

УДК 553.4(571.55)

## ЛЮБАВИНСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ИСТОЧНИКИ ОБРАЗОВАНИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РУД (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б. Н. Абрамов<sup>1,\*</sup>, В. Ф. Посохов<sup>2</sup>, Ю. А. Калинин<sup>3</sup>

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 06.12.2016 г.

Поступило 16.01.2017 г.

Любавинское золоторудное месторождение приурочено к субмеридиональной глубинной тектонической зоне. В этой зоне с рудными жилами тесно ассоциируют мелкие мезозойские штоки гранодиоритов, дайки диоритовых порфиритов, лампрофиров, имеющие преобладающее субширотное простирание. По геохимическим особенностям эти интрузии близки адакитам. Соотношение изотопов кислорода и стронция в гранодиоритах указывает на образование их в результате процессов мантийно-корового взаимодействия. Рассчитанный состав изотопов  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  кислорода в рудоносных кварцах колеблется от 4,89 до 9,59‰, что соответствует водному флюиду магматической природы. Это подтверждается изотопным составом серы сульфидов  $\delta^{34}\text{S}$  от 0,7 до 6,7‰, соответствующим гидротермальным орогенным месторождениям.

*Ключевые слова:* гранодиориты, адакиты, золотое оруденение, изотопы кислорода, Восточное Забайкалье.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524856713-719>

Любавинское золоторудное месторождение расположено в южной части Восточного Забайкалья. Оно относится к числу старейших коренных месторождений, которое отрабатывалось с перерывами с 1881 г. Изучением геологического строения, минералого-геохимических особенностей пород и руд занимались многие исследователи [5, 7, 8]. Несмотря на довольно полную изученность структуры месторождения, минералого-геохимических особенностей пород и руд, вопросы источников магматических образований и ассоциирующих с ними рудоносных жил ранее не рассматривались, поэтому основная задача исследования состоит в определении источников формирования пород и руд.

Характерной особенностью месторождения является чёткий структурный контроль. Оно приурочено к Любавинской субширотной тектонической зоне протяжённостью около 14 км, шириной в 1,5 км (рис. 1). Любавинское месторождение расположено в шовной зоне Монголо-Охотского глубинного разлома, что обусловило повышенную проницаемость коры для мантийных производных. В этой тектони-

ческой зоне с рудными жилами тесно ассоциируют мелкие мезозойские штоки гранодиоритов и породы дайкового комплекса, имеющие преобладающее субширотное простирание. Протяжённость даек достигает нескольких сотен метров, мощность варьируется в пределах 0,1–0,5 м. Эти интрузивные образования прорывают триасовые отложения [8].

Восточнее этой зоны расположен Хамаро-Тыринский гранитный массив кыринского комплекса ( $J_{1-2}$ ) [5]. Магматические образования Любавинской зоны ранее отождествляли с Хамаро-Тыринским массивом [5]. Однако сравнительный анализ выявил их резкие отличия по распределению редкоземельных элементов и концентрациям гранитофильных элементов [5]. Интрузии Любавинской тектонической зоны предположительно отнесены к сохондинскому комплексу ( $T_1-J_{2-3}$ ) [7].

На месторождении выделены следующие типы минерализации: полевошпат-кварцевая, золото-малосульфидная (продуктивная), полиметаллическая, антимонитовая [5, 6].

Температуры гомогенизации флюидных включений в рудоносном кварце варьируются в интервале 200–350 °С. При этом средние температуры по типам минерализации составили: 220 °С для полевошпат-кварцевого, 245 °С для золото-малосульфидного [8].

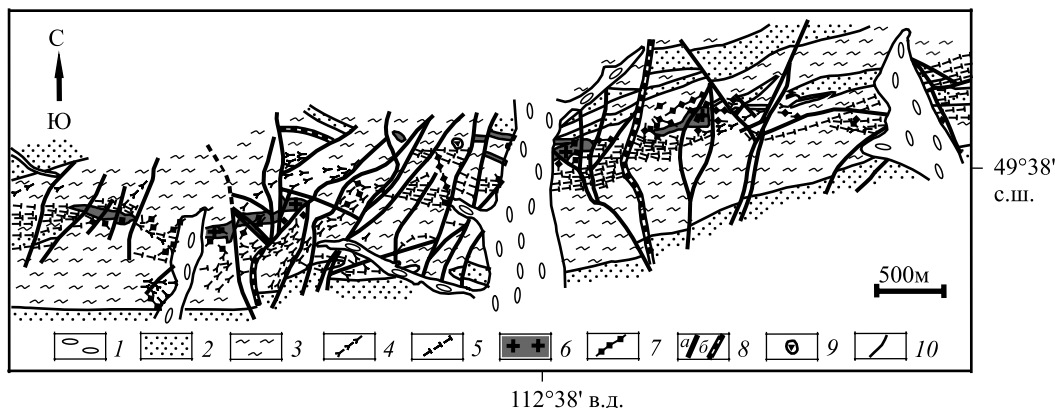
Полевошпат-кварцевые жилы субширотного простирания с вольфрамовой и молибденовой минерализацией ассоциируют с гранодиоритовыми

