92$ и $3,07$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,77$ и $1,42$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1,31$ и $1,94$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,87$ и $0,91$ соответственно (см. рис. 3, *в*). Сланцы отличаются от вулканогенно-осадочных пород незначительным выносом РЗЭ, главным образом легких лантаноидов, что, по-видимому, связано с их большей подвижностью при гидротермально-метаморфогенных процессах [12, 14 и др.].

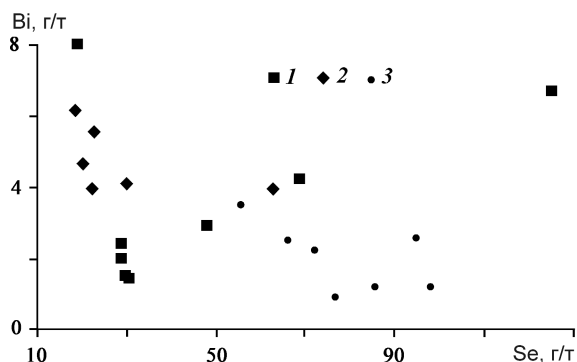


Рис. 4. Распределение Bi и Se в пирите из различных месторождений:

1 — Орловское, 2 — Убалинской зоны, 3 — Миндяк

Аналогичная тенденция прослеживается при сравнении графиков распределения РЗЭ в пироксен-плагиоклазовых порфиритах (обр. 7, 8) и в сланцах, образовавшихся по породам этого типа (обр. 10) (см. рис. 3, *в*). Для сланцев, независимо от состава протолита, характерны отрицательные Eu аномалии, свидетельствующие о формировании их из относительно окисленного флюида [9].

Как видно из приведенных данных, распределение РЗЭ в сланцах определяется составом исходных пород, что позволяет предполагать участие в минералообразующих растворах метаморфогенного флюида.

В качестве показателей состава и источников рудообразующих флюидов могут использоваться также данные о поведении РЗЭ в сульфидах, в том числе и в пирите [6, 11, 15 и др.]. Пирит из рудных тел и безрудных зон Орловского месторождения обогащен легкими лантаноидами, как и вмещающие сланцы. Величина отношения Eu/Eu^* в большинстве анализов < 1 , что, как отмечалось выше, является показателем относительно окисленного флюида. Для нормированных графиков характерны также небольшие положительные или отрицательные аномалии Se, наличие которых может свидетельствовать о взаимодействии минералообразующего флюида с вмещающими породами [4]. Выяснено, что пирит из рудной зоны Жила 2 (обр. 17) и пироксен-плагиоклазовые порфириды (обр. 8), вмещающие это рудное тело, имеют весьма близкие спектры распределения лантаноидов (см. рис. 3, *в*) и, соответственно, значения геохимических коэффициентов: $\sum \text{L} / \sum \text{H} = 3,59$ и $3,56$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3,64$ и $2,87$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1,85$ и $1,42$, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1,69$ и $1,75$. Выявленная особенность в поведении РЗЭ наиболее удовлетворительно может быть объяснена процессами мобилизации лантаноидов при образовании пирита из вмещающих пород.

Более сложная картина распределения РЗЭ в пирите Орловской рудной зоны и ее флангов отражает изменение физико-химических параметров минералообразующих растворов в разных частях месторождения. Здесь на верхних горизонтах месторождения пирит из рудовмещающего разлома Орловской зоны (обр. 12, 16) и субпараллельных ему безрудных разрывов (обр. 18) обогащен легкими лантаноидами в значительно большей степени, чем пирит из пород за пределами разрывных нарушений (обр. 14, 15). Величина отношения $(La/Yb)_N$ в первом случае составляет 4,48–7,62, а во втором — 2,13–2,46. Полученные данные показывают, что при дислокационном метаморфизме происходило перераспределение главным образом легких лантаноидов, а именно их вынос из менее метаморфизованных зон в разломные, где зеленосланцевый метаморфизм проявился наиболее интенсивно. Это нашло отражение в составе пирита. Тем не менее, и в Орловской рудной зоне спектры распределения лантаноидов в пирите и во вмещающих породах в целом сходны между собой.

В пирите Орловского месторождения не установлена обратная зависимость суммарных концентраций РЗЭ от величины европиевой аномалии, которая характерна для магматических пород и отсутствует в метаморфических образованиях [16].