<sup>1</sup> Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения Российской Академии наук, Чита

<sup>2</sup> Геологический институт Сибирского отделения Российской Академии наук, Улан-Удэ

<sup>3</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск

\*E-mail: [b\\_abramov@mail.ru](mailto:b_abramov@mail.ru)



**Рис. 1.** Схема геологического строения Любавинского золоторудного месторождения: 1 — четвертичные отложения; породы палеозой-мезозойского возраста: 2 — песчаники, 3 — сланцы; юрские магматические образования: 4 — лампрофиры, диабазовые и диоритовые порфиристы, 5 — кварцевые порфиры, фельзиты и ортофиры, 6 — гранодиориты, гранит-порфиры; 7 — золотоносные кварцевые жилы; 8 — зоны тектонических нарушений: а — разломы, б — зоны дробления и милонитизации; 9 — участки брекчирования пород; 10 — контакты пород.

штоками, по мере удаления от которых в этих жилах происходит увеличение количества полевых шпатов с уменьшением сульфидов. Золото-малосульфидный тип развит в экзоконтактовых частях гранодиоритовых штоков и в дайковом поясе. Здесь выделяются следующие ассоциации: пирит-арсенопиритовая, пирит-арсенопирит-кварцевая, кварц-анкерит-золото-полисульфидная и карбонатная. Рудоносные жилы, как и наиболее поздние кварц-антимонитовые, имеют субширотное простирание. Кварц-полиметаллический тип жил характеризуется субмеридиональным простиранием, низкими концентрациями золота и небольшим распространением [5].

Для изучения изотопного состава кислорода были отобраны образцы кварца из кварцево-сульфидных руд. Изотопный состав  $\delta^{18}\text{O}$  в кварце изменяется от 15,3 до 18,1‰. Изотопный состав кислорода гидротермального флюида рассчитан в системах кварц-вода по уравнению  $\delta^{18}\text{O}_{\text{кварц}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3,34 (10^6/T^2) - 3,31$ , где  $T$  — температура по Кельвину [13]. Рассчитанный изотопный состав кислорода во флюиде в равновесии с кварцем продуктивного этапа 220–280 °С меняется от 3,59 до 9,59‰, что соответствует водному флюиду магматической природы [15] (табл. 1).

Магматический источник рудоносных флюидов подтверждается данными по изотопии серы сульфидов. Флюиды, отлагавшие сульфиды, характеризуются значениями  $\delta^{34}\text{S}$  от 0,7 до 6,7‰, что располагается в области значений орогенных гидротермальных месторождений ( $\delta^{34}\text{S}$  от –3 до 9‰), табл. 2 [14]. Для многих золоторудных месторождений Забайкалья преобладающим является мантийный источник серы, что обычно рассматривается как показатель ювенильного происхождения источ-

**Таблица 1.** Изотопный состав кислорода и сосуществующего с ним флюида Любавинского месторождения

№ пробы	Состав руд (содержание в %)	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ (SMOW)	Изотопный состав флюида $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	
			220 °С	245 °С
Полевошпат-кварцевая минерализация				
786	Pr, Ars (до 1%)	16,9	+6,49	+7,79
792	Pr, Ars (до 1%)	17,6	+7,19	+8,49
793	Pr, Ars (до 1%)	17,8	+7,39	+8,69
Золото-малосульфидно-кварцевая минерализация				
781	Pr, Ars (до 5%)	16,4	+5,99	+7,29
782	Pr (до 1%)	16,5	+6,09	+7,39
784	Pr (до 1%)	16,3	+5,89	+7,19
791	Pr (до 1%)	15,6	+5,19	+6,49
794	Pr, Ars, Mo (до 3%)	16,7	+6,29	+7,59
795	Pr (>5%)	17,9	+7,49	+8,79
796	Pr (>5%)	17,7	+7,29	+8,59
799-1	Pr (>5%)	17,1	+6,69	+7,99
858	Pr (до 1%)	14,0	+3,59	+4,89
860	Pr (до 1%)	17,3	+6,89	+8,19
862	Pr (до 1%)	17,3	+6,89	+8,19
863	Pr (до 1%)	18,1	+7,69	+8,99
864	Pr (до 4%)	16,6	+6,19	+7,49
865	Pr (до 3%)	16,6	+6,19	+7,49
866	Pr, Ars (до 1%)	18,1	+7,69	+8,99
668	Pr (до 1%)	18,7	+8,29	+9,59
870	Pr (до 1%)	15,3	+4,89	+6,19
871	Pr (до 1%)	15,5	+5,09	+6,39

Примечание. Ars — арсенопирит, Pr — пирит. Определение изотопного состава кислорода проводилось с использованием установки MIR 10–30 системы лазерного нагрева с лазером CO<sub>2</sub> мощностью 100 Вт и длиной волны 10,6 мкм в инфракрасной области, в присутствии реагента BrF<sub>5</sub> по методу [15]. Анализы выполнены в ГИН СО РАН.

**Таблица 2.** Изотопный состав серы сульфидных минералов Любавинского месторождения

Образец	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰ CDТ
793	Пирит	4,4
795	То же	0,7
796	» »	4,0
865	» »	7,7
880	» »	6,7
799-1	» »	6,7
794	Арсенопирит	5,6
878	То же	3,0
879	» »	3,9

Примечание. Анализы выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск), аналитики В.Н. Реутский, М.Н. Колбасова.

ников рудного вещества [6]. Проведённые исследования показали, что модальные значения изотопного состава серы сульфидных минералов Любавинского месторождения лежат в области небольших положительных значений (табл. 2). Это указывает на то, что сера сульфидных минералов имеет мантийно-коровый источник.

Рассмотрим петрогеохимические особенности интрузивных образований Любавинской зоны. Гранодиориты, с которыми пространственно ассоциирует преобладающая часть рудных жил, по соотношениям  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  относятся к калий-натриевой серии. По коэффициенту глинозёмистости  $al'$  —

(2,65–5,17) они соответствуют весьма высокоглинозёмистым образованиям. Коэффициент магнетиальности в них варьируется от 0,39 до 0,50 (табл. 3). По значениям ASI (0,93–1,02) они соответствуют гранитоидам вулканических дуг [5]. На диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  они относятся к гранитоидам J-типа (рис. 2) [12].

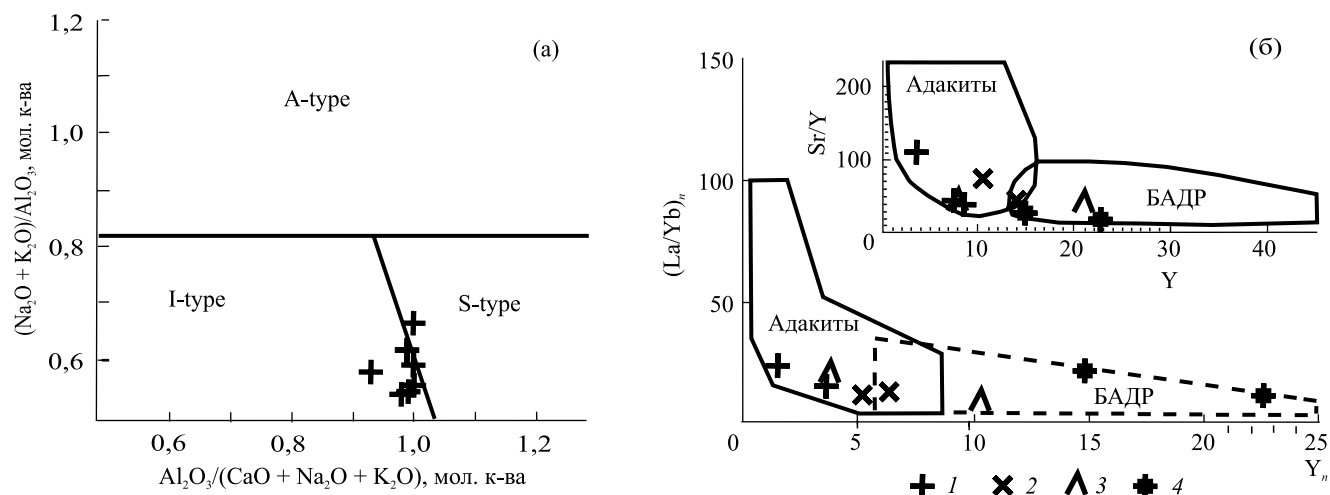
По геохимическому составу интрузивные образования Любавинского месторождения близки к адакитам (рис. 2, табл. 4). На диаграммах  $\text{Sr}/\text{Y} - \text{Y}$  [9],  $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Y}_n$  [11] все интрузивные образования Любавинского месторождения (гранодиориты, диоритовые порфиры, лампрофиры) занимают поле адакитов, что указывает на образование их за счёт единого магматического источника.