Спектры распределения РЗЭ в динамометаморфических сланцах и пирите существенно отличаются от поведения лантаноидов в интрузивных диабазах и габбро-диабазах, в связи с чем последние не могли быть источником минералообразующих флюидов. Данные по геохимии РЗЭ показывают, что минералы зеленых сланцев и сопутствующий им пирит Орловского месторождения формировались из относительно окисленных растворов, обогащенных легкими лантаноидами. Источником РЗЭ в минералообразующем флюиде могли служить ирендыкские породы.

Индикатором при определении генетических особенностей месторождений золота может служить поведение Bi и Se в рудном процессе. Е.А.Будяк и Н.Н.Брюханова [2] на примере месторождений золота черносланцевой формации Бодайбинского района Восточной Сибири показали, что для оруденения гидротермально-метаморфогенного генезиса характерна прямая корреляционная зависимость их содержаний. На метаморфогенно-магматогенных месторождениях такая зависимость отсутствует. Результаты наших исследований хорошо согласуются с данными Е.А.Будяк и Н.Н.Брюхановой. В пирите из рудных тел и безрудных зон Орловского месторождения корреляция Bi и Se носит положительный характер (см. рис. 4). Это поз-

воляет предполагать его метаморфогенный генезис. На других месторождениях золота зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале, имеющих гидротермально-плутоногенный (месторождения Убалинской зоны) и гидротермально-метаморфогенно-плутоногенный (месторождение Миндяк) генезис [3], в рудном пирите проявлена отрицательная корреляционная зависимость Bi и Se (см. рис. 4).

Таким образом, результаты термобарогеохимических и изотопно-геохимических исследований свидетельствуют в пользу метаморфогенного происхождения рудоносных флюидов Орловского месторождения, которое, по-видимому, относится к орогенному типу золоторудных объектов, связанных с зеленосланцевыми комплексами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_a), ФЦП Минобрнауки (ГК П 237), проекта молодых ученых и аспирантов УрО РАН (№ 11-5-НП-554).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борисенко А.С.* Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
2. *Будяк А.Е., Брюханова Н.Н.* Селен, висмут и ртуть месторождений золота различных генетических типов в черносланцевых формациях // Геохимия. 2012. № 9. С. 881–888.
3. *Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Анкушева Н.Н.* Геолого-генетические типы месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Мат-лы 9-й Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа, 2012. С. 129–132.
4. *Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северо-восток России) / Н.А.Горячев, О.В.Викентьева, Н.С.Бортников и др. // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.*
5. *Реддер Э.* Флюидные включения в минералах. Т. 1. – М.: Мир, 1987.
6. *Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В.* Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 5. С. 672–676.
7. *Строение и развитие золотоносных рудообразующих систем. Сер.: Модели месторождений цветных и благородных металлов / М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, С.Г.Кряжев и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.*
8. *Тейлор Х.П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изо-

- топы и проблемы рудообразования. М., 1977. С. 213–294.
9. *Bau M.* Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state europium // *Chemical Geology*. 1991. Vol. 93. P. 219–230.
 10. *Bodnar R.J., Vityk M.O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.
 11. *Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China / M.Guangzhou, H.Renmin, G.Jianfeng et. al.* // *J. of rare earths*. 2009. Vol. 27. № 6. P. 1079–1087.
 12. *Jiang S., Yu J., Lu J.* Trace and rare-earth element geochemistry in tourmaline and cassiterite from Yunlong tin deposit, Yunnan, China: implication for migmatic-hydrothermal fluid evolution and ore genesis // *Chemical Geology*. 2004. Vol. 209. P. 193–213.
 13. *Ohmoto H., Rye R.O.* Isotope of sulfur and carbon, in Barnes // *Geochemistry of Hydrothermal deposits*. 1979. P. 509–567.
 14. *Plimer I.R., Lu J., Kleeman I.D.* Trace and rare earth elements in cassiterite — sources of components for the tin deposits of the Mole Granite, Australia // *Mineralium Deposita*. 1991. Vol. 26. P. 267–274.
 15. *Rare Earth Elements Geochemistry of Laowan Gold Deposit in Henan Province: Trace to Source of Ore-Forming Materials / X.Qiaoqin, X.Xiaochun, L.Xiaoxuan et. al.* // *J. of rare earths*. 2006. Vol. 24. № 1. P. 115–120.
 16. *Vinokurov S.F.* Geochemical significance of europium anomalies in the minerals of ore deposits // *Geochemical International Journal*. 1995. Vol. 32. № 2. P. 113–140.
 17. *Zheng Y.F.* Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals // *Geochemical Journal*. 1999. Vol. 33. P. 109–126.