Образование адакитов связано с процессами плавления субдуцировавшей океанической литосферы. Формирование адакитов часто сопровождается промышленной минерализацией элементов халькофильного ряда [3]. Геохимические особенности адакитовых интрузий характеризуются следующими характеристиками: величина  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  не более 10; содержание Yb менее 1,8 г/т;  $\text{Y} < 18,0$  г/т;  $\text{Sr} > 300$  г/т. Такие геохимические особенности обусловлены присутствием граната в рестите [11]. Анализ содержаний изотопов стронция в гранодиоритах свидетельствует о формировании их в результате мантийно-корового взаимодействия (табл. 5).

**Таблица 3.** Содержания петрогенных компонентов в интрузивных образованиях Любавинского золоторудного месторождения, %

№ пробы	777	778	787	788	789	790	798	859	1*	2*	3*	4*	5*
$\text{SiO}_2$	64,70	71,80	67,90	70,90	64,10	65,70	64,20	67,70	64,02	64,00	62,78	64,19	65,49
$\text{TiO}_2$	0,33	0,03	0,25	0,02	0,32	0,48	0,53	0,55	0,53	0,56	0,61	0,59	0,56
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,90	15,60	16,30	15,40	16,40	16,20	16,90	15,60	16,89	17,19	17,41	16,95	15,72
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,39	0,43	0,66	0,52	1,22	0,48	0,74	3,13	0,93	1,16	1,14	0,54	1,01
$\text{FeO}$	3,10	0,51	1,69	0,43	2,35	3,18	2,86	1,29	2,79	2,91	2,91	3,50	2,91
$\text{MnO}$	0,12	0,02	0,04	0,03	0,10	0,08	0,07	0,08	0,05	0,03	0,05	0,06	0,05
$\text{MgO}$	1,18	0,20	0,80	0,23	1,26	1,57	1,39	1,18	1,19	1,23	1,94	1,74	2,02
$\text{CaO}$	4,17	0,82	2,65	1,74	3,67	3,67	3,90	0,93	4,58	4,29	4,41	3,74	3,50
$\text{Na}_2\text{O}$	4,34	3,29	4,60	3,39	4,40	3,86	3,78	4,29	4,17	4,16	4,37	4,32	4,03
$\text{K}_2\text{O}$	2,70	4,92	3,38	3,29	2,60	2,36	2,93	3,39	2,58	2,36	2,31	2,77	2,77
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,20	0,08	0,10	0,07	0,19	0,14	0,14	0,14	0,12	0,13	0,12	0,16	0,04
ппп	1,52	1,84	1,81	3,21	2,88	1,94	1,94	1,14	1,38	1,15	1,33	1,55	1,27
$\Sigma$	99,65	99,54	99,88	99,21	99,49	99,65	99,38	99,42	99,23	99,13	99,33	100,18	99,76
$al'$	3,62	13,68	5,17	13,05	3,39	3,09	3,39	2,78	3,44	3,24	2,91	2,93	2,65
$\text{Mg}\#$	0,40	0,33	0,42	0,36	0,44	0,44	0,44	0,46	0,40	0,39	0,50	0,46	0,52
ASI	0,96	1,28	1,02	1,26	0,97	1,04	1,02	1,26	0,93	0,99	0,98	1,00	0,98

Примечание. Анализы выполнены стандартным методом в аналитических лабораториях ГИН СО РАН. Аналитик Б.Ж. Жалсараев. Пробы: 787, 798, 1–5\* — граниты; 777, 789 — диоритовые порфиры; 778, 788 — кварцевые порфиры; 790, 859 — лампрофиры.  $al' = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ .  $\text{Mg}\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + 0,85\text{Fe}_2\text{O}_3)$  в молекулярных количествах.  $\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$  в молекулярных количествах. \* — 1\*–5\* данные [5].



**Рис. 2.** Квалификационные диаграммы интрузивных образований Любавинского месторождения: а — диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  гранодиоритов [12]; б — диаграммы  $\text{Sr}/\text{Y}-\text{Y}$  [12],  $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Y}_n$  [11] интрузивных образований. БАДР — поле значений пород островных дуг и активных континентальных окраин; 1 — гранодиориты, 2 — диоритовые порфириты, 3 — лампрофиры, 4 — граниты Хамаро-Тыринского массива кыринского комплекса ( $J_{1-2}$ ).

**Таблица 4.** Содержание редких и редкоземельных элементов в породах и рудах Любавинского месторождения (г/т)

Элемент	Пробы														
	776	777	779	783	787	788	789	790	797	798	859	862	863	781	791
Cu	—	7,8	29	—	7	—	4,6	57	—	39	15	7,9	3,6	4,6	16
Zn	120	99	87	76	70	61	69	73	62	68	71	36	31	54	69
As	27	8	20	164	24	260	8	24	777	17	40	1290	910	285	6360
Pb	51	32	23	51	30	58	21	14	27	21	19	7	7	32	37
Rb	107	66	52	112	108	97	78	83	114	79	94	30	40	55	36
Sr	347	570	770	240	400	280	490	350	230	353	373	52	20	9	137
Zr	105	176	150	74	106	58	173	150	60	145	214	82	62	58	96
Nb	4	5	3	4,7	3	4,5	5	—	3	5	10	4	2	1	4
Mo	—	5	—	—	—	—	6	7	—	2,3	—	—	—	2	11
Sn	22	15	10	7	8	10	8	5	4,3	3,6	7,1	3	2,6	14	5,5
Sb	—	—	3	—	—	3	3	—	3	2	—	11	9	15	16
Ba	1200	730	244	655	1140	366	720	620	630	770	853	204	185	204	110
La	—	25,3	14,8	—	8,1	—	24,1	17,5	—	13,7	27,0	9,4	7,8	8,0	12,2
Ce	—	49,1	29,2	—	18,0	—	51,9	36,8	—	30,2	54,1	19,5	16,7	15,9	26,0
Pr	—	5,0	2,5	—	<2	—	4,6	3,1	—	2,8	5,4	<2	<2	2,6	3,4
Nd	—	22,0	13,2	—	7,2	—	22,7	15,5	—	13,6	24,2	7,7	6,7	7,5	11,3
Sm	—	4,5	3,1	—	1,8	—	4,8	3,6	—	3,4	5,3	1,6	1,5	1,1	1,86
Eu	—	1,05	0,64	—	0,41	—	1,05	0,80	—	0,80	1,12	0,30	0,25	0,36	0,58
Gd	—	3,3	2,6	—	1,0	—	3,3	2,5	—	2,6	4,0	1,2	1,1	1,5	2,48
Tb	—	0,55	<0,5	—	<0,5	—	0,51	<0,5	—	<0,5	0,75	—	<0,5	0	0
Dy	—	2,8	2,2	—	<1	—	2,8	1,8	—	1,9	3,9	1,2	1,2	1,3	2,1
Ho	—	0,55	<0,5	—	<0,5	—	0,58	<0,5	—	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,09	0
Er	—	1,4	1,1	—	<0,5	—	1,5	0,85	—	0,93	2,2	0,80	0,78	0,75	1,15
Tm	—	<0,3	<0,3	—	<0,3	—	<0,3	<0,3	—	<0,3	0,35	<0,3	<0,3	0,20	0,29
Yb	—	1,2	0,88	—	0,23	—	1,30	0,62	—	0,62	2,1	0,70	0,62	0,61	1,09
Lu	—	<0,15	<0,15	—	<0,15	—	0,15	<0,15	—	<0,15	0,23	<0,15	<0,15	0,09	0,16
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	14	15	16	17
Y	5	14,0	10,7	4	3,6	2	13,7	8,0	2	7,8	21,3	6,2	6,4	6,0	11,4
ΣTR	116,75	69,34	—	—	35,51	—	119,4	82,45	—	69,93	130,4	42,4	36,65	40,00	62,61
$(\text{La}/\text{Yb})_n$	14,63	11,66	—	—	24,49	—	12,88	19,57	—	15,32	8,92	9,31	8,72	9,09	7,77
Eu/Eu*	0,83	0,69	—	—	0,93	—	1,07	0,82	—	0,82	0,74	0,66	0,59	0,86	0,83
Eu/Sm	0,23	0,21	—	—	0,23	—	0,22	0,22	—	0,24	0,21	0,19	0,16	0,33	0,32

Примечание. 776, 783, 787, 798 — гранитоиды; 788, 797 — кварцевые порфиры; 777, 779, 789 — диоритовые порфириты; 790, 859 — лампрофиры; 791, 781, 862, 863 — сульфидно-кварцевые жилы. Анализы выполнены в ГИН СО РАН; редкие элементы — РФА-методом, редкоземельные элементы — ISP-AES-методом. Аналитики: Б.Ж. Жалсараев, Л.А. Левантуева, Т.И. Казанцева.  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/[\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N]^{1/2}$ . Прочерк — нет данных.



**Таблица 5.** Sr–O-изотопные данные гранодиоритов Любавинского месторождения

№ пробы	Sr, г/т	( <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr) <sub>о</sub>	δ <sup>18</sup> O‰
776	341,2	0,70669	9,4
787	360,7	0,70666	9,1
798	342,7	0,70647	8,4
783	234,7	0,70785	12,2

Примечание. Порода — гранодиорит. Изотопный состав <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и его концентрация были определены методом двойного изотопного разбавления на масс-спектрометре Финниган МАТ 262 Байкальского центра коллективного пользования, г. Иркутск. Аналитик В.Ф. Посохов (ГИН СО РАН).

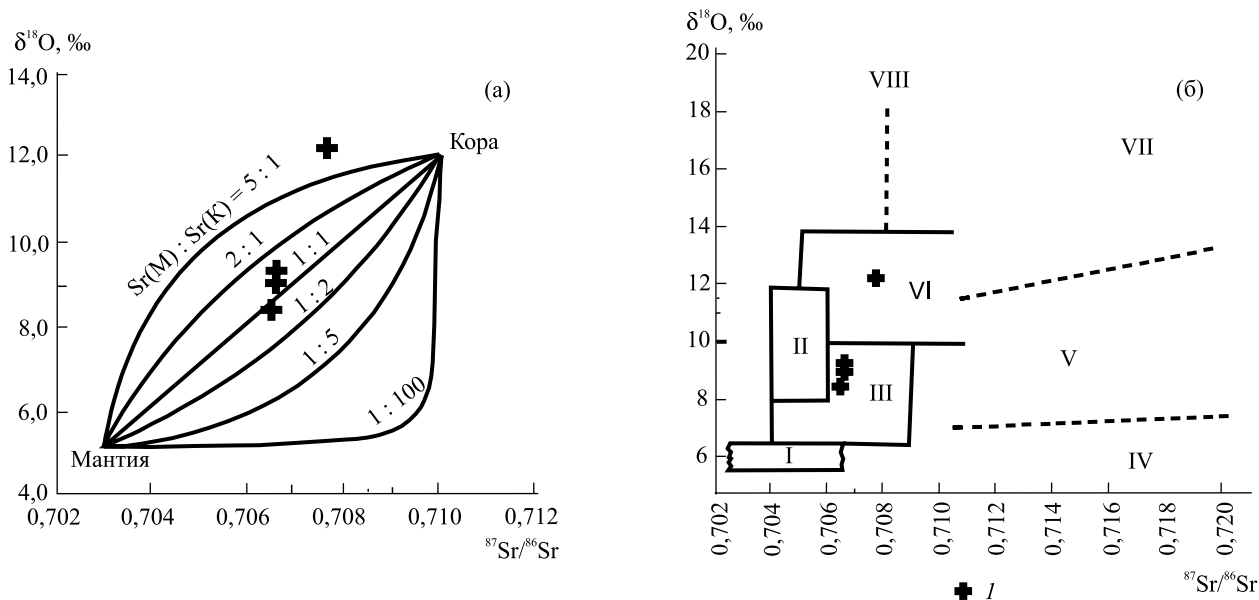
Установлено, что соотношение изотопов кислорода и первичные стронциевые отношения являются показателями генезиса кислых магм. Точки составов гранодиоритов соответствуют магмам, образованным при контаминации источника с соотношением концентраций Sr в магме и контаминате, близким 1 : 1 (рис. 3).

На диаграмме δ<sup>18</sup>O, ‰ — <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, показывающей вариации изотопных характеристик пород, точки составов гранодиоритов располагаются в поле изменённых океанических базальтов. Считается, что гранитоиды сохранили изотопные характеристики пород, за счёт которых произошли (рис. 3) [1].

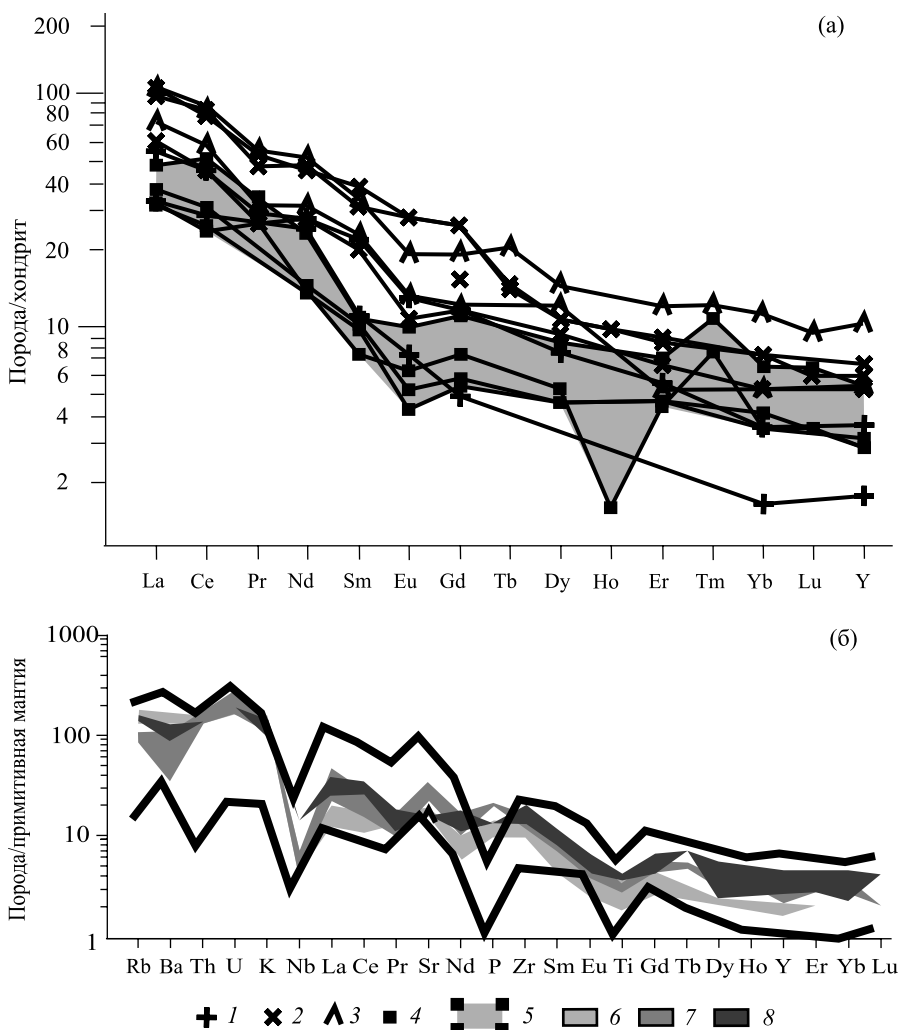
Анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) показывает, что магматические расплавы

интрузий Любавинского месторождения характеризуются незначительной степенью дифференциации магматического расплава (Eu/Eu\* — 0,69–0,93), с глубинами образования, отвечающими нижней континентальной коре (Eu/Sm — 0,21–0,24) (табл. 2, рис. 4) [3]. На диаграмме распределения элементов, нормированных относительно примитивной мантии, значения интрузий Любавинского месторождения в основном соответствуют таковым адакитов (рис. 4б). За рамки ограничений содержания элементов в адакитах выходят только концентрации фосфора. Это можно объяснить процессами мантийно-корового взаимодействия, в результате которых был переплавлен коровый материал с повышенными концентрациями фосфора (рис. 4). Диоритовые порфириды и лампрофиры в сравнении с гранодиоритами характеризуются большими концентрациями тяжёлых лантаноидов и ΣРЗЭ (табл. 2).

Таким образом, формирование золотоносных руд и интрузивных образований Любавинского месторождения происходило в результате процессов мантийно-корового взаимодействия. Геохимические особенности интрузивных пород указывают на формирование их за счёт участия мантийного источника. Это также подтверждается соответствием их адакитовым образованиям. Рассчитанный состав изотопов кислорода в рудоносных кварцах соответствует водному флюиду магматической природы. На это ука-



**Рис. 3.** Модельные Sr–O-изотопные графики гранодиоритов Любавинского месторождения: а — теоретическая двухкомпонентная кривая смешения в системе δ<sup>18</sup>O–<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Цифры на линиях — отношения концентраций стронция в мантии к концентрациям стронция в коровом контаминате [1]; б — вариации изотопных составов земных пород с точками составов гранодиоритов Любавинского месторождения [1]. Состав пород: I — мантия, II — офиолитовые базальты, III — изменённые океанические базальты, IV — поле гидротермально изменённых пород, V — гранитоиды, VI — геосинклинальные осадки “меланж”, VII — континентальные осадки, VIII — глубинные океанические осадки.



**Рис. 4.** Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов пород и руд Любавинского золоторудного месторождения. Мезозойские породы и руды: 1 — гранодиориты, 2 — диоритовые порфириды, 3 — лампрофиры, 4 — сульфидно-кварцевые жилы; поля распространения: 5 — сульфидно-кварцевых жил, 6 — гранодиоритов, 7 — диоритовых порфиридов, 7 — лампрофиридов. Жирные чёрные линии на диаграмме 4б — поля ограничений содержания элементов адакитов по [10].

зывает также изотопный состав серы сульфидов, соответствующий орогенным гидротермальным месторождениям. Указанное свидетельствует о том, что золотое оруденение имеет магматический источник.

**Источник финансирования.** Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16–03–00353).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Валуи Г.А., Москаленко Е.Ю., Стрижкова А.А., Саядян Г.Р. // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 62–71.
2. Винокуров С.Ф. // ДАН. 1996. Т. 346. С. 792–795.
3. Ефремов С.В. // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.
4. Китаев Н.А. // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 46–55.

5. Козлов В.Д., Спиридонов А.М., Чокан В.М. // Изв. Сиб. отд-ния. Секция наук о Земле РАЕН. 2008. № 7 (33). С. 4–18.
6. Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 2006. 291 с.
7. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
8. Шубин Г.В. Типы золоторудной минерализации Даурской зоны. Новосибирск: Наука, 1984. 209 с.
9. Defant M.J., Jackson T.E., Drummon V.S., et al. // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 569–579.
10. McDonough, Sun S. // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
11. Martin H. // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
12. Maeda J. // Tectonophysics. 1990. № 174. P. 235–255.

13. *Matsuhisa Y., Goldsmith J.R., Clouton R.N.* Oxygen Isotopic Fractionation in the System Quartz-Albite-anorthite-Water // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1979. V. 43. P. 1131–1140.
14. *Ridley J., Diamond L.* Gold in 2000 // *SEG Revs.* 2000. V. 13. P. 141–162.
15. *Sharp Z.D.* // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 1353–1357.

**LUBAVINSKOE Au-BEARING ORE DEPOSIT:  
PETROCHEMICAL FEATURES OF ROCKS AND ORES,  
AND THE ORIGIN CONDITIONS (EASTERN TRANSBAKALIA)**

**B. N. Abramov<sup>1</sup>, V. Ph. Posohov<sup>2</sup>, Yu. A. Kalinin<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>*Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology of the Siberian Branch  
of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russian Federation*

<sup>2</sup>*Geological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Ulan-Ude, Russian Federation*

<sup>3</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch  
of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

Presented by Academician of the RAS N.P. Pokhilenko December 6, 2016

Received January 16, 2017

Lubavinskoe Au-bearing ore deposit is situated to submeridional deep layered tectonic zone. In these zones the ore veins are associated with small Mesozoic stocks of granodiorite and rocks of the dyke complexes of the sub-latitudinal spread. According to geochemical features these intrusions are correspond to adacits. The proportion isotopic ratio of the oxygen and strontium at granodiorites indicates to their origin due to mantle-core interaction. Calculated oxygen isotope composition  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  in the fluid in equilibrium with quartz in the productive phase 220–280 °C changes from 3.59 to 9.59‰, which corresponds to water of magmatic fluid nature. This is confirmed by the isotopic composition of sulfur for sulphides  $\delta^{34}\text{S}$ , ‰ from +0.7 to +6.7‰, corresponding to hydrothermal orogenic ore deposits.

*Keywords:* granodiorites, adacits, Au-bearing ores, isotopes of the oxygen, Eastern Transbaikalia.